



HAL
open science

Etude géologique du Guidimaka (Mauritanie) : essai de résolution structurale d'une série épimétamorphique

Roger Lille

► **To cite this version:**

Roger Lille. Etude géologique du Guidimaka (Mauritanie) : essai de résolution structurale d'une série épimétamorphique. Pétrographie. Université de Grenoble, 1967. Français. NNT : . tel-00788960

HAL Id: tel-00788960

<https://theses.hal.science/tel-00788960>

Submitted on 15 Feb 2013

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.

I

LILLE (R.)
I.P. 5995 (1)

Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble

Année :

n° d'ordre :

3 JUL. 1967

THESES

présentées pour obtenir le grade de
DOCTEUR ES-SCIENCES APPLIQUEES

~~Faculté des Sciences
de Grenoble~~

par

Roger LILLE



première Thèse :

ETUDE GEOLOGIQUE DU GUIDIMAKA (Mauritanie)

Essai de résolution structurale d'une série épimétamorphique

Deuxième Thèse :

PROPOSITIONS DE LA FACULTE

soutenues publiquement le

1967

devant la Commission

d'examen :

MM. R. BARBIER

Président

R. MICHEL

P. GIRAUD

} *Examineurs*

G. ROCCI

Invité

~~F. P. 5995 (1)~~

T GRE
1967
LIL
(1)

Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble

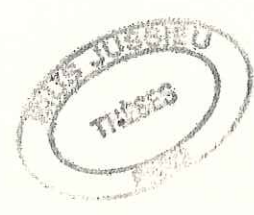
Année : 1967

n° d'ordre :

T H E S E S

présentées pour obtenir le grade de
DOCTEUR ES-SCIENCES APPLIQUEES

par
Roger LILLE



Première Thèse :

ETUDE GEOLOGIQUE DU GUIDIMAKA (Mauritanie)

Essai de résolution structurale d'une série épimétamorphique

Deuxième Thèse :

PROPOSITIONS DE LA FACULTE

soutenues publiquement le
d'examen :

10-4-1967

devant la Commission

MM. R. BARBIER

Président

R. MICHEL

P. GRAUD

} *Examineurs*

G. ROCCI

Invité

LISTE DES PROFESSEURS

Doyen honoraire : M. MORET L.Doyen : M. WEIL L.

Doyen M. BONNIER E.

Professeurs :

MM. NEEL L.	Magnétisme et physique du solide
HEILMANN R.	Chimie organique
KRAVTCHENKO J.	Mécanique rationnelle
CHABAUTY C.	Calcul différentiel et intégral
PARDE M.	Potamologie
BENOIT J.	Radioélectricité
CHENE M.	Chimie papetière
BESSION J.	Electrochimie
WEIL L.	Thermodynamique
FELICI N.	Electrostatique
KUNTZMANN J.	Mathématiques appliquées
BARBIER R.	Géologie appliquée
SANTON L.	Mécaniques des Fluides
OZENDA P.	Botanique
FALLOT M.	Physique industrielle
GALVANI O.	Mathématiques
MOUSSA A.	Chimie nucléaire
TRAYNARD P.	Chimie
SOUTIF F.	Physique
CRAYA A.	Hydrodynamique
REULOS R.	Théorie des champs
AYANT Y.	Physique approfondie
GALISSOT F.	Mathématiques

Mlle LUTZ E.	Mathématiques
MM. BLAMBERT M.	Mathématiques
BOUCHEZ R.	Physique nucléaire
LLIBOUTRY L.	Géophysique
MICHEL R.	Géologie et Minéralogie
BONNIER E.	Electrochimie
DESSAUX G.	Physiologie animale
PILLET E.	Electrotechnique
DEBELMAS J.	Géologie
GERBER R.	Mathématiques
PAUTHENET R.	Electrotechnique
VAUQUOIS B.	Mathématiques appliquées
SILBER R.	Mécanique des fluides
BARBIER J.-C.	Physique
KOSZUL J.-L.	Mathématiques
BUYLE-BODIN	Electronique
DREYFUS B.	Thermodynamique
KLEIN J.	Mathématiques
VAILLANT F.	Zoologie
ARNAUD P.	Chimie
SENGEL P.	Zoologie
BARJON R.	Physique nucléaire
BRISSONNEAU P.	Physique
Mme KOFER L.	Botanique
MM. BARNOUD F.	Biosynthèse de la cellulose
GAGNAIRE D.	Chimie physique
GIRAUD P.	Géologie
GIDON P.	Géologie et Minéralogie
PERRET R.	Servomécanismes
Mme BARBIER M.-J.	Electrochimie
Mme SOUTIF J.	Physique
MM. COHEN J.	Electrotechnique
DEPASSEL R.	Mécanique
ANGLES D'AURLAC	Mécanique des fluides

MM. DUCROS P.	Minéralogie et Cristallographie
CASTINEL A.	Mathématiques appliquées
GLENAT R.	Chimie
LACAZE A.	Thermodynamique
BARRA J.	Mathématiques appliquées
COUMES A.	Electronique
DEGRANGE C.	Zoologie
PEBAY-PEROULA	Physique
FERRIAUX J.	Géologie
RASSAT A.	Chimie systématique
ROBERT A.	Chimie papetière

Professeurs associés :

MM. NAPP-ZINN	Botanique
DUTON G.	Biosynthèse
MATSUSHIMA Y.	Mathématiques pures

Maitres de conférences :

MM. BIAREZ J.-P.	Mécanique physique
DODU J.	Mécanique des fluides
HARQUES G.	Calcul numérique
LANCIA R.	Physique automatique
Mme KAHANE J.	Physique
MM. POLOUJADOFF M.	Electrotechnique
DEPOMMIER P.	Physique nucléaire
Mme BOUCHE L.	Mathématiques
MM. SARROT-REYNAULD	Géologie
CAUQUIS G.	Chimie générale
BONNET G.	Chimie expérimentale
BONNIER M.-J.	Chimie
KAHANE A.	Physique générale
DOLIQUE J.-M.	Electronique
BRIERE G.	Physique expérimentale

MM.	DESRE P.	Métallurgie
	LAJZEROWICZ J.	Physique générale
	VALENTIN P.	Physique générale
	BERTRANDIAS J.-P.	Mathématiques appliquées
	BONNETAIN L.	Chimie générale
	LAURENT P.	Mathématiques appliquées
	CAUBERT J.-P.	Mathématiques pures
	PAYAN J.-J.	Mathématiques
Mme	BERTRANDIAS F.	Mathématiques pures
MM.	FONTANGES R.	Physiologie animale
	LONGEQUEUE J.-P.	Physique
	NIVAT M.	Mathématiques appliquées
	SOHM H.-C	Electrochimie
	ZADWORNY F.	Physique

Maitres de conférences associés :

MM.	RADELLI L.	Géologie
	KEYSTON	Thermodynamique
	WAKYAMA T.	Physique du solide

Secrétaire principal :

M. MONTAGNAT

S O M M A I R E

	<u>Pages</u>
- RESUME.....	I à V
- INTRODUCTION.....	1
A- GENERALITES.....	1
B- ESQUISSE GEOGRAPHIQUE.....	2
1/- <u>Introduction</u>	2
2/- <u>Géographie physique</u>	3
a- <u>Régions naturelles</u>	3
b- <u>Climat et pluviosité</u>	4
c- <u>Hydrologie</u>	5
d- <u>Végétation</u>	6
e- <u>Faune</u>	7
3/- <u>Géographie humaine</u>	8
4/- <u>Voies de communication</u>	10
C- CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL - TRAVAUX ANTERIEURS.....	11
1/- <u>Introduction</u>	11
2/- <u>Le synéclise de Taoudeni</u>	12
a- <u>Les grandes lignes stratigraphiques et</u> <u>structurales</u>	12
b- <u>La bordure sud ouest du synéclise</u>	12
c- <u>Bibliographie</u>	13

3/- L'arc Bakel - Akjoujt.....: 13

 a- Introduction.....: 13

 b- Etat des connaissances en 1958.....: 14

 c- Travaux postérieurs à 1958.....: 16

D- ESQUISSE GEOLOGIQUE DE LA ZONE ETUDIEE: DEFINITION
DES UNITES.....: 20

E- CONCLUSION : PLAN DE L'OUVRAGE.....: 23

I

Première partie

- ETUDE PETROGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE DES
DIFFERENTES UNITES

I.1- LE SOCLE GRANITISE.....: 24

 I.1.1- INTRODUCTION.....: 24

 I.1.2- ROCHES PLUTONIQUES ("granites du Guidimaka").....: 26

 I.1.2.1- Granodiorite et diorite quartzique: 26

 I.1.2.2- Granite à deux micas.....: 32

 I.1.2.3- Conclusion à l'étude des roches plutoniques.....: 36

 I.1.3- AMPHIBOLITES.....: 41

 I.1.3.1- Introduction.....: 41

 I.1.3.2- Etude macroscopique.....: 41

 I.1.3.3- Etude microscopique.....: 43

 I.1.3.4- Caractères du métamorphisme.....: 47

 I.1.3.5- Analyses chimiques.....: 47

 I.1.3.6- Relations avec le granite - Conclusion.....: 52

I.2-	FORMATIONS A METAMORPHISME D'EPIZONE ET DE DEBUT DE MESOZONE.....	: 53
I.2.1-	SERIE DE M'BOUT.....	: 53
I.2.1.1-	<u>Généralités : division en trois secteurs d'étude.</u>	: 53
I.2.1.2-	<u>Etude des monts Wa-Wa.....</u>	: 59
I.2.1.2.1-	<u>Généralités.....</u>	: 59
I.2.1.2.2-	<u>Description de coupes.....</u>	: 60
I.2.1.2.3-	<u>Etude pétrographique.....</u>	: 67
I.2.1.2.4-	<u>Métamorphisme de la Série de M'Bout dans les monts Wa-Wa.....</u>	: 83
I.2.1.2.5-	<u>Conclusion.....</u>	: 91
I.2.1.3-	<u>Secteur central.....</u>	: 92
I.2.1.3.1-	<u>Généralités.....</u>	: 92
I.2.1.3.2-	<u>Description de coupes.....</u>	: 93
I.2.1.3.3-	<u>Etude pétrographique.....</u>	: 108
I.2.1.3.4-	<u>Conclusion.....</u>	: 113
I.2.1.4-	<u>Massifs de bordure est.....</u>	: 114
I.2.1.4.1-	<u>Généralités: division en trois secteurs d'étude.....</u>	: 114
I.2.1.4.2-	<u>Massif d'Artemou.....</u>	: 115
I.2.1.4.3-	<u>Région Djajibine - Kadiel.....</u>	: 134
I.2.1.4.4-	<u>Massif de Tajalt M'Beïdia.....</u>	: 146

I.2.1.5-	<u>Conclusion à l'étude de la Série de M'Bout</u>	153
I.2.1.5.1-	<u>Succession stratigraphique</u>	153
I.2.1.5.2-	<u>Relations entre la Série de M'Bout et le socle granité</u>	155
I.2.1.5.3-	<u>Caractères chimiques du volcanisme de la Série de M'Bout</u>	157
I.2.1.5.4-	<u>Age</u>	160
I.2.1.5.5-	<u>Métamorphisme de la Série de M'Bout</u>	160
I.2.2-	SERIE DE BAKEL.....	161
I.2.2.1-	<u>Généralités</u>	161
I.2.2.2-	<u>Structures du Sud de Testaï</u>	162
I.2.2.3-	<u>Structures de Bakel et Moudji Youroufa (Relations de la Série de Bakel avec le socle granité et avec la Série de Sélibabi)</u>	164
I.2.2.4-	<u>Pétrographie</u>	170
I.2.2.5-	<u>Conclusion</u>	175
I.2.3-	COMPLEXE DES MICASCHISTES ALBITIQUES DE DIALA-BOUANZE:	177
I.2.3.1-	<u>Introduction</u>	177
I.2.3.2-	<u>Description d'affleurements</u>	178
I.2.3.3-	<u>Contacts avec les formations voisines</u>	184
I.2.3.4-	<u>Etude pétrographique</u>	187
I.2.3.5-	<u>Analyses chimiques</u>	202
I.2.3.6-	<u>Conclusion</u>	204

I.3-	FORMATIONS DE LA SERIE DE L'ASSABA-TAGANT ET DE LA	
	SERIE DE SELIBABI.....	206
I.3.1-	INTRODUCTION.....	206
I.3.2-	PLATEAU DE L'ASSABA.....	208
I.3.3-	SERIE DE SELIBABI : ETUDES REGIONALES.....	213
I.3.3.1-	<u>Région de N'Diéo-Anietir</u>	213
I.3.3.1.1-	<u>Description d'affleurements</u>	213
I.3.3.1.2-	<u>Classification en groupes pétrographiques</u> ...	222
I.3.3.1.3-	<u>Conclusions partielles</u>	225
I.3.3.2-	<u>Région de Dafort</u>	227
I.3.3.2.1-	<u>Introduction</u>	227
I.3.3.2.2-	<u>Coupes</u>	228
I.3.3.2.3-	<u>Conclusion</u>	232
I.3.3.3-	<u>Région située au Sud du parallèle 15°30'</u>	233
I.3.3.3.1-	<u>Introduction</u>	233
I.3.3.3.2-	<u>Coupes de Soufi</u>	234
I.3.3.3.3-	<u>Coupes au Nord de Sélibabi</u>	239
I.3.3.3.4-	<u>Guelb M'Balou</u>	242
I.3.3.3.5-	<u>Coupes de Koumba N'Dao</u>	243
I.3.3.3.6-	<u>Structures de Zénégué</u>	246
I.3.4-	SERIE DE SELIBABI : ETUDE PETROGRAPHIQUE.....	248
I.3.4.1-	<u>Introduction</u>	248
I.3.4.2-	<u>Roches sédimentaires et volcano-sédimentaires</u>	248
I.3.4.2.1-	<u>Grès</u>	248
I.3.4.2.2-	<u>Pélites - Cinérites - Tufs acides - Grauwackes</u> :	251
I.3.4.2.3-	<u>Dolomies</u>	259

I.3.4.3-	<u>Roches siliceuses d'origine volcanique ou volcano-sédimentaire probable.....</u>	261
I.3.4.3.1-	<u>Jaspilites rouges.....</u>	261
I.3.4.3.2-	<u>Microquartzites noirs.....</u>	264
I.3.4.3.3-	<u>Conglomérats et agglomérats polygéniques...</u>	264
I.3.4.3.4-	<u>Pélites noires à oligiste.....</u>	269
I.3.4.4-	<u>Roches volcaniques basiques.....</u>	270
I.3.4.4.1-	<u>Introduction bibliographique : définition et nomenclature des spilites et des roches associées.....</u>	270
I.3.4.4.2-	<u>Les roches volcaniques basiques de la Série de Sélibabi.....</u>	275
I.3.4.4.3-	<u>Conclusion.....</u>	289
I.3.4.5-	<u>Roches ultrabasiques.....</u>	290
I.3.4.6-	<u>Gabbros.....</u>	295
I.3.5-	<u>CONCLUSION A L'ETUDE DE LA SERIE DE SELIBABI.....</u>	296
I.3.5.1-	<u>Succession stratigraphique.....</u>	296
I.3.5.2-	<u>Tectonique.....</u>	299
I.3.5.3-	<u>Caractères pétrochimiques du volcanisme.....</u>	301
I.3.5.4-	<u>Corrélation avec d'autres séries de l'Ouest Africain : âge de la Série de Sélibabi.....</u>	302
I.3.5.4.1-	<u>Introduction.....</u>	302
I.3.5.4.2-	<u>Séries de l'Assaba-Tagant et de Kiffa.....</u>	303
I.3.5.4.3-	<u>Série de la Falémé.....</u>	306
I.3.5.4.4-	<u>Série de Sélibabi.....</u>	309
I.3.5.4.5-	<u>Conclusion.....</u>	314

II

Deuxième partie

ETUDE STRUCTURALE DES SERIES DE M'BOUT ET DE BAKEL

II.1- INTRODUCTION : METHODES ET PRINCIPES ESSENTIELS
DE L'ANALYSE STRUCTURALE..... : 318

II.1.1- GENERALITES..... : 318

II.1.2- DEFINITIONS..... : 321

II.1.3- SYMETRIE DES STRUCTURES..... : 326

II.1.4- CHOIX ET DENOMINATION DES AXES DE REFERENCES..... : 327

II.1.5- AUTRES DEFINITIONS..... : 333

II.1.6- CHOIX DE CERTAINS SIGLES..... : 336

II.2- ETUDES REGIONALES..... : 340

II.2.1- INTRODUCTION : DIVISION EN SECTEURS D'ETUDE..... : 340

II.2.2- REGION DE TOUKOBRA..... : 341

II.2.3- MONTS WA-WA..... : 349

II.2.4- MASSIFS DE BORDURE EST..... : 370

II.2.5- SECTEUR CENTRAL..... : 378

II.2.6- STRUCTURES DU SUD DE TESTAI..... : 382

II.2.7- STRUCTURES DE BAKEL..... : 386

II.3- CONCLUSION A L'ETUDE DES SERIES DE M'BOUT ET DE BAKEL : 388

II.3.1- SERIE DE M'BOUT.....: 388

II.3.2- SERIE DE BAKEL.....: 390

II.3.3- CORRELATIONS ENTRE SERIES DE M'BOUT ET DE BAKEL...: 391

II.3.4- ROLE DU SOCLE DANS LES TECTOGENESES.....: 392

III

Troisième partie

CONCLUSIONS GENERALES

III.1- INTRODUCTION.....: 403

III.2- SYNTHESE DES RESULTATS ACQUIS.....: 404

III.2.1- HISTOIRE DU SOCLE GRANITISE ET DES SERIES DE
M'BOUT ET DE BAKEL.....: 404

III.2.1.1- Le socle granité.....: 404

III.2.1.2- Formation des Séries de M'Bout et de Bakel...: 404

III.2.1.3- Plissements et métamorphisme.....: 405

III.2.1.4- Conclusion.....: 408

III.2.2- COMPLEXE DES MICASCHISTES ALBITIQUES DE
DIALA-BOUANZE.....: 409

III.2.3- SERIE DE SELIBABI.....: 411

III.3-	MESURES GEOCHRONOLOGIQUES.....	413
III.3.1-	INTRODUCTION.....	413
III.3.2-	MESURES FAITES DANS LE GUIDIMAKA.....	415
III.3.3-	COMPARAISON AVEC D'AUTRES MESURES FAITES EN AFRIQUE.....	421
III.3.4-	CONCLUSION A L'ETUDE GEOCHRONOLOGIQUE.....	424
III.4-	AGE DES FORMATIONS GRANITIQUES ET METAMORPHIQUES DU GUIDIMAKA - ESSAI DE CORRELATION.....	426
III.4.1-	SOCLE GRANITISE ET COMPLEXE DES MICASCHISTES ALBITIQUES DE DIALA-BOUANZE.....	426
III.4.2-	SERIES DE M'BOUT ET DE BAKEL.....	428
III.5-	CONCLUSION GENERALE.....	434
III.5.1-	HISTOIRE GEOLOGIQUE DE LA REGION M'BOUT-GUIDIMAKA:	434
III.5.2-	RECHERCHE D'UNE EXPLICATION.....	435
III.5.3-	ETUDES GEOPHYSIQUES.....	438
III.5.4-	CONCLUSION.....	441
-	BIBLIOGRAPHIE.....	443
-	ANNEXES	
-	TABLE DES FIGURES	
-	TABLE DES PLANCHES	

AVANT PROPOS

Longue est la liste des personnes qui ont contribué à la naissance de cette thèse, et d'autant plus grand, pour moi, le plaisir de pouvoir leur exprimer ma gratitude dans ces pages.

En premier lieu, je me dois de remercier, Monsieur L. NELTNER, Directeur de l'Ecole des Mines de St-Etienne, et Monsieur le Professeur J. LETOURNEUR qui ont su, par leur enseignement, me faire découvrir et aimer la géologie.

A Paris, ensuite, j'eus le grand privilège de profiter de l'enseignement et de l'exemple du Professeur E. RAGUIN, assisté des Professeurs H. PELISSONIER et H. VINCENNE. En même temps qu'il nous armait pour la recherche et l'exploitation minière, le Professeur E. RAGUIN sut nous apprendre la patience et la rigueur que requiert l'analyse naturaliste : personne ne pouvait mieux nous enseigner le doute scientifique et nous garder de l'esprit de système.

Après ce furent les premières missions de terrain : j'eus la chance de débiter au B.R.G.M. à Dakar, dans ce creuset où bouillonnaient les idées et découvertes mises en commun par tous les géologues. Monsieur A. BLANCHOT me confia ma première mission, et Monsieur J. BARRERE délimita et conseilla mon premier travail de terrain en Amsaga : là aussi, il était difficile de débiter dans de meilleures conditions et de trouver meilleur modèle.

sciences de la terre
RIUS
JUGESU
CADIST

Ensuite commença le passionnant travail sur un terrain que l'on fait sien et que l'on voit revivre et se remodeler au fil du long travail d'analyse. Je remercie mes chefs du B.R.G.M. de m'avoir confié ce travail et de m'avoir donné les moyens nécessaires pour mener à bien ce mémoire : Messieurs H. NICOLAS, C. BEAUMONT, P. BUCHOT, G. GERARD, J. MORER, M. MARTINET, B. BESSOLES, J.L. MESTRAUD, R. LAFFITTE, M. SLANSKY G. SCOLARI. Je remercie aussi le Gouvernement de la République Islamique de Mauritanie de s'être intéressé à cette recherche.

Dans la région du Guidimaka, je marchais sur les traces de Monsieur L. RENAUD et sur celles, plus récentes, de Monsieur le Professeur G. ROCCI. C'est là que Monsieur ROCCI vint m'assister de sa grande expérience africaine et m'aider par la clarté de son raisonnement et la justesse de ses observations, à donner toute leur portée aux premières découvertes que j'avais faites. C'est lui ensuite qui voulut bien guider mon travail de synthèse et qui accepta d'en être le rapporteur. A celui qui devint un ami autant qu'un maître, j'exprime ici toute ma gratitude.

A Monsieur le Professeur M. ROQUES, qui me conseilla au début de ce travail, au Professeur J. SOUGY et à mes collègues de Dakar, Messieurs J. BARRERE, C. BENSE, J.C. CHIRON, R. GIRAUDON, R. GOUZES, J. MARCELIN, R. TROMPETTE, je dus aussi de pouvoir inscrire mon travail dans un cadre plus large de l'Ouest africain. Je n'oublie pas non plus Messieurs J.M. AYME, de la COPEAO, L. BOURGUET, du BURGEAP, qui me firent part de leurs observations sur cette région.

Enfin, parmi mes amis de Dakar, c'est surtout à Monsieur J.P. BASSOT que je dois beaucoup, tant la tournée qu'il vint faire avec Monsieur B. BESSOLES sur mon terrain me fut profitable.

Je revins ensuite rédiger ce mémoire en France, où le Professeur R. BARBIER voulut bien m'accueillir dans l'Institut Dolomieu qu'il dirige. J'y bénéficiai de l'aide précieuse des Professeurs R. MICHEL et P. GIRAUD dont les conseils et les critiques m'ont souvent permis de m'échapper du cadre de l'Ouest africain et d'accéder à une culture géologique plus variée. Je retrouvai aussi à Grenoble le Professeur J. LETOURNEUR, qui voulut bien, avec une inlassable patience, m'aider à clarifier pensées et expressions page après page d'une rédaction qui lui doit beaucoup. Enfin, je remercie mes collègues de Grenoble, Monsieur P. VIALON en premier, mais aussi Monsieur J.L. TANE et Madame VATIN PERIGNON, pour l'amitié de leur accueil et l'intérêt de leurs conseils.

Je remercie aussi Monsieur J. GROLIER qui initia mes collègues de Dakar et moi aux méthodes de l'analyse structurale dont l'emploi se révéla si fructueux dans tout l'arc Bakel-Akjoujt.

Madame B. MARTINET effectua, dans le laboratoire de chimie de Dakar qu'elle dirigeait si efficacement, les analyses qu'on trouvera dans ce mémoire. Monsieur V. MOROSOFF fit les analyses spectrométriques et Monsieur JACOB fit les déterminations d'argiles dans les laboratoires du B.R.G.M. à Paris.

Les mesures géochronologiques ont été faites en partie à Clermont-Ferrand par Madame VACHETTE, en partie au Centre de recherches pétrographiques et géochimiques (C.R.P.G.) de Vandoeuvre, grâce à la grande amabilité du Professeur F. LEUTWEIN et de Monsieur J. SONET.

Je n'aurai garde d'oublier tous ceux dont le patient et souvent ingrat travail permit à cet ouvrage de voir le jour : l'équipe de reproduction et de dessin de Dakar, dirigée par Monsieur P. SIGONNEAU et l'impression dirigée par Monsieur R. HERMELIN. Ma gratitude va aussi à Madame H. MOUSSU qui eut la grande patience de corriger les épreuves.

Enfin, comment ne pas parler de tous ceux qui ont accueilli et dépanné en brousse le géologue solitaire ? Les commandants de Cercle tout d'abord, chez qui je reçus toujours aide et hospitalité. Monsieur MARTIN, aussi, de l'assistance technique, qui m'hébergea longtemps à Sélibabi et en qui je trouvai le meilleur des amis. Mais aussi, et là ils sont légion, tous les nomades et semi-nomades Maures et Peuls qui savaient toujours offrir au voyageur l'ombre, le thé, le repos dont il avait besoin.

Je ne saurais non plus oublier l'équipe des bons et des mauvais jours, les chauffeurs GUEYE YAMAR et MOHAMMED DIOP, non plus que le compagnon des marches à pied, FALL SALIK : ce travail est aussi le leur. Puissent-ils garder un bon souvenir de leur géologue, pas toujours facile à vivre, mais qui était heureux de boire avec eux le fraternel thé maure.

RESUME

En bordure ouest des calmes séries sédimentaires paléozoïques et infracambriennes du bassin de Taoudeni (Afrique occidentale), la région du Guidimaka constitue un assemblage complexe de formations éruptives, métamorphiques et sédimentaires.

L. RENAUD (1958) en avait esquissé les grandes lignes géologiques. Des reconnaissances ultérieures, et en particulier celle de G. ROCCI (1962), ayant soulevé de nouveaux problèmes dans la région M'Bout-Sélibabi, le Bureau de Recherches Géologiques et Minières m'a confié en 1962 la cartographie et l'étude géologique de ce secteur. Le présent mémoire d'une part, des cartes d'affleurement au 1/50.000 et une carte synthétique au 1/200.000 couvrant 13.500 km² d'autre part, sont le résultat de ce travail.

Ce mémoire comprend trois parties.

- Etude pétrographique et stratigraphique des principales unités.
- Analyse structurale des séries épimétamorphiques de M'Bout et de Bakel
- Conclusions générales.

Les principales unités géologiques définies ou redéfinies sont les suivantes :

- socle granitisé
- séries épimétamorphiques de M'Bout et de Bakel
- complexe des micaschistes albitiques de Diala Bouanze
- série volcanique et sédimentaire de Sélibabi.

Le socle granitisé comprend des roches plutoniques (granite à deux micas, granodiorite et diorite quartzique) et des roches affectées par un métamorphisme mésozonal (amphibolites). L'étude des roches plutoniques est rendue difficile par la rareté des affleurements et l'ignorance où nous sommes du contexte géologique dans lequel elles se sont mises en place; il est vraisemblable qu'elles appartiennent à un grand batholite composite, en partie masqué par les séries de couverture plus jeunes que lui; leurs caractères pétrographiques et chimiques les apparentent aux granites type Baoulé définis par L. BODIN, et elles constitueraient donc l'extrémité nord du vaste batholite birrimien d'Afrique Occidentale. Des bandes ayant subi une mylonitisation ou une altération d'origine dynamique sont mises en évidence et reliées à la tectonique générale du Guidimaka. Les amphibolites constituent des panneaux résiduels pris dans cette granitisation; la discussion, basée sur des critères pétrographiques et chimiques, de leur origine ortho ou para, conduit à la grande probabilité d'une origine ortho.

Les séries épimétamorphiques de M'Bout et de Bakel reposent sur ce socle, fréquemment par l'intermédiaire d'un conglomérat de base à galets de socle. L'étude de coupes détaillées et l'utilisation des résultats de l'analyse structurale, synthétisée en seconde partie, permet d'établir des successions stratigraphiques, et l'image finale obtenue est celle de séries marines principalement détritiques, riches en intercalations volcaniques ou volcano-sédimentaires, acides ou basiques. Le degré de métamorphisme est variable et comprend les deux sous faciès schiste vert de P. ESKOLA et F.J. TURNER, ou encore les deux zones de micaschistes de J. JUNG et M. ROQUES; les métamorphismes faibles, de caractère épi, sont toutefois les plus fréquents.

Le complexe des micaschistes albitiques de Diala Bouanze comprend trois types pétrographiques principaux : micaschistes à muscovite et biotite, riches en phénoblastes millimétriques d'albite; schistes verts également albitiques; quartzites ferrugineux et quartzites à grenats. L'étude de terrain a permis de montrer que ces trois termes étaient fréquemment interstratifiés et appartenaient à une même série, mais n'a pu mettre en évidence de succession stratigraphique valable pour toute celle-ci. L'étude pétrographique s'est surtout consacrée à l'analyse des rapports géométriques entre phénoblastes, inclusions des phénoblastes, et trame avoisinante; il a ainsi été démontré que l'albite ne correspondait pas ici à une cristallisation tardive mais avait cristallisé en même temps que les autres minéraux dans des conditions de métamorphisme syntectonique. L'interprétation proposée, appuyée sur des analyses chimiques, fait de ce complexe une série plissée métamorphique d'origine volcano-sédimentaire possible; les quartzites ferrugineux, assez peu représentés, pourraient alors représenter d'anciens jaspes à oligiste ou d'anciennes radio-larites, intercalés dans cette série.

La série de Sélibabi comprend des formations volcaniques ou volcano-sédimentaires acides, basiques et ultra basiques ainsi que des niveaux sédimentaires. Le caractère ophiolitique de ce volcanisme est mis en évidence; la majeure partie de ses constituants appartiennent à l'association spilite-kératophyre. Les niveaux sédimentaires comprennent des grès, dolomies, pélites et conglomérats. Les comparaisons faites entre la série de Sélibabi et les séries cambro-ordoviciennes limitrophes rendent très probable l'hypothèse d'un passage latéral qui, toutefois, reste toujours très brutal. L'hypothèse d'un âge cambro-ordovicien est donc retenue pour la série de Sélibabi.

La deuxième partie du mémoire constitue un exemple d'application à la cartographie géologique des méthodes de l'analyse structurale. Un bref rappel de ces méthodes est donné en introduction. Leur emploi dans les séries de M'Bout et de Bakel permet de construire une image structurale de ces séries. En conclusion, il est établi qu'elles ont été affectées par deux tectogenèses hétéro-axiales successives, la seconde et principale étant en moyenne méridienne (dans la série de M'Bout tout au moins) et pouvant être datée du début de l'Hercynien (350 M.A.). Ces tectoniques sont considérées comme l'effet, dans les séries de couverture, d'une tectonique de socle; elles ont guidé l'orientation des minéraux de métamorphisme, constamment parallèles au plan axial ou à l'axe des plis; ce métamorphisme est ainsi considéré comme vraisemblablement syntectonique.

Dans la troisième partie sont exposés les résultats de 28 mesures géochronologiques faites dans le socle granitisé et dans les séries métamorphiques. Le problème de l'âge de ces formations est ensuite abordé.

Les séries de M'Bout et de Bakel rentrent dans le cadre, défini par J.P. BASSOT (1963), des séries "post-birrimiennes et infra-gothlandiennes"; c'est tout ce qui peut actuellement être dit avec certitude. Les hypothèses d'âges infracambrien ou cambrien sont néanmoins examinées : la première ne semble pas invraisemblable.

L'étude des granites du socle a montré leur ressemblance avec les granites birrimiens du type Baoulé, tandis que les mesures géochronologiques indiquent un âge minimal de 1.300 M.A.

L'âge du complexe de Diala-Bouanze ne peut être établi avec certitude. Il est toutefois tentant de comparer cette formation à certains éléments de la série d'Akjoujt s.s.

La reconstitution de l'histoire géologique de la région M'Bout-Guidimaka est ensuite tentée, et les résultats d'études géophysiques gravimétriques faites dans l'ensemble de l'arc Bakel-Akjoujt sont rappelés.

En annexes sont donnés les résultats d'une campagne de prospection géochimique faite dans le Guidimaka. Un petit indice de chromite est également décrit.

INTRODUCTION

A - GENERALITES

En 1962, le Bureau de Recherches Géologiques et Minières m'a confié l'étude des granites du Guidimaka et des formations géologiques avoisinantes. Ce travail comportait le levé de la coupure régulière au 1/200.000 de Sélibabi ainsi que d'une partie de celles de M'Bout et de Bakel. La région ainsi étudiée est située entièrement en Mauritanie. Elle est limitée, à l'Ouest et à l'Est, par les méridiens 13° et 12° W, au Nord par le parallèle 16°30' N, au Sud par le fleuve Sénégal (fig. 1).

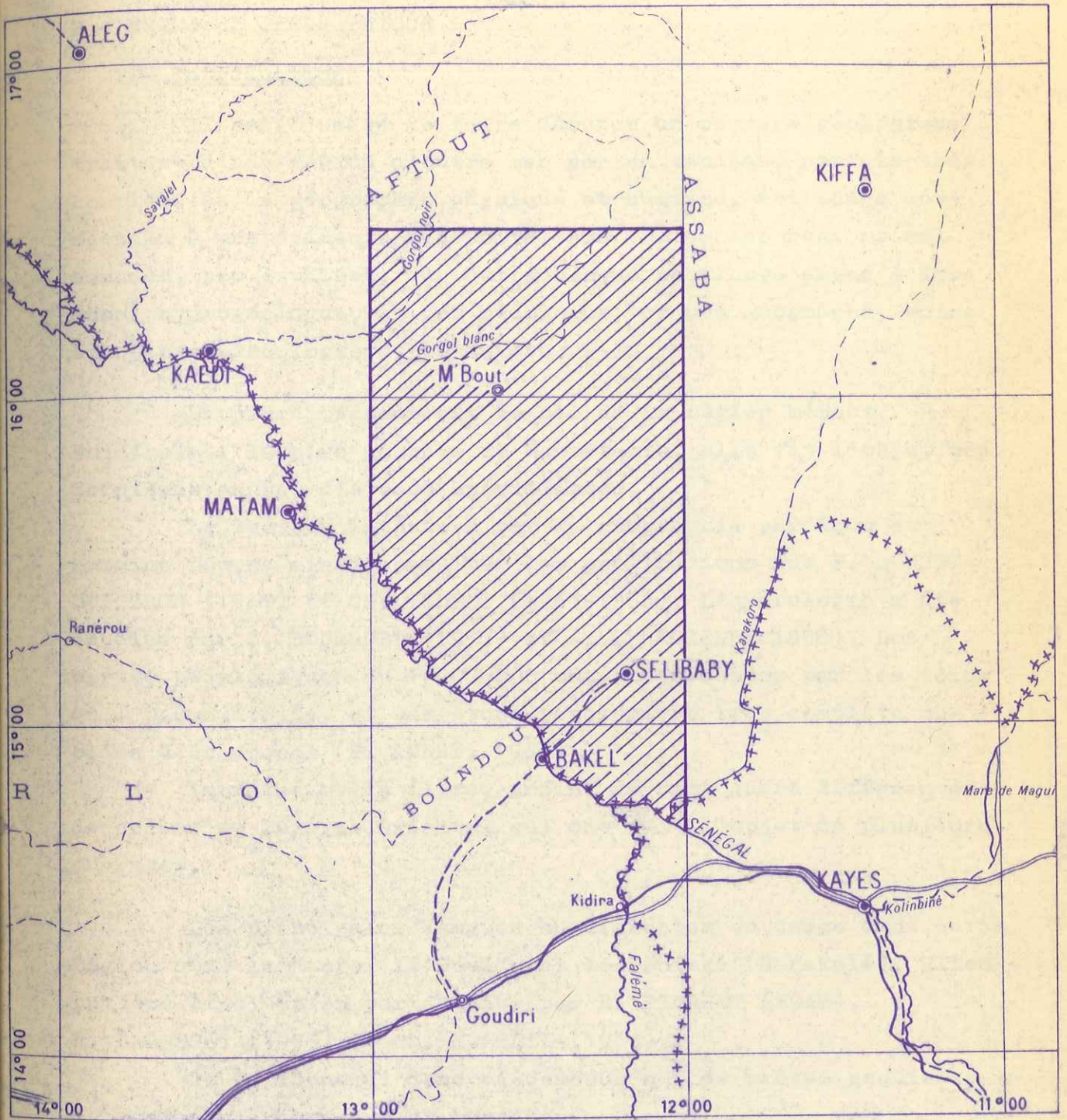
Le présent mémoire est le fruit d'un travail effectué d'octobre 1962 à août 1965, comportant deux missions de terrain de cinq mois chacune.

Sur le terrain, je disposais de deux véhicules tout terrain -une Land Rover et un Power Wagon- et d'une petite équipe : chauffeurs, cuisinier et manoeuvres recrutés sur place.

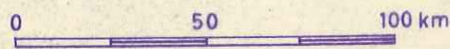
Comme fond topographique, j'ai utilisé d'une part les excellentes cartes au 1/200.000 de l'I.G.N., d'autre part une couverture photographique aérienne au 1/50.000 et un fond approximatif au 1/50.000 réalisé par calque sur ces photographies.

Une carte photogéologique au 1/200.000, dressée par les soins de l'Institut Français du Pétrole, me fut également très utile ainsi, bien entendu, que tous les travaux et cartes de mes prédécesseurs.

PLAN DE SITUATION



ECHELLE 1/2.000.000



B - ESQUISSE GEOGRAPHIQUE

1/- Introduction

Il est d'usage de faire débiter un ouvrage géologique traitant d'une région d'outre mer par un tableau, parfois très complet, de la géographie physique et humaine. Cet usage correspond à une évidente nécessité dans toutes les régions mal connues, peu étudiées, où tout géologue se trouve amené à être aussi hydrogéologue, un peu pédologue, un peu géographe, voire ethnologue, zoologiste, botaniste...









Un peu différent est le cas de la région M'Bout. Guidimaka : la plus peuplée de Mauritanie, elle fit l'objet ces dernières années d'études spécialisées.

Le lecteur intéressé par la géographie physique et humaine pourra ainsi consulter les publications de F. BONNET-DUPEYRON (1947) et CH. TOUPET (1963-1966). L'hydrologie a été étudiée par L. BOURGUET (1957) et A. LERMUZEUX (1958). Des cartes pédologiques au 1/200.000 ont été dressées par les soins de l'O.R.S.T.O.M., et une étude pédologique très complète publiée à ce propos (P. AUDRY, 1961)

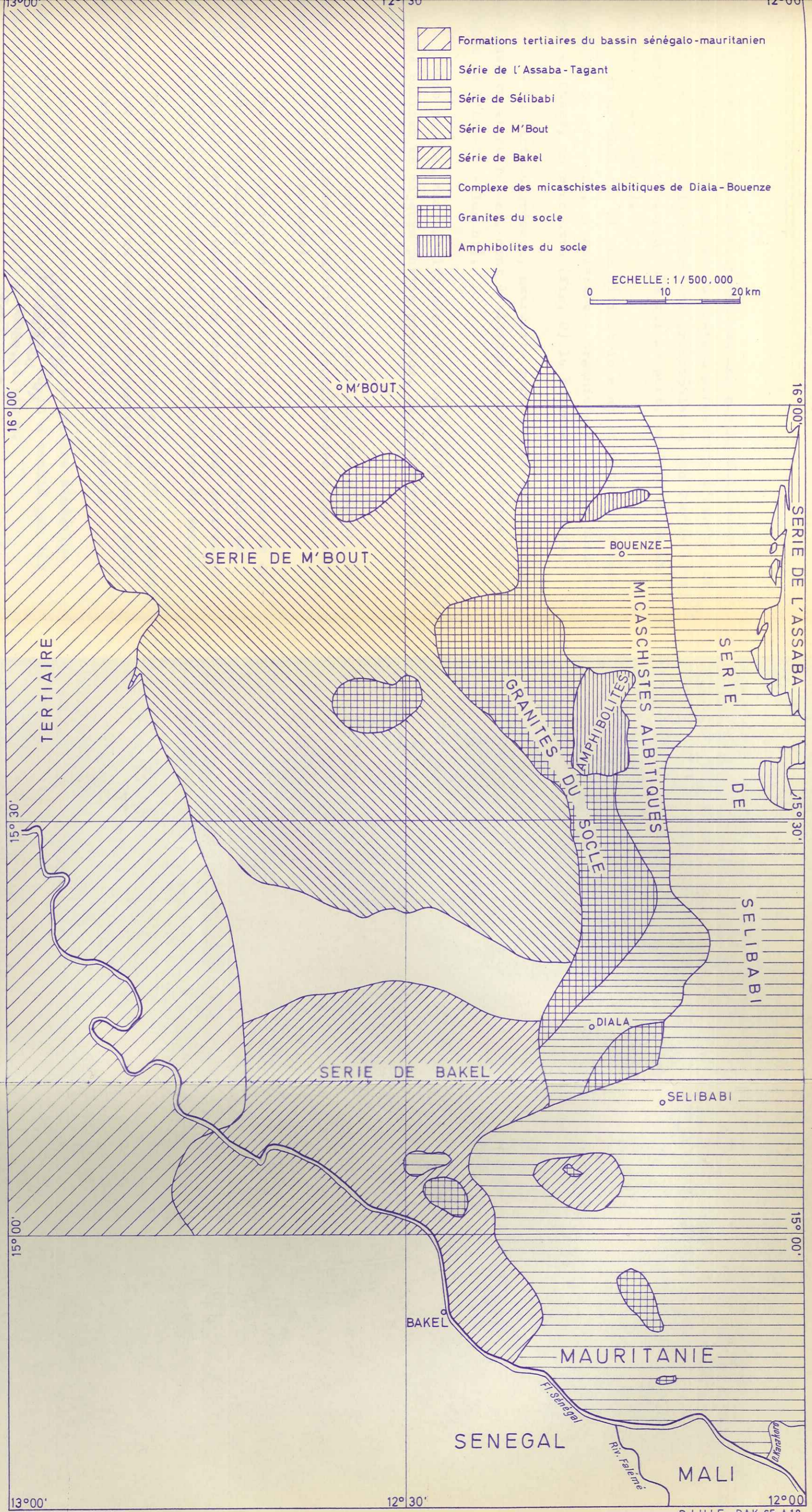
La faune et la flore, enfin, ne sont guère différentes de celles du Sénégal Oriental, qui ont fait l'objet de plusieurs ouvrages.

Les principales langues ou dialectes en usage dans cette région sont le Maure, le Peul et le Soninké (Sarakolé). Elles ont été étudiées en particulier par R. PIERRET (1948), H. LABOURET (1955) et Ch. MONTEIL (1964).

Je ne donnerai donc ci-dessous que de brèves esquisses de géographie physique et humaine.

-  Formations tertiaires du bassin sénégal-mauritanien
-  Série de l'Assaba-Tagant
-  Série de Sélibabi
-  Série de M'Bout
-  Série de Bakel
-  Complexe des micaschistes albitiques de Diala-Bouenze
-  Granites du socle
-  Amphibolites du socle

ECHELLE : 1 / 500.000
 0 10 20 km



2/- Géographie physique

a)- Régions naturelles

La région M'Bout-Guidimaka est une plaine faiblement accidentée, qui s'étend au pied du plateau gréseux de l'Assaba. Le secteur que j'ai étudié appartient principalement au Guebla (Sud)⁽¹⁾ mauritanien, ainsi que, pour une faible part, au Trab el Hajra⁽¹⁾ (le pays de la pierre).

Sa morphologie et son altimétrie sont étroitement dépendantes de sa géologie, grossièrement organisée en bandes Nord-Sud. D'Est en Ouest, on rencontre (fig. 2) la succession suivante.

- Un plateau gréseux, extrémité méridionale des reliefs de l'Assaba et du Tagant, dont l'altitude maximale atteint 239 m (Série de l'Assaba - Tagant).

- Une plaine, dont l'altitude varie de 30 à 70 m, accidentée par des reliefs en majeure partie gréseux. Le plus élevé atteint 287 m (Série de Sélibabi).

- Une bande méridionale comprenant soit des plaines, soit des collines peu élevées à relief mou (complexe des micaschistes albitiques de Diala Bouanze).

- Une nouvelle région plate dont l'altitude varie de 40 à 70 m (granites du socle), accidentée, entre les parallèles 15°30' et 15°40', par une élévation occupant 100 km² environ et dont l'altitude maximale atteint 179 m (amphibolites du socle).

- Des plaines dont l'altitude varie de 20 à 70 m, compartimentées par des massifs ou chaînons de quartzites ayant pour altitude maximale 140 m (Séries de M'Bout et de Bakel).

- Enfin, les formations du bassin tertiaire sénégalomauritanien dont l'altitude moyenne est de 40 m tandis que des reliefs (Continental terminal) atteignent 140 m.

(1) Il s'agit là de désignations maures.

En définitive, l'essentiel de la région étudiée a l'aspect d'une pénéplaine dont les reliefs, peu importants, sont dus à des phénomènes d'érosion différentielle succédant à des tectogenèses souples ou cassantes.

A ces divisions, résultant des différenciations géologiques, se superpose une deuxième classification tenant compte des conditions climatiques. Celles-ci influent directement sur l'habitat : elles ont donc guidé dans une certaine mesure les divisions administratives. On peut ainsi distinguer du Sud au Nord :

- le cercle du Guidimaka, dont le climat et la végétation sont du type soudano-sahélien; les Maures y sont minoritaires, Sarakolés et Peuls formant l'essentiel de la population;

- la subdivision de M'Bout (cercle de l'Assaba) dont le climat et la végétation marquent le passage à un type sahélien. La population est à majorité maures;

- le cercle du Gorgol (dans lequel j'ai assez peu travaillé) est allongé Nord-Sud et participe donc des deux climats. Riverain du fleuve Sénégal, il a pourtant une population en majeure partie sédentaire dans laquelle les Maures sont minoritaires.

b)- Climat et pluviosité

Le climat est à deux saisons : une saison sèche, s'étendant de novembre à mai, et une saison des pluies, appelée hivernage, allant de juin à octobre. L'influence de l'alizé maritime rend la saison sèche clémente jusqu'en février ou mars quand commence à souffler l'harmattan, vent chaud et sec venant de l'Est ou du NE. Avec lui apparaissent, dans la partie nord du pays étudié, les vents de sables qui sont ici beaucoup plus pénibles par la brume persistante qu'ils soulèvent que par leur action directe. Pendant l'hivernage règnent concurremment la mousson et l'harmattan.

La pluviosité moyenne est de 427 mm à M'Bout, de 649 mm à Sélibabi et de 712 mm à Bakel (1). Les isohyètes sont approximativement E-W, ce qui montre la faible influence de la côte atlantique sénégal-mauritanienne. Les averses supérieures à 30 mm sont réparties sur 3 mois à M'Bout, sur 5 mois à Sélibabi. La période de pluviosité maximale est très marquée et se situe en août.

Aucun relevé systématique de températures n'étant fait à M'Bout ou Sélibabi, j'indiquerai ci-dessous le résultat des mesures faites sous abri à Kankossa (2) (ville de l'Assaba située 100 km à l'Est de M'Bout) pendant la période 1953-1960.

Les moyennes mensuelles des températures quotidiennes maximales d'une part, minimales d'autre part sont les suivantes (Ch. TOUPET, 1966)

	!	!	!	!	!	!	!	!	!	!	!	!	!"	
	!	J	F	M	A	M	J	J	O	S	O	N	D	!"
	!	!	!	!	!	!	!	!	!	!	!	!	!"	
Température minimale	!	13°2	16°	18°5	21°7	25°1	26°3	24°7	23°6	23°6	22°2	18°6	14°8	!"
Température maximale	!	32°6	35°1	38°	41°2	42°7	40°3	35°3	33°8	35°2	39°1	36°7	31°8	!"

c)- Hydrologie

Le secteur étudié est drainé par le fleuve Sénégal. Ses principaux affluents, qui sont, du SE au NW, les oueds Niordé, Garfa et Gorgol, sont alimentés par un chevelu hydrographique assez dense dû à la nature en majeure partie argilo-sableuse des sols et à la faiblesse des reliefs.

(1) Moyennes établies durant la période 1931-1960.

(2) La station climatologique de Kankossa est tenue par l'I.F.A.C. (Institut Français de Recherches Fruitières Outre-Mer).

Le fleuve Sénégal est caractérisé par son régime de crue (1) : pendant la saison sèche le débit est très faible; de nombreux passages à gué existent entre Mauritanie d'une part, Sénégal et Mali d'autre part. La crue commence mi-juin à Bakel, atteint son maximum début septembre et se termine en décembre. Le débit maximal mesuré à Bakel dans le lit mineur s'établissait en 1954 à 5.800 m³/s; les vitesses d'écoulement étaient presque nulles dans le lit majeur, et de 1 m à 1,2 m/s dans le lit mineur.

En raison de la faiblesse de leur pente, les oueds cités plus haut restent en crue pendant la majeure partie de l'hivernage (2) et entravent la circulation automobile jusqu'à mi ou fin novembre.

d)- Végétation

Ici encore, la région M'Bout-Guidimaka apparaît comme une zone de transition.

Au Sud, la savane arbustive est suffisamment dense pour entraver sérieusement la circulation hors des pistes automobiles. Les acacias dominant : talha (Acacia radiana), tamat (Acacia seyal), gommier (Acacia verec) et teïchet (Balanites aegyptica). Les baobabs sont fréquents et jalonnent généralement les lits des oueds (3). Certaines bathas (3) (oued Garfa) entretiennent une dense forêt arborée, d'autres une également dense forêt arbustive. Palmiers et ronniers apparaissent également dans certains bas fonds, ainsi que des amours (Acacia nilotica).

(1) P. ELOUARD (1962).

(2) A. LERMUZEAUX (1958).

(3) Oued (Maure) : rivière dont le lit est à sec pendant la majeure partie de l'année.

Batha (Maure) : lit mineur ensablé d'un oued.

Le tapis de graminées est habituellement continu; le cram cram (Cenchrus catharticus) y sévit désagréablement. Les hautes herbes sont suffisamment denses dans le Sud pour que leur taille, pouvant monter à hauteur d'homme, entrave sérieusement la circulation en véhicules ou à pied.

Au Nord de M'Bout, les arbustes se raréfient et la persistance du tapis graminéen, beaucoup moins dense toutefois, donne un paysage de pseudo steppe.

Enfin, en bordure de la falaise de l'Assaba, certaines sources alimentent des palmiers dattiers actuellement laissés à l'abandon. Une palmeraie entretenue existe à M'Bout.

c)- Faune

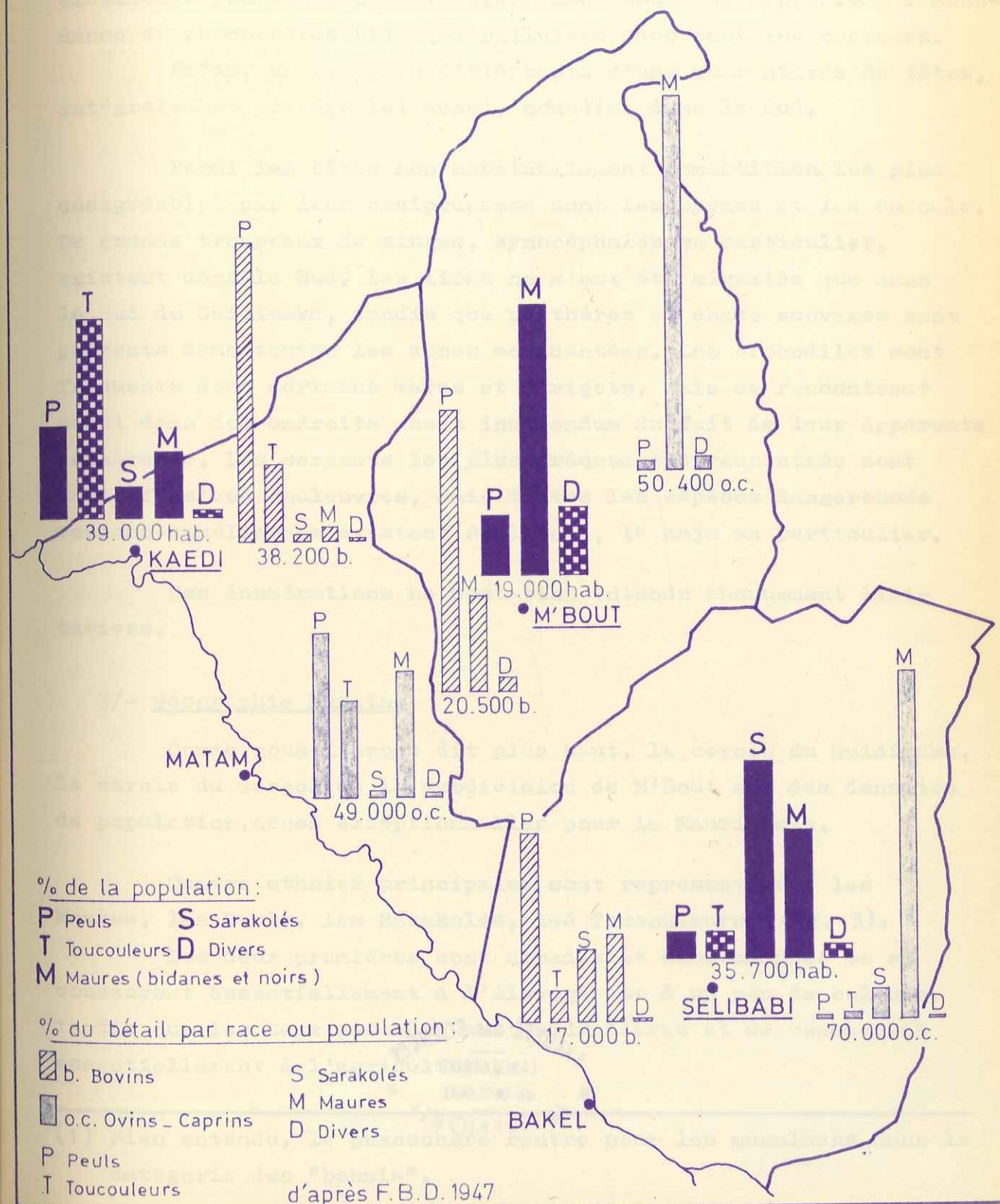
Les Maures divisent la faune en animaux domestiques (dabba) et en animaux sauvages. Ces derniers se partagent ensuite tout naturellement en animaux qu'on peut manger (ouahchiyé) ou qu'on ne peut pas manger (behnis).

La faune domestique comprend des ovins et caprins, des bovins blancs (troupeaux peuls) ou roux (troupeaux maures), des ânes, des chevaux utilisés presque uniquement par les Peuls, et des chameaux de bât ou de selle utilisés par les Maures et par les Peuls.

Des volailles, poules ou plus rarement canards, sont élevées dans tous les villages ou campements.

Parmi les animaux sauvages comestibles, notons surtout des volatiles : outarde, canepetière, pintade, francolin, poule de rocher, mange-mil. Des autruches existent dans le Sud, mais sont intégralement protégées. Les gazelles sont assez rares,

IMPORTANCE RELATIVE DES POPULATIONS ET DE LEUR BETAIL



les lièvres abondent dans certains secteurs; le porc épic fournit un mets très recherché. Les fleuves et certaines mares abondent en excellents poissons. Les étrangers non musulmans apprécient l'abondance de phacochères (1) qui pullulent dans certains secteurs.

Enfin, un troupeau d'éléphants d'une quarantaine de têtes, intégralement protégé lui aussi, nomadise dans le Sud.

Parmi les bêtes non habituellement comestibles, les plus désagréables par leur omniprésence sont les hyènes et les chacals. De grands troupeaux de singes, cynocéphales en particulier, existent dans le Sud. Les lions ne m'ont été signalés que dans le Sud du Guidimaka, tandis que panthères et chats sauvages sont présents dans toutes les zones accidentées. Les crocodiles sont fréquents dans certains mares et marigots, mais se rencontrent aussi dans des endroits assez inattendus du fait de leur apparente sécheresse. Les serpents les plus fréquemment rencontrés sont d'inoffensives couleuvres, mais toutes les espèces dangereuses soudano-sahéliennes existent également, le naja en particulier.

Ces énumérations ne sont bien entendu aucunement limitatives.

3/- Géographie humaine

Comme nous l'avons dit plus haut, le cercle du Guidimaka, le cercle du Gorgol et la subdivision de M'Bout ont des densités de population assez exceptionnelles pour la Mauritanie.

Quatre ethnies principales sont représentées : les Maures, les Peuls, les Sarakolés, les Toucouleurs (fig. 3).

Les deux premières sont nomades et semi-nomades et se consacrent essentiellement à l'élevage et à un peu de culture, tandis que les deux secondes sont sédentaires et se consacrent essentiellement à l'agriculture.

(1) Bien entendu, le phacochère rentre pour les musulmans dans la catégorie des "behnis".

Les Maures dominant largement dans la subdivision de M'Bout (70 % estimés) et sont minoritaires dans les cercles du Gorgol et du Guidimaka. Leur élevage comprend surtout des ovins et caprins, groupés en grands troupeaux et également, dans une moindre proportion, des bovins. Leurs anciens serviteurs cultivent le mil le long des oueds et font la récolte de la gomme.

Leur activité commerçante est grande mais se trouve concurrencée, dans les cercles du Gorgol et du Guidimaka, par celle des Syriens et Libanais. La principale tribu de la subdivision de M'Bout est celle des Chorfa tandis que l'essentiel du commerce est faite par les Tadjakant.

Les Peuls sont omniprésents et partout minoritaires. Leur activité économique diffère de celle des Maures en ce qu'ils élèvent essentiellement des bovins. En même temps que leur progression vers le Nord, qui est un des phénomènes ethnologiques les plus marquants de ces dernières années, on peut observer une évolution de leur mode de vie qui tend à imiter celui des Maures; l'amélioration de leurs traditionnels troupeaux de bovins blancs par croisement avec les bovins roux des Maures est un des aspects positifs de ce phénomène.

D'autre part, beaucoup de Peuls se sont sédentarisés et cultivent le mil et les arachides.

Les Sarakolés sont majoritaires dans le cercle du Guidimaka (50 %) tandis que les Toucouleurs dominant dans celui du Gorgol (50 %). Groupés dans de gros villages, ils cultivent le mil, le maïs, les arachides et font le long du fleuve des cultures maraîchères.

Les échanges économiques sont faibles entre les divers éléments de la population et sont surtout le fait des Peuls. Le faible volume des échanges avec l'extérieur traduit une économie de subsistance.



La figure 3, extraite de l'étude de F. BONNET-DUPEYRON (1947) résume les principales données statistiques concernant la population et l'élevage dans les zones étudiées.

4/- Voies de communication

Le secteur étudié est desservi par le fleuve Sénégal, par des pistes, et par des liaisons aériennes.

Les trois ports fluviaux de Bakel (1), Matam (1) et Kaédi, dont les deux premiers sont sénégalais et le troisième mauritanien, constituent également le débouché de pistes automobiles venant de Saint-Louis, de Dakar et du Sénégal Oriental. Les bacs de Bakel et de Rosso sont bien équipés et assurent le passage du Sénégal en Mauritanie.

Des pistes plus ou moins bonnes relient Bakel, Matam et Kaédi à Sélibabi et M'Bout, puis aux villes du Tagant et de l'Assaba (Kankossa, Kiffa, etc...).

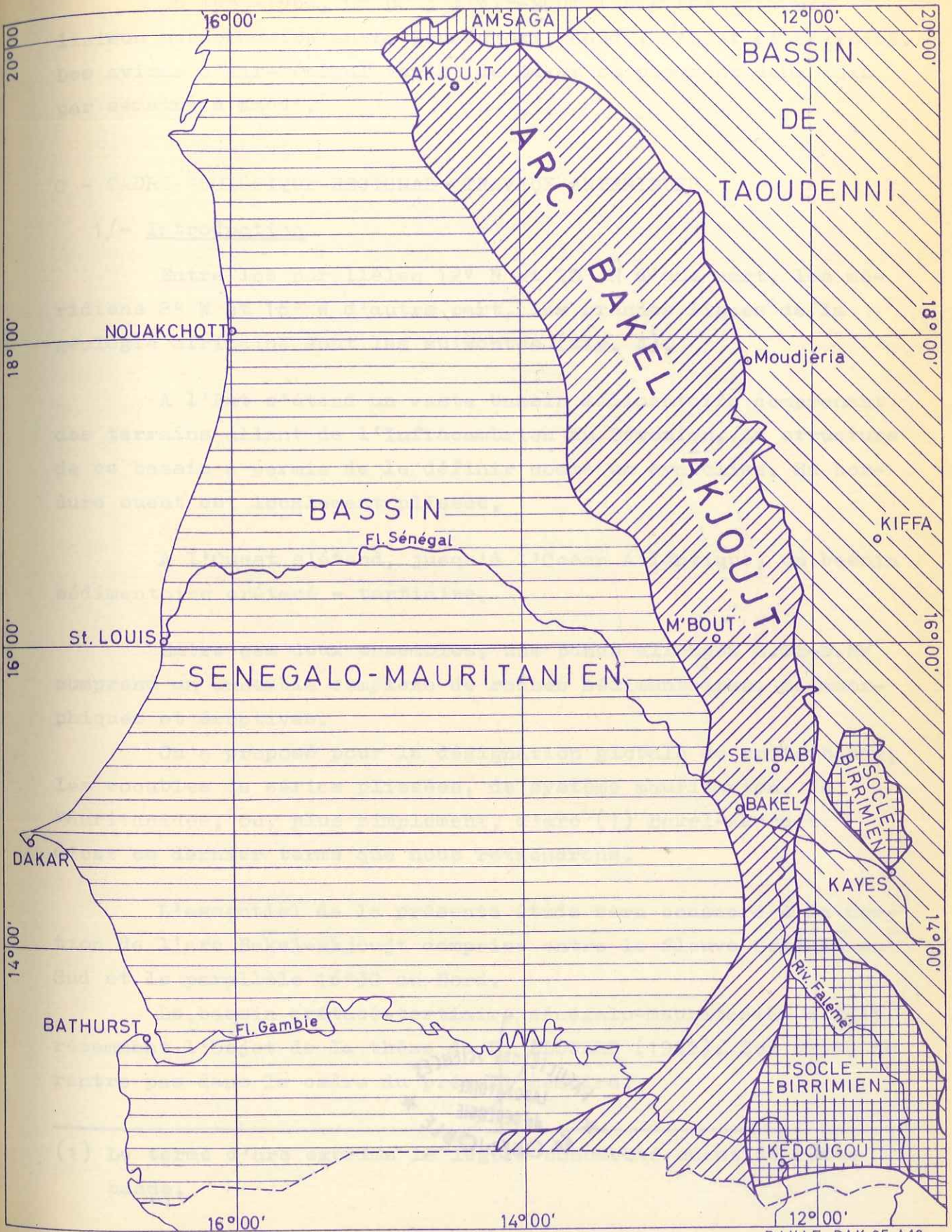
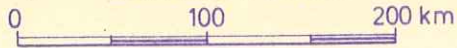
Une piste relie Sélibabi et la ville malienne de Kayes. Enfin une piste automobile dessert, à partir de Sélibabi, les gros villages sarakolés de Dangueremou, M'Bedia-Achar et Dafort.

A côté de ces pistes automobiles existe un réseau assez dense de pistes pour piéton ou bétail. Un certain nombre peuvent être utilisées sans trop de difficultés par des véhicules tout terrain.

La plupart des pistes citées ci-dessus sont impraticables pendant une grande partie de l'hivernage. Les oueds Gorgol et Garfa constituent, quand ils sont en crue, une barrière infranchissable, et peuvent isoler totalement la ville de M'Bout.

(1) De juillet à décembre (6 mois), le fleuve Sénégal est navigable de Matam à Saint-Louis. De août à octobre (3 mois), il est navigable de Bakel à Matam.

ECHELLE 1/4.000.000



En 1963-1964, un DC 3 d'"Air-Mauritanie" assurait une liaison hebdomadaire entre Nouakchott, Kaédi, M'Bout et Sélibabi. Des avions d'"Air-Sénégal" venant de Dakar se posaient deux fois par semaine à Kaédi.

C - CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL - TRAVAUX ANTERIEURS

1/- Introduction

Entre les parallèles 12° N et 20° N d'une part, les méridiens 8° W et 16° W d'autre part, les grandes lignes de la géologie africaine sont les suivantes (fig. 4).

A l'Est s'étend un vaste bassin sédimentaire comprenant des terrains allant de l'Infracambrien au Dévonien. La structure de ce bassin a permis de le définir comme un synclise. Sa bordure ouest est localement plissée.

A l'Ouest s'étend, jusqu'à l'Océan Atlantique, un bassin sédimentaire crétacé - tertiaire.

Entre ces deux ensembles, une bande allongée S.SE-N.NW comprend un ensemble complexe de roches sédimentaires, métamorphiques et éruptives.

On a proposé pour la désignation globale de cette bande, les vocables de séries plissées, de système mauritanien, de Mauritanides, ou, plus simplement, d'arc (1) Bakel-Akjoujt. C'est ce dernier terme que nous retiendrons.

L'essentiel de la présente étude sera consacré à la portion de l'arc Bakel-Akjoujt comprise entre le fleuve Sénégal au Sud et le parallèle 16°30 au Nord.

Le bassin crétacé-tertiaire sénégal-mauritanien a fait récemment l'objet de la thèse de P. ELOUARD (1962). Son étude ne rentre pas dans le cadre du présent mémoire.

(1) Le terme d'arc exprime la légère concavité ouest de cette bande.

Le synéclise de Taoudeni ne nous intéressera que dans ses rapports avec les formations étudiées de l'arc Bakel-Akjoujt; je n'en donnerai donc, ci-dessous, qu'une brève esquisse.

2/- Le synéclise de Taoudeni

a) Les grandes lignes stratigraphiques et structurales de ce bassin ont été décrites par M. ZIMMERMAN (1960):

Le premier niveau (en partant du bas) actuellement daté avec certitude appartient au Silurien. Au dessus affleurent sporadiquement du Dévonien et du Carbonifère. Au dessous s'étendent des formations que l'auteur définit comme "ante-gothlandiennes" (ante-siluriennes). Un repère stratigraphique majeur est mis en évidence parmi ces formations : une tillite surmontée par des jaspes et dolomies. L'auteur propose de considérer ce niveau comme la base du Cambrien. Au dessus affleurent des formations attribuées au Cambro-Ordovicien. Au dessous affleurent soit l'Infracambrien, soit le socle précambrien. La tillite serait cambrienne et reposerait en discordance plus ou moins marquée sur l'Infracambrien, lorsque ce dernier est représenté.

Il faut toutefois remarquer que cette tillite n'est pas unique dans l'ensemble du synéclise. Une deuxième a été récemment mise en évidence (J. SOUGY et J.P. LECORCHE, 1963) qui, elle, serait intra-ordovicienne.

b) La bordure sud ouest du synéclise a fait récemment l'objet de la thèse de C. BENSE (1961). Cet auteur y définit les séries suivantes, de haut en bas.

- Série de l'Assaba - Tagant (Cambro-Ordovicien) comprenant des grès, des quartzites et des shales.

- Série de Kiffa (Cambrien inférieur) comprenant des grauwackes feldspathiques, des shales, deux niveaux de dolomie, et à sa base, la tillite.

- Série de l'Affolé (Infracambrien supérieur) comprenant des grès, des quartzites, des shales, des psammites et des conglomérats.

- Série de la Tambaoura (Infracambrien inférieur) comprenant des grès à tigillites et des calcaires ou dolomies à Stromatolithes.

c) Enfin, bien que mon propos ne soit pas de faire ici une bibliographie des travaux effectués sur cette bordure ouest du synclise de Taoudeni, il est impossible d'en parler sans citer les noms de H. HUBERT, R. FURON, L. BAUD, F. JACQUET, Th. MONOD, P. LEGOUX, R. DARS, J. SOUGY, F. TESSIER, R. TROMPETTE, J. AYME, non plus que les travaux de J. DELFY qui, malheureusement, sont encore en grande partie inédits et ceux de J.R. VILLEMUR (en cours d'impression). On trouvera une bonne bibliographie des travaux antérieurs à 1961 dans l'ouvrage de C. BENSE (1961).

3/- L'arc Bakel-Akjoujt

a)- Introduction

Trois périodes peuvent être distinguées dans l'étude de cette région.

1°/ Avant 1958, on reste presque partout au stade des reconnaissances, illustrées par les noms de H. HUBERT (1917, 1918, 1920), F. JACQUET (1937a, 1937b), M. NICKLES (1937, 1946). Les synthèses de P. LEGOUX (1939) et surtout M. ROQUES (1948) systématisent l'essentiel des résultats acquis dans la partie méridionale de l'arc, tandis que A. BLANCHOT (1953) étudie en détail la partie septentrionale (Série d'Akjoujt).

2°/ En 1958, la thèse de L. RENAUD trace les grandes lignes pétrographiques et structurales de la majeure partie de l'arc Bakel-Akjoujt. Cet ouvrage reprend et précise la plupart des travaux antérieurs, si l'on excepte les travaux de A. BLANCHOT, certaines intuitions de H. HUBERT et des découvertes pétrographiques faites par E. JEREMINE (1942) dans des échantillons de F. JACQUET.

Le cadre tracé par L. RENAUD guidera ensuite tous les travaux ultérieurs.

3°/ Après 1958, de nouveaux instruments de travail s'offrent au géologue : une couverture photographique aérienne au 1/50.000 et les cartes au 1/200.000 de l'I.G.N. faites d'après cette couverture.

Les géologues peuvent désormais travailler à une plus grande échelle, et, comme il est normal, une partie des hypothèses communes à L. RENAUD et aux géologues antérieurs apparaissent sujettes à révision.

b)- Etat des connaissances en 1958

Nous allons voir ci-dessous les grandes lignes des travaux de L. RENAUD.

1°/ Cet auteur divise l'arc Bakel-Akjoujt en deux bandes toutes deux allongées S.SE-N.NW. La bande occidentale comprend des formations métamorphiques, la bande orientale des formations sédimentaires plissées. Des roches éruptives (granites, granodiorites, syénites) pointent dans l'une ou l'autre des deux bandes, mais ne prennent une grande extension que dans la région M'Bout-Guidimaka.

Pour les commodités de l'étude, chacune des deux bandes est ensuite divisée en plusieurs séries qui se succèdent du Sud au Nord. Ainsi, les formations métamorphiques reçoivent du Sud au Nord les dénominations suivantes.

- Série de Bakel, dont la limite nord est le parallèle 15°40'.

- Série de M'Bout - Mogta l'Ajar, dont la limite nord est le parallèle 18°30.

- Série d'Akjoujt, déjà définie et étudiée par A. BLANCHOT (1953).

Parmi les formations sédimentaires plissées, seule nous intéressera la Série de la Falémé, dont l'auteur place la limite nord au parallèle 16°30.

Parmi les roches éruptives, seuls nous intéresseront les "granites du Guidimaka".

2°/ L'auteur étudie ensuite séparément les ensembles ainsi définis puis, au chapitre des conclusions, formule des hypothèses, prudemment avancées, quant à leurs relations mutuelles, leur âge, et leurs rapports avec la bordure ouest du synéclise de Taoudeni. On arrive ainsi au système suivant :

- les formations métamorphiques sont toutes rattachées à l'étage birrimien;

- les formations sédimentaires plissées définissent un étage falémien;

- les granites du Guidimaka sont intrusifs dans le Birrimien métamorphique et sont rattachés aux granites birrimiens type Baoulé définis par L. BODIN (1951);

- le Primaire du synéclise de Taoudeni est discordant sur le Falémien qui est lui-même discordant sur le Birrimien.

Ces hypothèses, conformes à la synthèse de M. ROQUES (1948), seront contestées par les auteurs succédant à L. RENAUD. Il n'en reste pas moins qu'en 1958 les grandes lignes géologiques étaient tracées et les problèmes soulevés, clairement exposés.

c)- Travaux postérieurs à 1958

1°/ Après 1958 s'ouvre une ère où bouillonnent les idées et hypothèses nouvelles. Ces travaux n'ont encore pris une forme achevée que dans la partie sénégalaise de l'arc Bakel-Akjoujt, celle qui s'étend de Bakel (au Nord) aux frontières de la Guinée (au Sud). Dans la région M'Bout-Guidimaka il n'y eut, après L. RENAUD et avant mon étude, que des reconnaissances isolées. Dans la région allant d'Akjoujt au Tamkakart, de nombreux travaux sont en cours et ont reçu ou recevront bientôt leur achèvement dans un certain nombre de thèses.

Nous allons voir, du Sud au Nord, les principales découvertes qui peuvent éclairer la présente étude.

2°/ Au Sénégal Oriental, J.P. BASSOT (1964), individualise, d'une part un socle birrimien métamorphique comprenant en particulier des roches volcaniques et des granites, d'autre part des séries métamorphiques ou non, cambro-ordoviciennes ou infracambriennes. Le degré de métamorphisme n'est absolument plus conservé comme un critère d'âge. L'auteur démontre que le "Falémien" correspond en réalité à un faciès particulier pris par le Primaire et le sommet de l'Infracambrien, et qu'une grande partie du "Birrimien" de L. RENAUD constitue seulement un faciès métamorphique de ce même primaire. L'étude lithostratigraphique et structurale de ces séries "post birrimiennes et infra-gothlandiennes" est faite en détail, et d'importants épisodes volcaniques sont mis en évidences.

3°/ Dans la région M'Bout-Guidimaka, des reconnaissances faites par C. BENSE (1959a, 1961), C. BENSE et J. DELPY (1959b), J.P. BASSOT et J. DELPY (1960b), et J. DELPY (1959, 1960), démontreraient également que la Série de la Falémé mauritanienne est du "Primaire plissé" et les Séries de M'Bout et de Bakel du "Primaire métamorphique". C. BENSE (1961) en déduit que les granites du Guidimaka, intrusifs dans ce Primaire métamorphique, ont un âge hercynien.

G. ROCCI (1962a, 1962b), lors d'une reconnaissance d'un mois dans le Guidimaka, aborde le problème de façon différente. Considérant qu'avant de déterminer l'âge des formations, il vaut mieux savoir de quoi elles sont faites, l'auteur effectue une série de coupes dans la zone de contact entre la Série de M'Bout et les granites du Guidimaka. Il montre ainsi que cette série repose sur les granites par l'intermédiaire d'un conglomérat de base à éléments granitiques, donc que les granites constituent un socle par rapport à la série métamorphique. Des échelles stratigraphiques locales sont proposées pour celle-ci. En même temps l'auteur fait un certain nombre de découvertes dans l'ensemble de la région étudiée : les granites contiennent des enclaves d'amphibolites; sous la série de la Falémé existent des formations volcaniques; une nouvelle série métamorphique, différente des séries de M'Bout et de Bakel, marquée par une feldspathisation tardive, est individualisée.

L'auteur rattache finalement à un socle birrimien ces granites, amphibolites, micaschistes feldspathisés et roches volcaniques. Les séries de M'Bout, de Bakel et de la Falémé reposent sur ce socle; leur âge n'est pas précisé.

R. DARS et J. SOUGY (1964) décrivent de nouvelles coupes dans la zone de contact entre Série de M'Bout et granites du Guidimaka; les auteurs voient dans le caractère fréquemment tectonique de ces contacts une réplique atténuée de la tectonique tangentielle hercynienne, si développée dans la région d'Akjoujt.

G. ROCCI et R. LILLE (1964) montrent l'existence de puissantes formations volcano-sédimentaires à la base de la Série de M'Bout, et généralisent l'échelle stratigraphique de cette série.

4°/ Entre le Guidimaka et la région Akjoujt-Tamkarkart C. BENISE et J. DELPY (1958) décrivent une coupe démontrant que le Falémien de la région de Touijigjigt est en réalité du Primaire plissé, identique par ailleurs à celui du Tagant (synclise de Taoudé).

5°/ Enfin la région allant d'Akjoujt au Tamkarkart a été et est encore l'objet de trop d'études récentes pour que je puisse les citer toutes; je n'indiquerai donc que les principales publications, en m'excusant à l'avance pour les oublis inévitables.

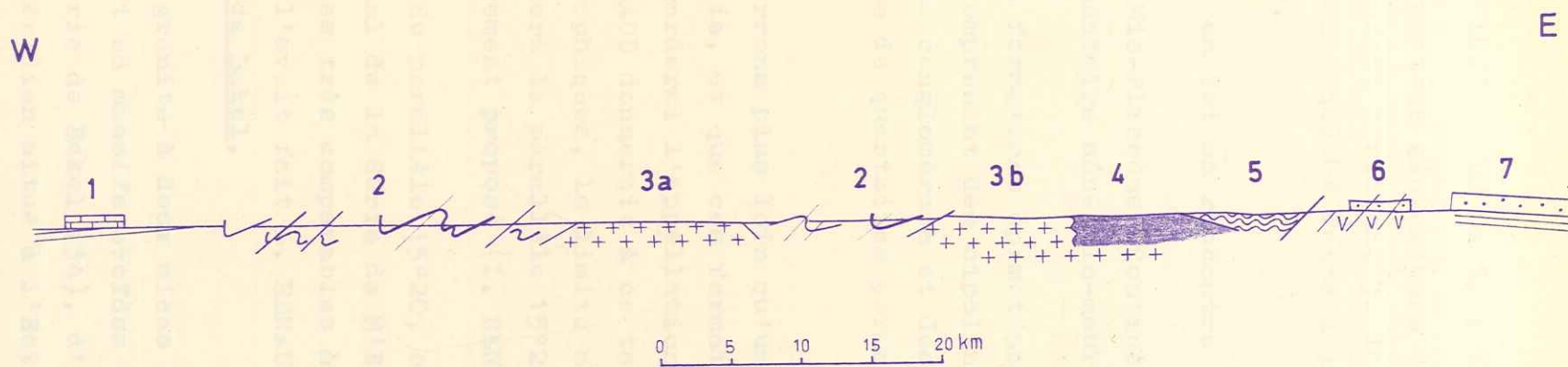
J.P. BASSOT et J. DELPY (1960) décrivent des coupes démontrant l'appartenance au Primaire à la fois de la Série d'Akjoujt et du "Falémien" de la même région.

J.P. DESTOMBES et J.P. SPINDLER (1961) étudient l'architecture de cette région; ils confirment l'âge cambro-ordovicien de la Série d'Akjoujt et voient dans sa structure l'effet d'écaillages provoqués par une tectonique de gravité.

F. TESSIER, R. DARS et J. SOUGY (1961) reviennent par contre à des théories beaucoup plus proches de celles de L. RENAUD : la structure de la région d'Akjoujt apparaît comme l'effet d'un charriage amenant le matériel épimétamorphique de la Série d'Akjoujt à surmonter un autochtone sédimentaire attribué au Paléozoïque. Ce charriage aurait un âge hercynien.

La plupart des travaux postérieurs semblent confirmer, dans la partie septentrionale de l'arc Bakel-Akjoujt tout au moins, cette dernière interprétation que J. SOUGY (1962) devait ensuite étendre à une bande de formations partant de la frontière guinéenne et allant jusqu'à l'Atlas marocain. Citons parmi les géologues travaillant ou ayant travaillé récemment dans la région d'Akjoujt-Tamkarkart les noms de J. BARRERE, R. GIRAUDON, J. GROLIER, P. LECORCHE, J. MARCELIN, J.G. MICHAUD, R. TROMPETTE. Des synthèses qui systématiseront tout ce vaste travail sont en cours d'exécution ou de parution et il serait prématuré de tenter d'en donner même un bref aperçu.

Citons seulement une note de J. MARCELIN (1964), montrant l'existence dans la région d'Akjoujt de trois phases de plissement : la première - d'âge inconnu - est synchrone du métamorphisme de cette série, la deuxième - d'âge hercynien - crée une tectonique tangentielle et des charriages; la troisième n'a qu'une importance locale.



COUPE SCHEMATIQUE LE LONG DU PARALLELE 15°40'

Légende dans le texte

D - ESQUISSE GEOLOGIQUE DE LA ZONE ETUDIEE - DEFINITION DES UNITES

Les formations géologiques de la région M'Bout-Guidimaka ayant un allongement méridien, je les décrirai à l'occasion d'une coupe schématique N-W faite à la hauteur du parallèle 15°40' (fig. 5).

D'Ouest en Est on rencontre :

1°/ Le Mio-Pliocène (Continental Terminal) et l'Eocène du bassin sédimentaire sénégal-mauritanien.

2°/ Des formations épimétamorphiques plissées et localement faillées comprenant des cipolins, des quartzites, des micaschistes, des conglomérats et des tufs acides ou basiques. Un niveau repère de quartzites permet parfois de dessiner les plis.

Nous verrons plus loin qu'une échelle stratigraphique peut être établie, et que ces formations constituent donc une série. Je lui garderai l'appellation de Série de M'Bout dans le sens que L. RENAUD donnerait à ce terme. Toutefois, pour des raisons cartographiques, la limite méridionale que nous donnerons à cette série sera le parallèle 15°20', au lieu du parallèle 15°40' primitivement proposé (L. RENAUD, 1958).

Au Sud du parallèle 15°20, on retrouve, dans le prolongement méridional de la Série de M'Bout, de nouvelles formations épimétamorphiques très comparables à celles que je viens de décrire. Comme l'avait fait L. RENAUD, je les désignerai par le terme de Série de Bakel.

3°/ Un granite à deux micas et une granodiorite affleurant, d'une part en massifs ovoïdes isolés dans la Série de M'Bout ou la Série de Bakel (3a), d'autre part dans un massif d'allongement méridien situé à l'Est de la série de M'Bout (3b).

4°/ Des amphibolites formant de grandes enclaves dans ces granites.

G. ROCCI (1962) ayant démontré que les granites constituaient un socle par rapport aux Séries de M'Bout et de Bakel (ainsi que par rapport à la Série de Sélibabi, que je définirai plus loin), je regrouperai granites, granodiorites et amphibolites sous le vocable de "Socle granitisé".

5°/ Des formations métamorphiques plissées, différentes de celles des Séries de M'Bout ou de Bakel, comprenant des quartzites à oligiste, des micaschistes à deux micas et des schistes verts. Micaschistes et schistes verts contiennent toujours en abondance des phénoblastes albitiques. Je regrouperai ces formations sous le vocable de "complexe des micaschistes albitiques de Diala-Bouanze" (1).

6°/ Des formations peu ou non métamorphiques comprenant au sommet des grès et, en dessous, un ensemble complexe de roches sédimentaires, volcano-sédimentaires et volcaniques.

Les travaux ultérieurs ne semblent pas confirmer l'hypothèse première de G. ROCCI (1962) suivant laquelle les roches volcaniques constitueraient un socle sur lequel reposerait une série de couverture sédimentaire. Il apparaît présentement plus vraisemblable que toutes ces formations constituent une seule série volcano-sédimentaire correspondant à ce que L. RENAUD appelait "Falémien" ou "Série de la Falémé".

(1) Ces formations ont été découvertes par G. ROCCI (1962) près du village de Diala et prennent leur plus grande extension au voisinage du village de Bouanze.

Pour la distinguer de la "Série de la Falémé" sénégalaise je donnerai à cette série le nom de "Série de Sélibabi" (on trouvera dans le paragraphe I.32, la justification de ce terme).

La Série de Sélibabi est faillée et localement plissée. Une faille à pendage ouest la sépare du complexe des micaschistes albitiques de Diala-Bouanze. Sa limite méridionale est, par définition, le fleuve Sénégal.

7°/ Le plateau gréseux de l'Assaba qui fait partie de la bordure ouest du synéclyse de Taoudeni.

Toujours par définition je considérerai, comme L. RENAUD, que le rebord occidental de ce plateau constitue la frontière entre la Série de l'Assaba-Tagant (synéclyse de Taoudeni) et la série de Sélibabi.

Ce plateau de l'Assaba disparaît au Sud du parallèle 15°30'; je prendrai alors comme frontière orientale de la Série de Sélibabi, la limite occidentale des formations cartographiées par C. BENSE (1961) en Série de Kiffa (synéclyse de Taoudeni).

Ces limites seront justifiées dans le paragraphe I.3331.

E - CONCLUSION - PLAN DE L'OUVRAGE

Dans la première partie de ce mémoire, je ferai l'étude pétrographique et stratigraphique des unités définies ci-dessus; l'ordre suivant a été adopté, indépendamment de toute interprétation sur l'âge des séries.

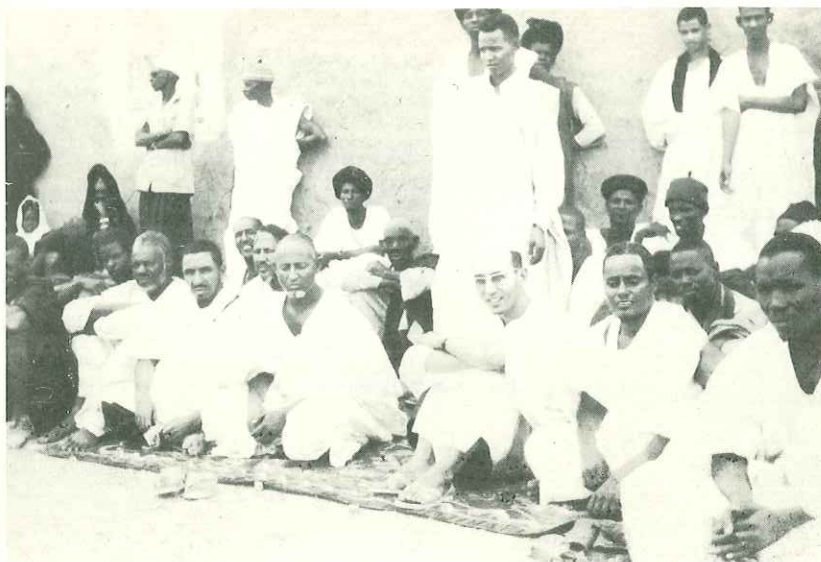
- Socle granitisé
- Formations métamorphiques d'épizone et de début de mésozone
 - Série de M'Bout
 - Série de Bakel
 - Complexe des micaschistes albitiques de Diala-Bouanze
- Formations de la Série de l'Assaba-Tagant et de la Série de Sélibabi.

La deuxième partie du mémoire sera consacrée à l'étude structurale des Séries de M'Bout et de Bakel.

Dans la troisième partie seront exposés les résultats d'une étude géochronologique, les conclusions générales du mémoire et les hypothèses qui semblent s'en déduire.

PLANCHE I

- 1 - Le Résident, le Cadi, et quelques notabilités de M'Bout à la fête de l'Indépendance (1965)
- 2 - Arrivée de la course de chameaux à la fête de l'Indépendance à M'Bout
- 3 - Arrivée de la course de chevaux à la fête de l'Indépendance
- 4 - Véhicules de la mission B.R.G.M. :
Power Wagon et Land Rover chassis long.



1



2



3



4

ciences de la terre
BIUS
JUGUET
CADIST

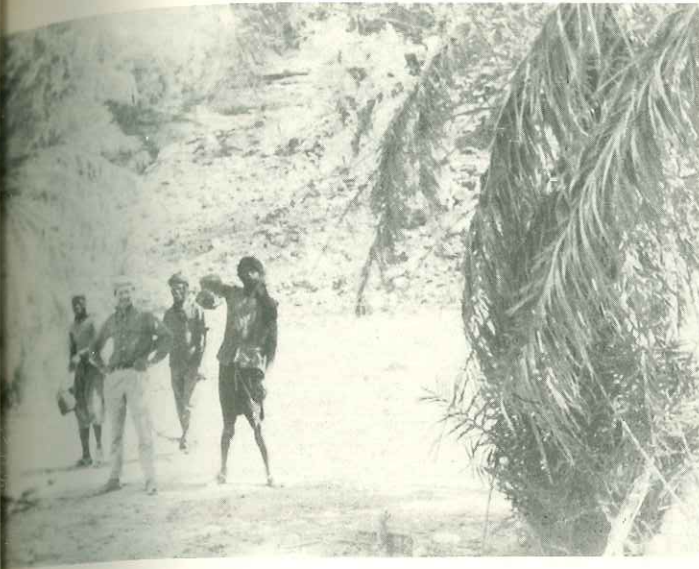
PLANCHE II

- 1 et 2 - Deux aspects un peu exceptionnels de la région M'Bout-Guidimaka : les palmiers dattiers de la source de Dioubali (on aperçoit, au fond, les premiers escarpements de la falaise de l'Assaba), et la guelta du défilé de Foum Gleïta

- 3 - Paysage typique de la région de M'Bout : rag caillouteux ou argilo-sableux, épineux clairsemés, et reliefs de quartzites (Toukobra)

- 4 - Guelbs d'amphibolites du socle, surmontés d'une cuirasse latéritique

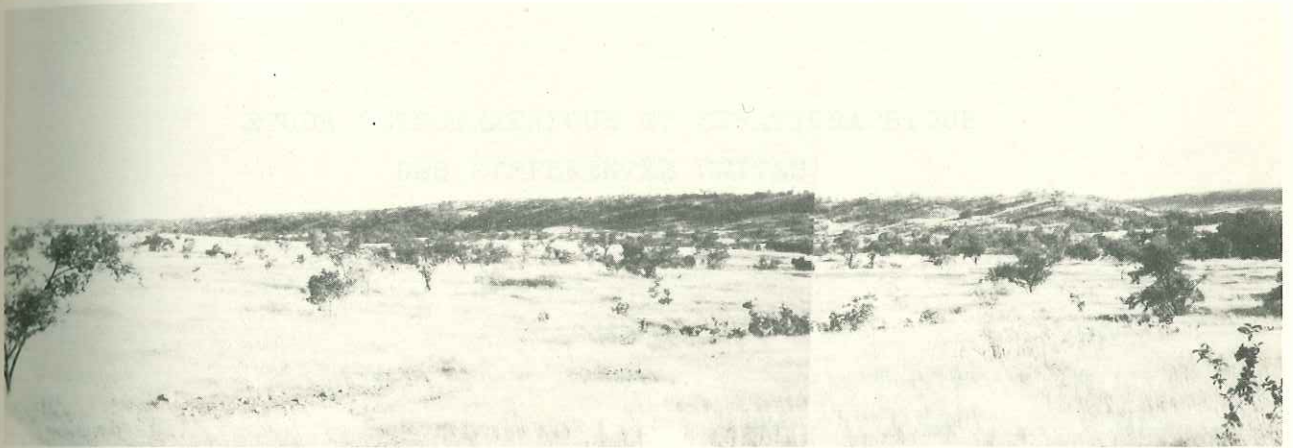
- 5 - Paysage typique de la région de Sélibabi : dense végétation d'épineux et baobabs en bordure des oueds.



1



2



3



4



5

I

Première partie

ETUDE PETROGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE
DES DIFFERENTES UNITES

I.1 - LE SOCLE GRANITISE

I.1.1 - INTRODUCTION

Ce vocable de "socle granitisé" recouvrira pour nous, dans le Guidimaka, les formations suivantes.

- Un ensemble de roches plutoniques : granite à deux micas, granodiorite et diorite quartzique ["Granites du Guidimaka" de L. RENAUD (1958)].

- Des roches métamorphiques : amphibolites et gneiss à amphiboles, formant une grande (100 km²) et quelques petites enclaves dans les roches plutoniques.

L'attribution de ces formations à un socle, sur lequel reposeraient les Séries de M'Bout, Bakel et Sélibabi, avait été présentée par H. HUBERT ("socle archéen"), mais n'avait pas été retenue par les auteurs suivants dont L. RENAUD (1958). La découverte par G. ROCCI (1962) d'un conglomérat à galets granitiques, situé à la base de la Série de M'Bout et reposant directement sur les granites, réimposait cette interprétation qui devait également être adoptée par R. DARS et J. SOUGY (1964). Ma propre cartographie confirme parfaitement la théorie de G. ROCCI.

Roches plutoniques et amphibolites sont-elles seules à constituer ce socle, dans le Guidimaka ? G. ROCCI ne le pensait pas, puisqu'il y inclut également des micaschistes albitiques et des roches volcaniques basiques. Ma cartographie n'impose

sciences de la terre
BIUS
JUSSEU
CADIST

pas absolument ces interprétations, et j'ai préféré dans ce mémoire étudier les micaschistes albitiques dans le cadre des séries épimétamorphiques et les roches volcaniques basiques avec la Série de Sélibabi. Au reste, même si l'on pense que certaines de ces roches, les micaschistes albitiques en particulier, sont plus anciennes que les Séries de M'Bout, Bakel et Sélibabi, rien ne prouve qu'elles soient antérieures au granite, et elles ne peuvent donc s'inscrire avec certitude dans le cadre du "socle granitisé".

Ce dernier comprend, d'une part un massif principal, d'allongement subméridien, dans lequel se succèdent, du Nord au Sud, granodiorite (et diorite quartzique), puis granite à deux micas, d'autre part de petits massifs affleurant au sein des Séries de M'Bout et de Bakel. Les conditions d'affleurement des roches plutoniques sont très mauvaises : rares boules granitiques au milieu d'un recouvrement argilo-sableux que l'érosion différentielle a jonché de galets de quartz et d'épidotites. Comme le notait L. RENAUD (1958), seul ce revêtement permet souvent de cartographier les zones granitiques. Heureusement, la morphologie de ces dernières (surfaces déprimées, sans reliefs ni lignes structurales) est assez caractéristique et les limites peuvent en être tracées en photogéologie.

Je décrirai successivement, dans les paragraphes suivants, roches plutoniques et roches métamorphiques.

I.1.2 - ROCHES PLUTONIQUES ("granites du Guidimaka")

I.1.2.1- Granodiorite et diorite quartzique

↑.1.2.1.1.- Description macroscopique

Ces roches forment la totalité du massif ovoïde de Amriye (1), au sein de la Série de M'Bout, et la partie nord du massif principal de roches plutoniques du Guidimaka, massif bordé à l'Ouest par la Série de M'Bout, à l'Est par le complexe des micaschistes albitiques de Diala-Bouanze (fig. 6). D'autre part, un affleurement isolé, observé beaucoup plus au Sud, sur la piste Diala-Testaï, donne à penser que leur extension réelle est peut être plus grande que ne le laisseraient prévoir les principaux affleurements actuellement connus. Les contacts avec la Série de M'Bout ont été vus en divers endroits; les contacts avec les micaschistes albitiques et les granites à deux micas n'ont jamais été vus sur le terrain.

L'étude des différents faciès rencontrés dans le massif principal et de leur répartition est assez intéressante. Sur la base des affleurements de roches en place reconnus, malheureusement rares, trois faciès principaux peuvent être ainsi distingués de l'Est à l'Ouest (fig. 6).

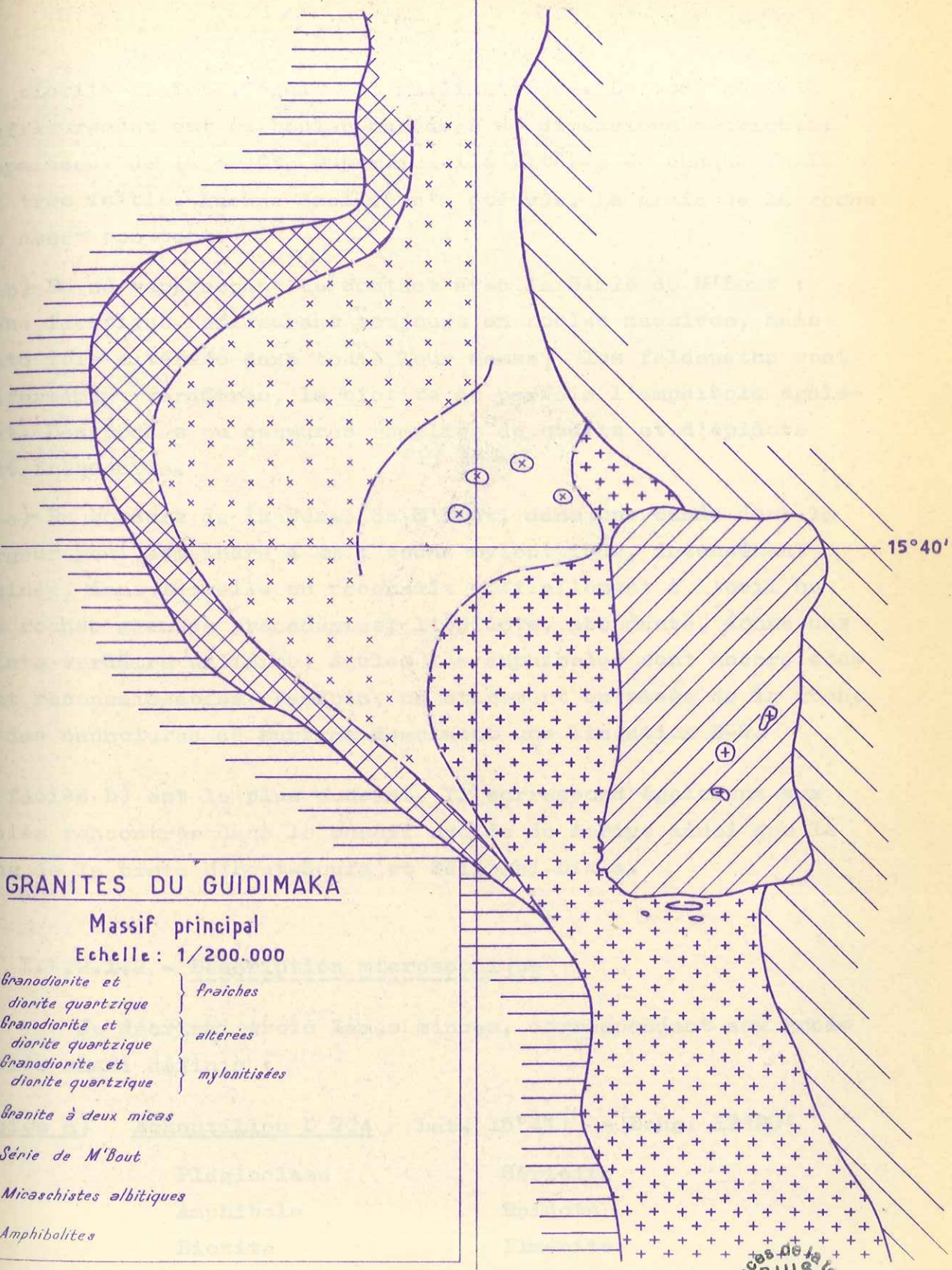
a)- Dans la zone la plus éloignée du contact avec la Série de M'Bout : roche grenue à texture équante, apparemment très fraîche. Quartz et feldspaths blancs sont à égalité ou légèrement prépondérants sur une amphibole noire subautomorphe, millimétrique et

(1) On trouvera, en annexe, les coordonnées des lieux cités.

12° 20'

15° 40'








15° 40'



GRANITES DU GUIDIMAKA

Massif principal

Echelle: 1/200.000

-  Granodiorite et diorite quartzique } fraîches
-  Granodiorite et diorite quartzique } altérées
-  Granodiorite et diorite quartzique } mylonitisées
-  Granite à deux micas
-  Série de M'Bout
-  Micaschistes albitiques
-  Amphibolites

12° 20'

sciences de la terre
 BIUS
 JUSSEU
 CADIST

une biotite fraîche, également millimétrique. Le mode général d'affleurement est en boules massives de dimensions métriques; l'épaisseur de la croûte superficielle altérée de chaque boule est très faible. Aucune enclave n'a été vue. Le grain de la roche est assez constant.

b)- En se rapprochant du contact avec la Série de M'Bout : roche identique, affleurant toujours en boules massives, mais cette fois altérées dans toute leur masse; les feldspaths sont uniformément verdâtres, la biotite et parfois l'amphibole également. Des poches ou cassures remplies de quartz et d'épidote sont fréquentes.

c)- En bordure de la Série de M'Bout, dans une bande dont la largeur peut atteindre 4 km : roche mylonitique, intensément laminée, dans laquelle on reconnaît difficilement à l'oeil nu les roches grenues précédentes; l'épidote, abondante, donne une teinte verdâtre uniforme; seules les amphiboles sont encore souvent reconnaissables. Parfois, un étirement en masse de la roche ou des cannelures de surface dessinent une linéation E-W.

Le faciès b) est le plus courant. Il correspond également aux faciès rencontrés dans le massif ovoïde de Amriye ainsi que le long de la piste M'Bout-Soufa et Sélibabi-Diala.

I.1.2.1.2 - Description microscopique

Je décrirai trois lames minces, correspondant aux trois faciès ainsi définis :

Faciès a) Echantillon D 204 Lat. 15°41' - Long. 12°20'

Plagioclase	Séricite
Amphibole	Epidote
Biotite	Ilménite
Quartz	

- Le plagioclase, peu ou pas zoné, andésine à 46 % d'anorthite, est généralement frais, automorphe, maclé albite, Carlsbad, et péricline; un début de séricitisation et saussuritisation se manifeste, soit au centre des individus, soit le long de microfractures. Parfois poecilitique, il peut contenir de l'amphibole et des globules de quartz.

- L'amphibole est une hornblende verte, xénomorphe, souvent associée au quartz et à la biotite.

- La biotite est souvent automorphe; c'est le seul minéral qui semble manifester une orientation.

- Le quartz se présente en plages, globules, ou filonnets s'insinuant entre les minéraux.

Cette roche est une diorite quartzique à structure plagiidiomorphe. D'autres échantillons, dans lesquels le microcline - jamais très abondant - est présent, méritent le nom de granodiorite. Sphène, apatite, épidote peuvent être également présents.

Faciès b) Echantillon D 140 Lat. 15°43' - Long. 12°23'

Plagioclases altérés	Epidote abondante (pistacite et clinzoïsite)
Amphiboles	Albite
Biotite altérée, chloritisée et ferruginisée	
Quartz abondant	Leucoxène

- Les anciens plagioclases, toujours automorphes, sont presque entièrement remplacés par un amas de clinozoïsite, pistacite, séricite, albite et minéraux opaques.

- Les hornblendes apparaissent, en lumière naturelle, décolorées, et les teintes de biréfringence sont également plus faibles que dans l'échantillon précédent; les inclusions d'albite peuvent être abondantes.

- La biotite est presque entièrement transformée en chlorite et produits ferrugineux.

- Le quartz ainsi que, dans une plus faible proportion, l'albite, sont assez abondants et semblent envahir tous les autres minéraux.

Cette roche est une diorite quartzique altérée (1) avec néoformation de minéraux du faciès schiste vert de P. ESKOLA, F.J. TURNER.

L'échantillon D 44, latitude 15°55', longitude 12°32'30" prélevé dans le massif ovoïde d'Amriyé, contient en outre, un peu de microcline poecilitique à inclusions de hornblende, plagioclases altérés bordés d'albite fraîche et albite isolée. Une cataclase est bien visible par la torsion des anciennes biotites et l'extinction ondulante des plages de quartz dont la disposition planaire confère par ailleurs à la roche une certaine orientation.

(1) J'emploie ici le terme d'altération dans le sens étymologique de "changement d'un produit en un autre". Il s'agit ici d'une altération dynamique et non d'une simple action des agents météoriques.

Faciès c) Echantillon D 64¹ Lat. 15°44'30" - Long. 12°28'

Une trame schisteuse de quartz en mosaïque, épidote, albite, chlorite, séricite, biotite brune (rare), leucoxène, se substitue à la roche originelle intensément cataclasée, dans laquelle on reconnaît encore les mêmes plagioclases automorphes que dans les échantillons précédents, les biotites ferruginisées et chloritisées, et des amas d'épidote pouvant représenter d'anciens minéraux ferro-magnésiens.

Cette roche ressemble aux "mylonites à nodules" de E. RAGUIN (1925-26), mais la recristallisation doit plutôt la rattacher aux "phyllonites" (au sens de B. SANDERS, 1923); la présence de biotite brune néoformée indique que cette recristallisation s'est produite dans des conditions thermodynamiques relativement sévères. Enfin, d'autres échantillons contiennent également de la calcite en certaine abondance.

I.1.2.1.3 - Analyses chimiques

Six analyses ont été faites de ces roches : quatre dans le faciès frais (échantillons D 203, D 204, D 205, E 118) et deux dans le faciès altéré (échantillons D 44 et D 141). Elles ont donné lieu aux calculs pétrochimiques suivants.

- Calcul de la norme et des paramètres CIPW-LACROIX. Ce calcul, qui amène à matérialiser des pyroxènes alors que la roche analysée ne contient comme ferro-magnésiens qu'amphibole et biotite, conduit à une composition virtuelle qui n'est qu'un très lointain reflet de la composition réelle. Son principal intérêt



est, par son universalité, de permettre les comparaisons entre les travaux de différents auteurs, ainsi que de nommer les roches d'après la nomenclature de A. LACROIX.

A partir de cette norme, j'ai établi, suivant les méthodes préconisées par R. FREY (1937), les triangles KCN et QOP (fig. 7).

- Calcul des paramètres de NIGGLI. Ces paramètres sont beaucoup plus simples et permettent tout aussi bien les comparaisons que les paramètres CIPW-LACROIX. J'ai représenté classiquement les courbes de variation des paramètres al , fm , c , alk en fonction de si , ainsi que le diagramme du paramètre mg fonction de k (fig. 8).

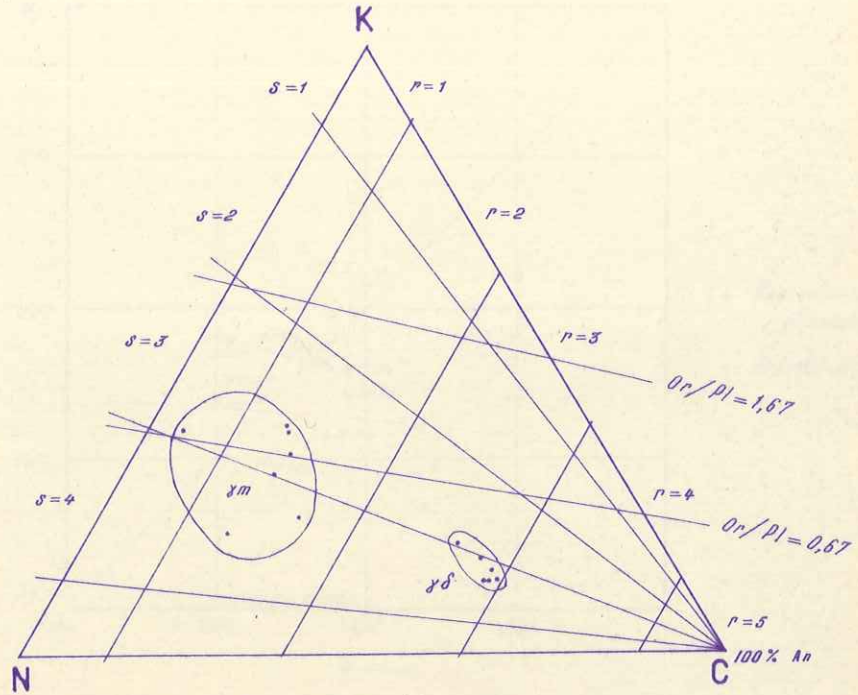
- Représentation des analyses en unités monométalliques : ce mode de représentation, le plus logique actuellement utilisé, a été inventé par P. NIGGLI. P. LAFFITTE (1957) recommande son emploi, qui se généralise de plus en plus. J'ai porté dans le tableau ci-joint, d'une part les unités monométalliques pour 100 g de roche, d'autre part, comme le recommande P. ESKOLA, les chiffres obtenus en ramenant à 100 le nombre total d'unités monométalliques. Ce dernier procédé donne des tableaux dont la lecture et l'emploi sont beaucoup plus agréables. Il a l'inconvénient de répartir sur l'ensemble des éléments l'erreur commise sur le dosage d'un seul, donc de diminuer la précision des résultats (P. LAFFITTE, 1957).

Les analyses apparaissent, sur ces diagrammes, remarquablement bien groupées; l'altération ne se traduit par aucun changement significatif du chimisme, sauf peut être un léger

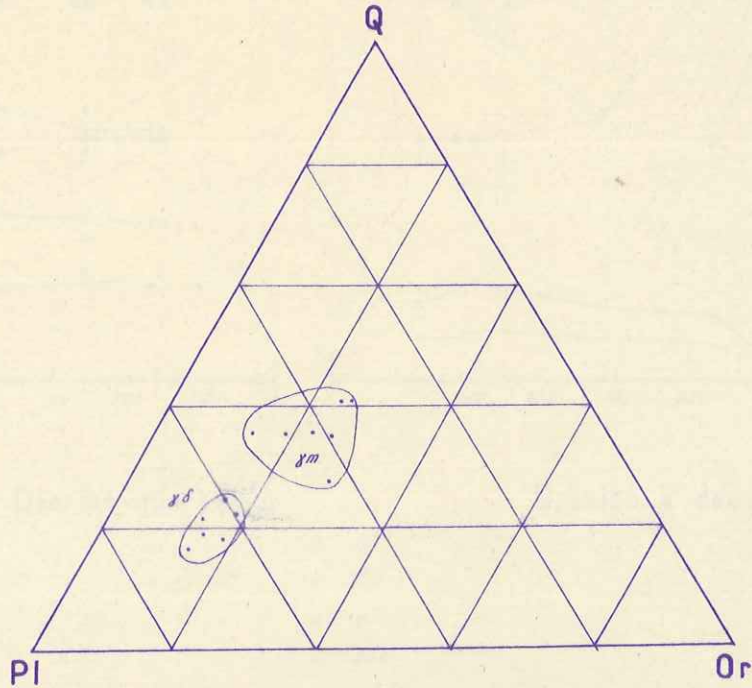
GRANITES DU GUIDIMAKA

Diagramme K C N

Diagramme Q O P

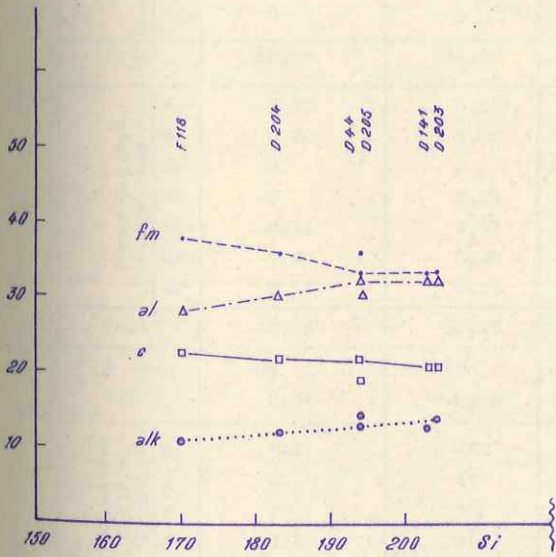
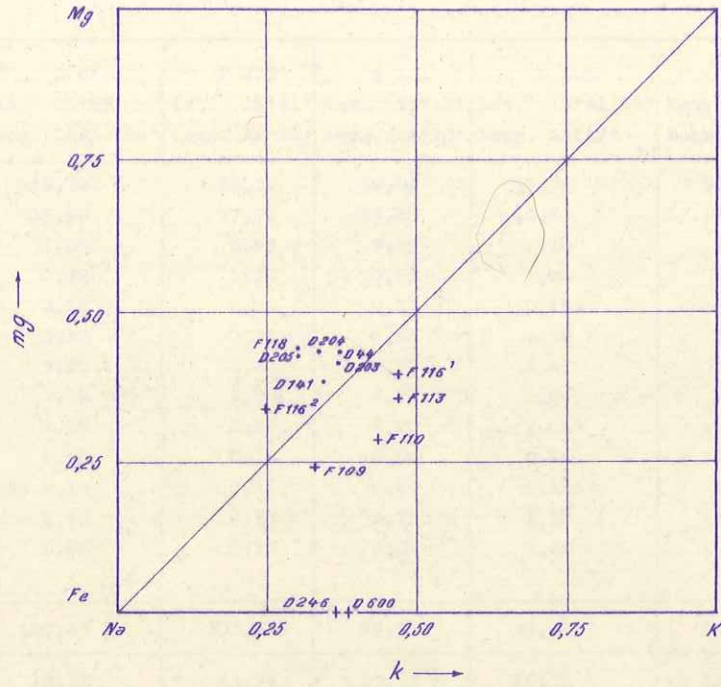


γ_m Granite à deux micas
 γ_δ Granodiorite et diorite quartzique

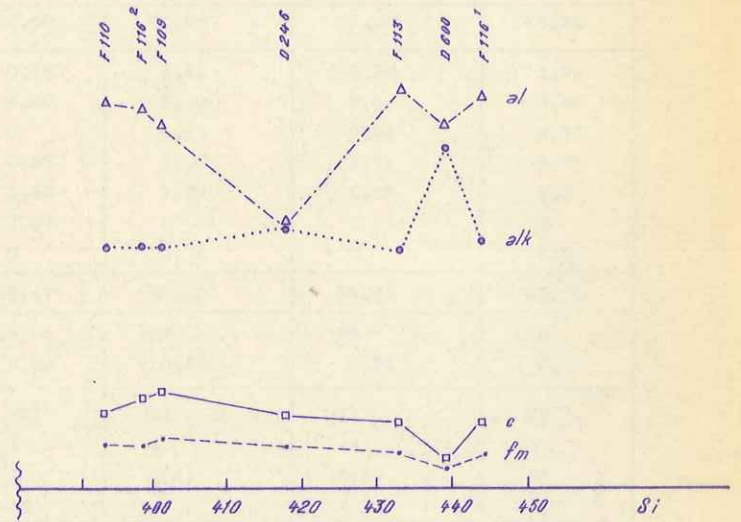


GRANITES DU GUIDIMAKA

Paramètres de NIGGLI



Granodiorite et Diorite quartzique



Granite à deux micas

- △ al
- fm
- c
- alk



TABLEAU I

GRANODIORITE ET DIORITE QUARTZIQUE

ANALYSES BRUTES

NORME CIPW-LACROIX

N°	D 44	D 203	D 141	D 205	F 118	D 204	
	Lat. 15°55' Long. 12°32'30"	Lat. 15°41' Long. 12°20'	Lat. 15°43' Long. 12°23'	Lat. 15°41'40" Long. 12°19'	Lat. 15°41' Long. 12°18'30"	Lat. 15°41' Long. 12°20'	
SiO ₂	59,70	58,15	60,05	59,75	57,70	58,50	
Al ₂ O ₃	15,90	17,70	16,40	16,60	16,25	16,35	
Fe ₂ O ₃	7,85	6,95	7,15	2,10	2,55	2,60	
FeO	0,32	1,30	0,50	4,86	6,03	5,27	
MnO	0,12	0,12	0,12	0,13	0,18	0,145	
MgO	3,30	3,14	2,58	2,38	3,78	3,36	
CaO	5,50	6,27	5,70	6,45	7,35	6,60	
Na ₂ O	2,75	2,80	2,70	2,80	2,70	2,60	
K ₂ O	2,55	2,50	2,20	1,85	1,80	1,80	
TiO ₂	0,55	0,72	0,60	0,74	0,05	0,75	
P ₂ O ₅	0,16	0,16	0,15	0,125	0	0,12	
H ₂ O ₄	1,63	0,73	1,75	1,30	1,32	1,35	
H ₂ O	0,08	0,10	0,07	0,20	0,15	0,20	
CO ₂							
TOTAL	100,43	100,64	99,97	99,88	96,86	99,79	
LACROIX Copholites	Q	18,12	14,94	20,52	16,32	11,40	14,88
	Or	15,01	15,01	12,79	11,12	10,56	11,68
	Ab	23,58	23,58	23,06	23,58	23,07	22,01
	An	23,35	28,35	26,13	27,24	26,97	27,24
	Cor	0	0	0	0	0	0
TOTAL	80,06	81,88	82,50	78,26	72,00	75,81	
Norme C.I.P.W. Berylites	Wo	1,27	0,81	0,58	1,62	3,94	1,94
	Em	8,20	7,80	6,40	7,40	9,40	8,40
	Fs	0	0	0	6,33	9,24	6,73
	Ma	0	2,55	0,23	3,02	3,71	3,71
	Ilm	0,11	1,37	1,22	1,37	0,15	1,37
	Hém	7,84	5,28	7,04	0	0	0
	Ap	0,34	0,34	0	0,34	0	0,34
ToTAL	17,76	18,15	15,47	20,08	26,44	22,52	
% An	65	69	68	68	68	70	
Or/Pl	0,32	0,29	0,26	0,22	0,21	0,24	
Paramètres C.I.P.W. LACROIX	p	*II	*II	*II	II	II	II
	q	4	4'	4	4	4'	4
	r	3	3'	3'	3(4)	3(4)	3'
	s	(3)4	3(4)	*4	4	4	*4
Paramètres	K	17	15	14	12	12	13
	C	54	59	59	60	61	61
	N	29	26	27	28	27	26
Paramètres	Q	22	18	25	21	16	20
	O	19	18	15	14	15	15
	P	59	64	60	65	69	65

TABLEAU II

GRANODIORITE ET DIORITE QUARTZIQUE

Unités monométalliques pour 100 g de roche : A

Unités monométalliques pour 100 g cations : B

Paramètres de NIGGLI

N°	D 44		D 141		D 203		D 204		D 205		F 118		
	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	
Si	995,0	57,07	1001,0	57,87	970,0	54,84	974,0	55,95	994,0	56,95	960,0	54,91	
Al	312,0	17,90	322,0	18,61	348,0	19,67	321,0	18,44	326,0	18,68	319,0	18,25	
Fe ⁺⁺⁺	98,0	5,62	84,4	5,17	87,0	4,92	32,6	1,87	26,4	1,51	32,0	1,83	
Fe ⁺⁺	4,5	0,26	7,0	0,40	18,0	1,02	73,5	4,22	67,7	3,88	84,0	4,80	
Mn	1,7	0,10	1,7	0,10	1,7	0,10	2,0	0,11	1,8	0,10	2,5	0,14	
Mg	82,0	4,70	64,0	3,70	78,0	4,41	83,5	4,80	74,0	4,24	94,0	5,38	
Ca	98,0	5,62	102,0	5,90	112,0	6,33	118,0	6,78	115,0	6,59	131,0	7,49	
Na	89,0	5,10	87,0	5,03	90,0	5,08	83,8	4,81	90,4	5,18	87,0	4,97	
K	54,0	3,10	46,0	2,66	53,0	3,00	41,4	2,38	39,2	2,24	38,2	2,18	
Ti	7,0	0,40	7,5	0,43	9,0	0,51	9,4	0,54	9,2	0,53	0,6	0,03	
P	2,2	0,13	2,2	0,13	2,2	0,12	1,6	0,10	1,8	0,10	0		
Total cations	1743,4	100,00	1729,8	100,00	1768,9	100,00	1740,8	100,00	1745,5	100,00	1748,3	99,98	
OH	91,7	5,26	97,2	5,62	40,6	2,30	75,0	4,31	72,2	4,14	73,3	4,19	
Paramètres de NIGGLI	si	194		203		204		183		194		170	
	al	30		33		33		30		32		28	
	fm	36		33		33		36		33		38	
	o	19		21		21		22		22		23	
	alc	14		13		14		12		13		11	
	k	0,37		0,34		0,37		0,33		0,30		0,30	
	mg	0,44		0,39		0,42		0,44		0,43		0,44	
ti	1		1		2		2		2		0		

départ de calcium. Enfin, tous les échantillons analysés ont, d'après A. LACROIX, la définition de diorites quartziques et correspondant, dans l'échelle des magmas de P. NIGGLI, au chimisme d'un "magma quartzodioritique de la série calco-alcaline".

On trouvera également, en annexe, les résultats d'analyses semi-quantitatives d'éléments en traces faites sur la roche totale et sur les éléments ferro-magnésiens.

I.1.2.2 - Granite à deux micas

I.1.2.2.1 - Description macroscopique

Ce granite forme la totalité des affleurements de la partie sud du massif principal des roches plutoniques, ainsi que des massifs isolés (en apparence tout au moins) qui apparaissent en position anticlinale au sein des Séries de M'Bout et de Bakel. Comme je l'ai dit plus haut, il affleure fort mal.

Le faciès type décrit ci-dessous correspond à des affleurements trouvés au centre du massif principal, particulièrement le long d'une piste joignant les villages d'Oulombomé Maure et de Seteïba.

a)- Dans le faciès le plus courant, c'est une roche leucocrate grenue, relativement équi-granulaire, essentiellement formée de feldspath blanc ou rose, dont le grain varie suivant l'affleurement de un à quelques millimètres, de quartz blanc et de muscovite très fraîche dont les dimensions vont de quelques millimètres jusqu'au centimètre. La biotite est rarement visible à l'oeil nu. L'orientation, presque toujours apparente, est donnée

par la disposition planaire des muscovites et, en partie, du quartz; direction et pendage en sont assez variables et il serait prématuré, au stade actuel de l'étude, d'indiquer une moyenne d'observations. Sur certains affleurements, de petits grenats roses sont visibles à l'oeil nu. Enfin, le mode général d'affleurement consiste en boules de dimensions peu importantes pointant dans le recouvrement argilo-sableux.

b)- Ce granite a également souvent un aspect pegmatitique à grain centimétrique, orientation marquée, et quartz à tendance graphique plus ou moins accusée. Des faciès aplitiques ont également été rencontrés. Par contre, les filons francs d'aplitites ou de pegmatites sont rares.

c)- Enfin, à l'intérieur du massif principal, on trouve comme faciès de variation, un granite d'aspect semblable au précédent, mais où la biotite domine sur la muscovite. Ce faciès se rencontre principalement à la périphérie d'une grande enclave d'amphibolites et pourrait donc correspondre à un endomorphisme du granite.

Excepté ces massifs d'amphibolites, aucune enclave n'a été vue.

I.1.2.2.2- Etude microscopique

L'échantillon D 246, prélevé au centre du massif principal, contient :

- De grandes plages très fraîches de microcline xénomorphe poecilitique, contenant en inclusions :

- des plagioclases subautomorphes, en général complètement altérés et transformés en une masse d'épidote et séricite au centre et d'albite fraîche (albite An0 de basse température) à la périphérie. Les macles de cette albite se poursuivent parfois à l'intérieur du plagioclase "primaire";
- de la biotite altérée, en particulier en chlorite, clinozoïsite et allanite;
- des muscovites en grandes lamelles flexueuses;
- des perthites, des bourgeons de myrmékite, et des micropegmatites;
- du quartz.

- Du quartz en grandes plages à extinction roulante et de la muscovite en grandes lamelles flexueuses. Pistacite et chlorite sont fréquentes; la clinozoïsite est abondante.

Dans d'autres échantillons, l'orientation planaire des plages de quartz est très sensible.

En bordure ouest, ces principaux caractères sont conservés, mais une cataclase peut affecter l'ensemble des minéraux, provoquant une torsion des plans de macle des plagioclases, le microplissement des muscovites, et enfin l'envahissement par des veines de quartz granulé, séricite, épidote et muscovite. Myrmékite, micropegmatites, perthites, sont toujours fréquentes; la pistacite peut être abondante, la clinozoïsite l'est toujours.

I.1.2.2.3 - Analyses chimiques

Sept analyses chimiques ont été effectuées, tant sur le faciès type décrit ci-dessus que sur des faciès pegmatitiques, et ont fait l'objet des mêmes calculs pétrochimiques que les analyses de diorites quartziques. Suivant A. LACROIX, les roches analysées ont la définition de :

- granite calco-alcalin orthosique (échantillon D 600)
- granite calco-alcalin monzonitique (échantillons F 109, F 110, F 113, F116¹, D 246)
- Granite akéritique (F 116²).

Suivant P. NIGGLI, elles ont le chimisme d'un "magma leucogranitique de la série calco-alcaline".

Sur les diagrammes KCN et QOP, les points représentatifs des divers échantillons apparaissent relativement bien groupés, moins bien toutefois que ne l'étaient ceux des diorites quartziques. Les paramètres de NIGGLI al et alk varient également dans de plus grandes proportions en fonction de si, et le paramètre mg peut passer de 0,00 à 0,40. Malgré cela, la parenté chimique de l'ensemble des échantillons analysés apparaît incontestable (1).

On trouvera également en annexe les résultats d'analyses semi-quantitatives d'éléments en trace.

(1) Notons toutefois, qu'il n'a pas été fait d'analyse du granite à biotite abondante, affleurant à proximité de l'enclave d'amphibolites. Ce granite aurait certainement eu un chimisme un peu différent de celui des échantillons analysés.

TABLEAU III

GRANITES A 2 MICAS

ANALYSES BRUTES

NORMES CIPW-LACROIX

		D 246	D 600	F 109	F 110	F 113	F 116 ¹	F 116 ²
		Lat. 15°39'	Lat. 15°34'	Lat. 39°30'	Lat. 15°37'30"	Lat. 15°35'30"	Lat. 15°33'	Lat. 15°33'
		Long. 12°20'	Long. 12°20'	Long. 12°19'30"	Long. 12°20'	Long. 12°15'	Long. 12°18'	Long. 12°18'
SiO ₂		73,60	74,05	73,15	72,95	73,90	73,60	73,40
Al ₂ O ₃		14,72	13,70	15,05	16,15	15,50	14,80	15,50
Fe ₂ O ₃		1,25	0,45	0,55	0,60	0,52	0,50	0,55
FeO		0	0,23	0,54	0,35	0,18	0,18	0,32
MnO		0,04	0,02	0,04	0,01	0,02	0,02	0,03
MgO		0	0	0,20	0,20	0,20	0,24	0,24
CaO		1,70	0,62	2,25	1,80	1,48	1,46	2,13
Na ₂ O		4,05	4,80	4,00	3,55	3,00	2,95	4,55
K ₂ O		3,55	4,65	2,95	4,00	4,00	4,05	2,35
TiO ₂		0	0	0,20	0,05	0,10	0,75	0,08
P ₂ O ₅		0,06	0,04	0,05	0,05	0,10	0,10	0,04
H ₂ O ⁺		0,97	0,75	1,04	0,80	1,20	1,24	0,73
H ₂ O ⁻		0,07	0,10	0,17	0,14	0,30	0,42	0,17
CO ₂								
TOTAL		100,04	99,41	100,19	100,65	100,50	100,38	100,09
LACROIX Croupilites	Q	33,30	27,12	33,54	33,06	37,86	37,74	33,36
	Or	21,13	27,80	17,24	23,91	23,91	23,91	13,90
	Ab	34,06	40,88	34,06	29,87	25,15	25,15	38,25
	An	7,51	1,57	10,29	8,07	6,67	6,39	9,73
	Cor	1,43	0	1,33	3,06	3,77	3,16	1,94
TOTAL		97,43	97,47	96,66	97,97	97,36	96,35	97,18
Norme C.I.P.W. Barylites	Wo	0	0,23	0	0	0	0	0
	En	0	0	0,50	0,50	0,50	0,60	0,60
	Fs	0	0,13	0,40	0	0	0	0,26
	Ma	0,23	0,70	0,70	0,93	0	0	0,70
	Ilm	0	0	0,45	0,15	0,61	0,61	0,15
	Hém	1,12	0	0	0,16	0,48	0,48	0
	Ap	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34
TOTAL		1,69	97,47	2,40	2,08	1,93	2,03	2,05
Paramètres C.I.P.W. LACROIX	p	I	I	I	I	I	I	I
	q	(3)4	4	(3)4	(3)4	3'	3	(3)4
	r	2	1	2	2	2	2	2
	s	(3)4	3(4)	14	3'	3	3	4
	% Ab	29	7	36	34	33	32	32
Or/Pl	0,51	0,65	0,39	0,63	0,75	0,76	0,29	
Paramètres	K	29	37	23	33	37	38	20
	C	22	5	29	23	21	20	20
	N	49	58	48	44	42	42	60
Paramètres	Q	35	28	35	35	40	40	35
	O	22	28	18	25	26	26	15
	P	43	44	47	40	34	34	50

Unités monométalliques pour 100 g de roche : A
 Unités monométalliques pour 100 g cations : B
 Paramètres de NIGGLI

TABLEAU IV

	D 246		D 600		F 109		F 110		F 113		F 116 ¹		F 116 ²	
	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B
Am Si	1227,0	69,40	1235,0	69,47	1217,0	68,88	1214,0	68,14	1230,0	69,47	1227,0	70,11	1222,0	68,65
Al	288,0	16,29	268,0	15,07	295,0	16,70	317,0	17,79	304,0	17,17	290,0	16,57	304,0	17,08
Fe ⁺⁺⁺	15,6	0,88	5,6	0,31	6,8	0,38	7,4	0,42	6,6	0,37	6,2	0,35	6,8	0,38
Fe ⁺⁺	0		3,3	0,19	7,5	0,42	4,9	0,28	2,5	0,14	2,5	0,14	4,5	0,25
Mn	0,6	0,03	0,3	0,02	0,6	0,03	0,2	0,01	0,3	0,02	0,3	0,02	0,4	0,02
Mg	0		0	0	5,0	0,28	5,0	0,28	5,0	0,28	6,0	0,34	6,0	0,34
Ca	30,0	1,70	11,0	0,62	40,0	2,26	32,0	1,80	26,5	1,50	26,0	1,49	38,0	2,13
Na	130,0	7,35	155,0	8,72	129,0	7,30	114,6	6,43	96,8	5,47	95,2	5,44	146,8	8,25
K	76,0	4,30	99,0	5,57	62,6	3,54	85,0	4,77	85,0	4,80	86,0	4,91	50,0	2,81
Ti	0		0	0	2,5	0,14	0,6	0,03	12,5	0,71	9,4	0,54	1,0	0,06
P	0,8	0,05	0,6	0,03	0,8	0,05	0,8	0,04	1,4	0,08	1,4	0,08	0,6	0,03
Total cations	1768,0	100,00	1777,8	100,00	1766,8	99,98	1781,5	99,99	1770,6	100,01	1750,0	99,99	1780,1	100,00
OH	53,9	3,05	41,7	2,35	57,8	3,27	44,4	4,49	66,7	3,77	68,9	3,94	40,6	2,28
Paramètres de NIGGLI	si	418	439		401		394		433		444		399	
	al	35	48		48		51		53		52		50	
	fm	6	3		7		6		5		5		6	
	c	10	4		13		10		9		9		12	
	alc	35	45		32		32		32		33		32	
	k	0,36	0,38		0,33		0,43		0,47		0,47		0,25	
	mg	0,00	0,00		0,25		0,29		0,35		0,40		0,34	
	ti	0	0		0		0		4		3		0	

I.1.2.3 - Conclusion à l'étude des roches plutoniques

I.1.2.3.1- Comme l'avaient vu mes précédesseurs, les granites du Guidimaka comprennent deux familles granitiques bien distinctes, tant par leurs caractères pétrographiques que chimiques. La première famille correspond, dans le système de A. LACROIX, à une diorite quartzique, la deuxième varie autour d'un terme moyen correspondant à un granite calco-alcalin monzonitique, plus volontiers désigné ici par le terme descriptif de "granite à deux micas". Les affleurements de ces deux familles occupent, sur le terrain, deux aires distinctes, la diorite quartzique dominant dans la partie nord et le granite à deux micas dans la partie sud du secteur cartographié.

Ces granites sont au contact, d'une part avec les Séries épimétamorphiques de M'Bout et de Bakel, d'autre part avec le complexe des micaschistes albitiques de Diala-Bouanze. Nous verrons que les Séries de M'Bout et de Bakel leur sont postérieures. Aucune observation ne nous permet de dire si les micaschistes albitiques leur sont antérieurs ou postérieurs; seules, par conséquent, les amphibolites feldspathiques mésozonales formant des enclaves dans les granites peuvent être considérées comme sûrement plus anciennes que ceux-ci.

Les données de l'étude pétrographique et la zonalité qui nous est apparue, dans le massif principal, en passant d'une bordure ouest tectonisée à une bordure est relativement calme, peuvent s'interpréter de diverses manières.

a) On peut y voir l'effet de phénomènes contemporains de la mise en place des granites, du style des "effets mécaniques de bordure" analysés par E. RAGUIN (1957), mais se produisant ici dans des conditions persistantes de métamorphisme régional, et

aboutissant ainsi aux "textures granitiques schisteuses" qui, d'après M. ROQUES (1948), sont courantes dans les batholites intrusifs-concordants du Birrimien.

Je pense qu'on peut expliquer ainsi seulement une partie des phénomènes observés, par exemple certains caractères syncinématiques du granite à deux micas (altération intense de plagioclases inclus dans des microclines parfaitement frais et non cataclasés); en contradiction avec cette hypothèse, on notera que la bordure ouest du massif principal correspond à un contact entre le massif granitique et une série métamorphique plus jeune que lui, plissée lors d'une orogénèse hercynienne, les schistosités du granite et de cette série étant, dans la zone de contact, parfaitement parallèles.

b) On peut y voir, à l'opposé, le seul effet de cette orogénèse hercynienne. Cette explication simple se heurte à plusieurs observations, soit :

- la présence de biotite brune néoformée dans des granites laminés de la bordure ouest, alors que le métamorphisme de la Série de M'Bout ne dépasse pas, dans ce secteur, la zone des micaschistes supérieurs;

- le fait, apparent à l'échelle cartographique, que la disposition actuelle des massifs granitiques correspond à des lignes structurales préexistantes au dépôt de la Série de M'Bout (cf. conclusion de l'étude de la Série de M'Bout).

c) Enfin, on peut y voir l'effet de lignes de fractures, dues à une orogénèse qui aurait immédiatement précédé le dépôt de la Série de M'Bout, mais qui auraient rejoué lors de l'orogénèse hercynienne. Ainsi s'expliqueraient non seulement les observations faites dans le granite, mais encore la composition même de la base

de la Série de M'Bout : conglomérat de base à galets granitiques et niveaux volcano-sédimentaires. Cette hypothèse est séduisante car, en plus des phénomènes décrits ci-dessus, elle permettrait d'interpréter de façon simple un ensemble de mesures géochronologiques (cf. 3ème partie) faites sur les micas des granites. La répartition actuelle des affleurements granitiques donnerait, dans cette dernière hypothèse, peu de renseignements sur la forme et la nature des corps granitiques initiaux. Tout au plus peut-on dire que la cartographie suggère une continuité, sous les séries de couverture, entre les massifs granitiques actuellement à l'affleurement et par conséquent leur appartenance commune à un vaste batholite composite, fractionné ensuite par les orogénèses "récentes". Malheureusement, dans l'ignorance où nous sommes du contexte géologique dans lequel ce granite s'est mis en place, on ne peut faire dans ce domaine que des suppositions.

I.1.2.4.3

a)- Enfin il est intéressant, en l'absence d'arguments directs concernant l'âge de ces roches plutoniques, de les replacer dans le contexte des granitisations de l'Ouest africain. En effet la synthèse de M. ROQUES (1948) (succédant aux travaux de H. HUBERT, F. JACQUET, Mme E. JEREMINE, P. LEGOUX, etc...) met les granites du Guidimaka à l'extrémité NW du vaste pluton birrimien de l'Afrique Occidentale Française; les publications complémentaires de M. ROQUES et L. BODIN (1951) donnent une description et une classification des granites de ce pluton, et L. RENAUD (1958) peut ainsi démontrer, au terme d'une revue bibliographique des travaux antérieurs à 1958, que les granites du Guidimaka s'intègrent bien, comme prévu, dans cette classification.

b) L'étude la plus complète et systématique récemment parue sur ces granitisation birrimiennes est celle de M. ARNOULD (1961). L'auteur, après avoir passé en revue tous les critères utilisables, adopte finalement la classification pétrologique suivante, valable pour "les granitisations précambriennes du Nord Est de la Côte d'Ivoire et de la Haute-Volta méridionale".

- I - GRANITES ANTEBIRRIMIENS : type LERABA
- II - GRANITES SAUSSURITISES D'AGE DOUTEUX : type TAHOUDI
- III - GRANITE BIRRIMIENS : types BAOULE et BONDOUKOU
 - a)- Type BAOULE (affinités métasomatiques, syntectoniques)
 - 1)- de cratons : granites à biotite (akéritiques et monzonitiques)
 - 2)- de géosynclinaux
 - 1°/- granodiorite à amphibole
 - 2°/- granite alcalin à deux micas
 - b)- Type BONDOUKOU (affinités magmatiques, post-tectoniques)
- IV - GRANITES TARKWALIENS : type WINDENE

c) J.P. BASSOT (1964), étudiant les granites du Sénégal Oriental, montre qu'ils peuvent se rattacher soit au type Baoulé, soit au type Bondoukou, soit à un 3ème type, assez particulier, de granites birrimiens : les "granites circonscrits restés à l'état embryonnaire" du type Boboti. Les granites I, II et IV de M. ARNOULD n'ont par contre pas été retrouvés dans cette région.

d)- Leur position sur la carte semble faire des granites du Guidimaka le prolongement vers le Nord de ceux du Sénégal Oriental.

Par leur gisement, ils s'apparentent beaucoup plus aux grands batholithes intrusifs concordants type Baoulé qu'aux petits massifs circonscrits type Boudoukou ou Boboti.

Les caractères pétrographiques et chimiques du couple granodiorite - granite à deux micas du Guidimaka ont une grande analogie avec ceux des granites type Baoulé de géosynclinaux décrits par M. ARNOULD : la simple lecture comparative des descriptions et diagrammes permet de s'en rendre compte.

Les conclusions de L. RENAUD, suivant lesquelles les "granites du Guidimaka" appartiennent au type Baoulé, d'ailleurs largement prépondérant dans les plutons d'Afrique Occidentale, me semblent donc parfaitement vraisemblables, malgré l'ignorance où nous sommes actuellement du contexte géologique dans lequel ces granites se sont mis en place.

Dans tout ce qui précède, je n'ai employé le terme de Birrimien que dans le sens de pluton birrimien, pour marquer les affinités des granites du Guidimaka avec d'autres granites précambriens de l'Ouest Africain. Dans l'état actuel des connaissances, il serait dangereux d'en déduire un synchronisme entre la mise en place de ces granites et le dépôt des formations de la vallée de la Birrim. Il n'y aurait rien d'étonnant, en particulier, à ce que ces granites aient un âge réel éburnéen (M. BONHOMME, 1962) et soient contemporains des granites de l'Amsaga et du Tasiast, auparavant considérés comme Dahomeyens.

I.1.3 - AMPHIBOLITES

I.1.3.1- Introduction

Au Nord du village d'Artemou, l'étude photogéologique montre l'existence d'une région légèrement surélevée par rapport à la plaine granitique avoisinante et accidentée par un certain nombre de guelbs.

En 1962, effectuant une reconnaissance au Sud de cette zone, G. ROCCI découvrait des amphibolites plus ou moins feldspathiques à épidote et grenat.

Une série d'itinéraires devait me montrer par la suite que l'essentiel de cette élévation et tous ses guelbs, sauf en partie l'un d'entre eux, étaient constitués par ces amphibolites feldspathiques.

Le vaste panneau (100 km² environ) ainsi délimité est cerné par le granite à deux micas d'une part (bordures sud, ouest et partiellement nord), par le complexe des micaschistes albitiques d'autre part (bordures est et nord).

Enfin d'autres massifs plus petits ont été reconnus, situés à peu près sur le même méridien et possédant le même environnement.

I.1.3.2- Etude macroscopique

Ces amphibolites forment habituellement des bancs bien individualisés dont le débit principal peut être provoqué soit par l'orientation planaire des amphiboles, soit par un litage entre amphiboles et feldspaths, soit par la combinaison de ces deux facteurs.

L'orientation des bancs est très variable, mais il semble néanmoins se dégager une direction préférentielle E-W. Le sens et la valeur du pendage sont également très variables. En de rares occasions ont été observées des torsions de ces bancs ou même la formation à leurs dépens de brèches à ciment de quartz.

Les amphiboles sont noires dans les échantillons frais, vert clair dans certains bancs tectonisés. Leur taille varie du millimètre au centimètre, parfois dans le même affleurement. Elles sont le plus souvent orientées et forment souvent des lits bien individualisés.

Les proportions relatives d'amphiboles et feldspaths sont très variables. A proximité de bancs presque uniquement amphiboliques, où les feldspaths ne forment que des lentilles longues de quelques centimètres, parallèles au débit majeur de la roche, on trouve des bancs formés au contraire d'un ciment feldspathique dans lequel nagent des enclaves sigmoïdes à bords lobés, centimétriques à décimétriques, uniquement formées d'amphiboles. Toutefois, le faciès le plus répandu montre un litage relativement régulier entre feldspaths et amphiboles et une prédominance de ces dernières.

Le quartz est relativement rare, réduit à des zones tectonisées.

Enfin, comme l'avait noté G. ROCCI, certains faciès sont parsemés de grenats roses tandis que d'autres, plus fréquents, sont riches en épidote.

I.1.3.3 - Etude microscopique

Comme le laissait prévoir l'étude macroscopique, ces amphibolites sont assez diverses; les principaux types rencontrés sont les suivants :

- Amphibolite homogène
- Amphibolite grenatifère
- Amphibolite feldspathique fraîche
- Amphibolite feldspathique rétro-morphosée.

Je décrirai des lames minces correspondant à ces quatre types; certaines sont reprises des études de G. ROCCI (1962).

Echantillon G. ROCCI GUI/68

Amphibole	Chlorite (rare)
Epidotes (zoisite principalement)	Feldspath limpide maclé albite
Sphène	(très rare)
Apatite	Magnétite et hématite

La texture est "granoblastique large, orientée".

L'amphibole, largement prépondérante, est une hornblende vert bleuté à disposition planaire assez rigoureuse.

Le sphène forme des chapelets parallèles à cette foliation.

La zoisite, largement cristallisée, poecilitique, semble en intercroissance avec l'amphibole. La chlorite (pennine), d'ailleurs très rare, se localise dans des fissures et serait secondaire.

Cette roche est une "amphibolite à épidote". Un autre échantillon (échantillon R. LILLE F 581²) est une amphibolite homogène exclusivement formée d'amphibole.

Echantillon G. ROCCI GUI/59

Amphibole	Feldspath limpide (très rare)
Grenat	Apatite
Biotite brune	Rutile
Chlorite	Zircon
Quartz (rare)	Magnétite.

La texture est "granoblastique hétérogranulaire".

- L'amphibole, hornblende vert bleuté, contient en inclusions: rutile, zircon et un peu de quartz.

- Les grenats (almandin), poecilites, contiennent biotite brune, amphibole, quartz et rares feldspaths.

Amphiboles et grenats semblent être en intercroissance, ce qui permet à G. ROCCI (1962) de définir le métamorphisme de cette roche comme appartenant au faciès amphibolite-almandin de P. ESKOLA et F.J. TURNER.

Echantillon R. LILLE n° D 218 Lat. 15°39' - Long. 12°16'

Amphibole	Muscovite, séricite, chlorite
Plagioclase	(peu abondants)
Quartz (peu abondant)	Clinozoïsite et pistacite (peu abondants)
	Magnétite.

- L'amphibole, légèrement prépondérante sur le feldspath, est une hornblende vert bleuté.

- Le plagioclase, maclé albite et péricline, parfois à tendance automorphe, est une andésine à 42 % An, $2V = + 78^\circ$. Il est généralement frais, parfois altéré par des taches de séricite et saussurite.

Amphiboles et plagioclases semblent en intercroissance. Phyllites et épidotes semblent secondaires.

Cette roche est une amphibolite feldspathique.

Echantillon R. LILLE n° D 212 Lat. $15^\circ 38'$ - Long. $12^\circ 16'$

Amphibole

Sphène

Plagioclases

Muscovite

Clinozoïsite

Magnétite

Quartz

- L'amphibole est encore une hornblende verte et a le même habitus que dans les échantillons précédents. Toutefois les teintes en lumière naturelle semblent lavées, le pléochroïsme est faible et la teinte maximale ne dépasse pas le vert clair.

- Les plagioclases, toujours maclés albite et péricline, sont envahis par un agrégat de clinozoïsite, de minéraux opaques et de quartz. Quelques petites albitos fraîches, subautomorphes, maclées albite, sont également visibles.

Cette roche est une amphibolite feldspathique rétro-morphosée.

La majorité des échantillons collectés appartiennent à l'un ou l'autre des deux types précédents.

Les caractères optiques d'amphiboles fraîches provenant de divers échantillons ont été déterminés à la platine universelle et par l'utilisation de liqueurs d'indice :

N_g est compris entre 1,666 et 1,671

N_p est compris entre 1,660 et 1,663.

$$2V_X = 80^\circ$$

: Hornblende verte

$$N_g \wedge C = 18^\circ$$

Les amphiboles de l'échantillon F 111 ont été séparées et analysées; les résultats de cette analyse, recalculés de manière à ramener à 22 le nombre d'atomes d'oxygène (OH non compris), conduisent à la formule suivante :

Na: 0,6, Ca: 1,6, K: 0,1, Mg: 1,9, Fe⁺⁺⁺: 2,1

Ti: 0,3, Si: 5,7, Al: 2,2, O 22 (OH) 0,1;

soit une amphibole très proche de la tschermakite, malgré un léger déficit en Mg et un pourcentage de OH aberrant.

Enfin, observation importante, des structures ophitiques ont été reconnues par J. FABRIES (communication orale) dans certains échantillons d'amphibolites feldspathiques à orientation peu marquée du massif situé au NE d'Agouemit : malgré la recristallisation et la fragmentation des feldspaths primaires, d'anciennes grandes lattes disposées en Y étaient encore bien visibles par examen microscopique en lumière naturelle.

I.1.3.4 - Caractères du métamorphisme

L'étude pétrographique montre l'existence de deux paragenèses successives.

- Dans la première ont été rencontrées les associations suivantes, apparemment en équilibre :

Hornblende - Epidote - (Sphène)

Hornblende - Almandin - Biotite - (Quartz)

Hornblende - Andésine - (Quartz).

Toutes sont caractéristiques du faciès amphibolite almandin de P. ESKOLA et F.J. TURNER. L'association d'épidote et de plagioclase moyen, la présence de biotite brune, la couleur vert-bleuté de la hornblende, indiqueraient le sous faciès quartz-staurotide.

- La seconde paragenèse, correspondant à une rétro-morphose, comprend exclusivement des minéraux du faciès schiste vert : albite, quartz, chlorite, muscovite, séricite, épidotes (clinzoïsite principalement); ce minéral commun aux deux paragenèses a, dans l'une et l'autre, des habitus différents : cristaux bien formés et individualisés dans la première, éponges de petits individus dans la seconde.

I.1.3.5 - Analyses chimiques

Neuf analyses ont été faites de ces amphibolites, dont cinq (F 111, F 112, F 115, F 581¹, D 218) sur des amphibolites feldspathiques fraîches, une (F 581²) sur une amphibole homogène, trois (F 474, D 224, D 254) sur des amphibolites feldspathiques rétro-morphosées.

Services de la terre
BIUS
JUSSEU
CADIST

Comme pour les roches plutoniques, j'ai calculé à partir de ces analyses la norme CIPW-LACROIX, les paramètres de NIGGLI, et enfin les pourcentages exprimés en unités monométalliques.

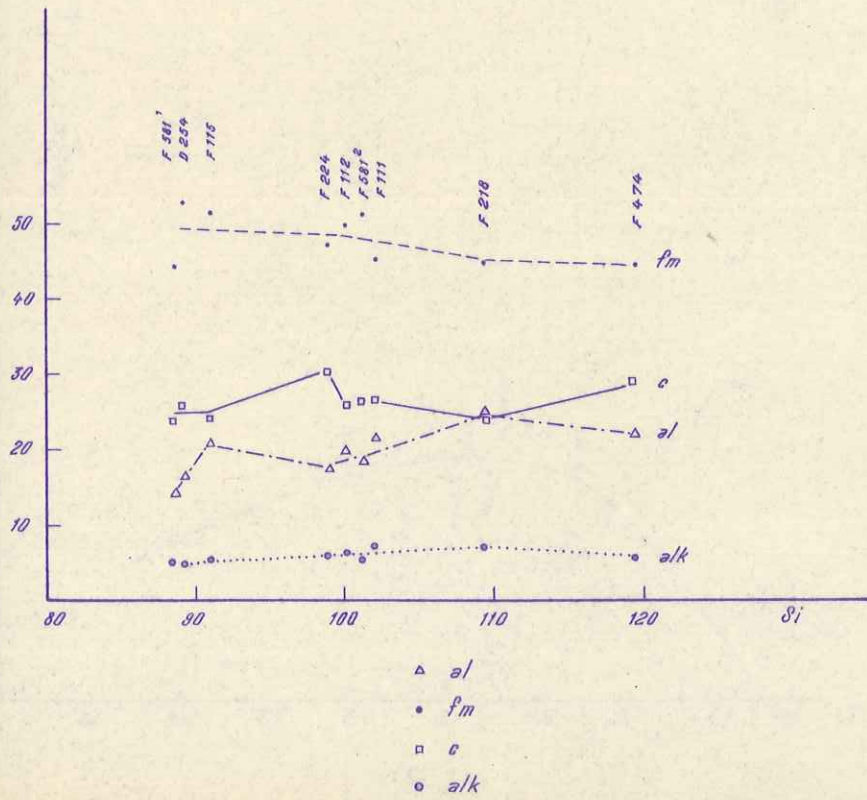
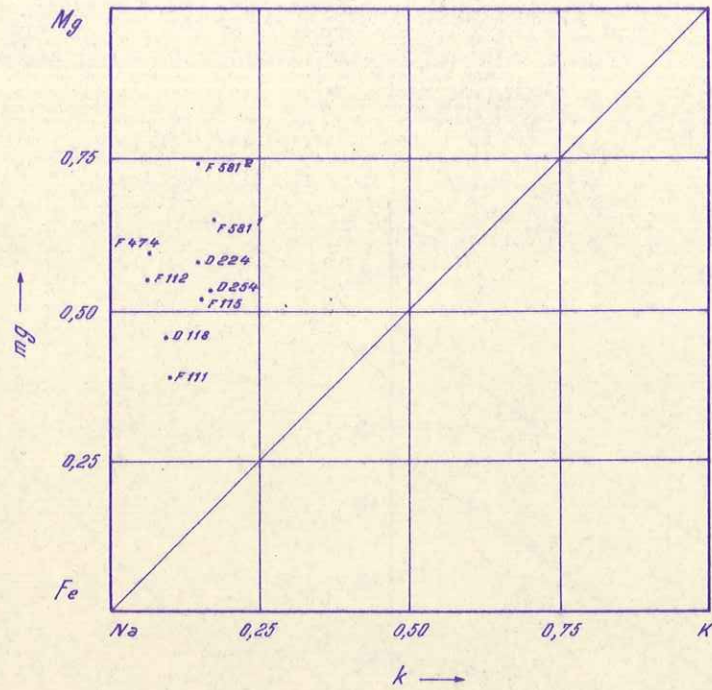
La norme CIPW-LACROIX conduit à une composition virtuelle évidemment très éloignée de la composition réelle. La basicité des plagioclases virtuels va de 69 % An à 80,5 % An. Le rapport orthose/plagioclase va de 0,02 à 0,10. Les résultats sont, dans l'ensemble assez bien groupés, et la rétro-morphose ne se traduit par aucune variation caractéristique de la composition chimique; enfin tous les échantillons analysés ont, d'après LACROIX, la composition de gabbros ou de norites.

Les paramètres de NIGGLI seront surtout utilisés pour la recherche de l'origine ortho ou para de ces amphibolites. Diverses méthodes ont été proposées dans ce but, donnant, d'après leurs auteurs, une présomption d'origine ortho ou para (comme dit P. LAPADU-HARGUES, ce ne sont que des méthodes "faute de mieux"). Quoiqu'il en soit nous allons voir que toutes, ici, sont en accord avec l'observation citée plus haut de structures ophi-tiques, tendant à attribuer à ces amphibolites une origine ortho.

a)- P. LAPADU-HARGUES (1958) établit que le métamorphisme ne s'accompagne généralement pas de transfert important de titane. Les roches éruptives mésocrates ayant des pourcentages moyens de 1 à 2 % de TiO_2 et les roches sédimentaires carbonatées en ayant rarement plus de 0,1 %, l'auteur propose comme "valeur critique" un pourcentage de 0,8 % TiO_2 .

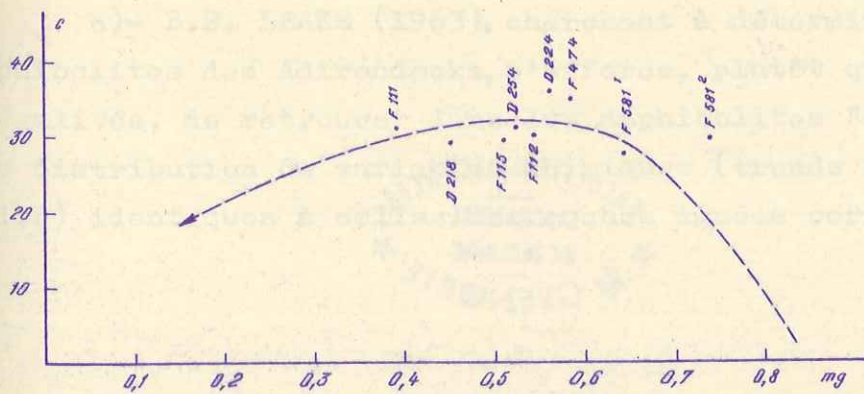
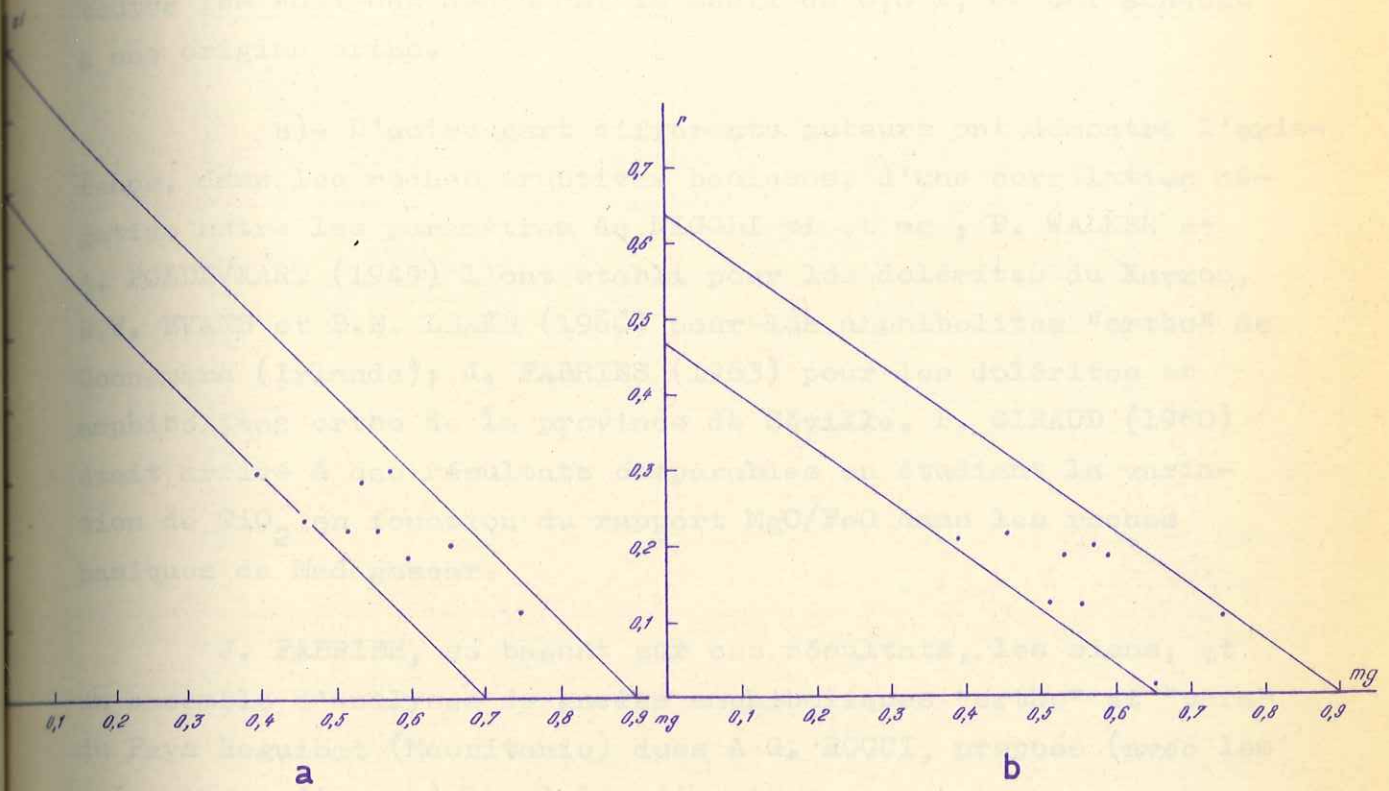
AMPHIBOLITES DU SOCLE

Paramètres de NIGGLI



AMPHIBOLITES DU SOCLE

Paramètres de NIGGLI
 Discussion à propos d'une origine ortho ou para



c

La moyenne des 9 analyses dont nous disposons conduit à un pourcentage de 1,44 TiO_2 . Hormis l'échantillon F 581² (0,7 %), toutes les analyses dépassent le seuil de 0,8 %, ce qui conduit à une origine ortho.

b)- D'autre part différents auteurs ont démontré l'existence, dans les roches éruptives basiques, d'une corrélation négative entre les paramètres de NIGGLI ti et mg : F. WALKER et A. POLDEVAART (1949) l'ont établi pour les dolérites du Karroo, B.W. EVANS et B.E. LEAKE (1960) pour les amphibolites "ortho" de Connemara (Irlande); J. FABRIES (1963) pour les dolérites et amphibolites ortho de la province de Séville. P. GIRAUD (1960) était arrivé à des résultats comparables en étudiant la variation de TiO_2 en fonction du rapport MgO/FeO dans les roches basiques de Madagascar.

J. FABRIES, se basant sur ces résultats, les siens, et un ensemble d'analyses de gneiss amphiboliques "ortho" et "para" du Pays Reguibat (Mauritanie) dues à G. ROCCI, propose (avec les précautions d'usage) la règle suivante :

$$\begin{aligned} \text{ti} + 10 \text{ mg} &\geq 6,5 & : & \text{ortho-amphibolite} \\ \text{ti} + 10 \text{ mg} &< 6,5 & : & \text{para-amphibolite.} \end{aligned}$$

Dans les 9 analyses considérées ici, $\text{ti} + 10 \text{ mg}$ reste compris entre 7 et 9 (figure 10 a) : origine "ortho" probable.

c)- B.E. LEAKE (1963), cherchant à déterminer l'origine des amphibolites des Adirondacks, s'efforce, plutôt que d'établir des inégalités, de retrouver dans les amphibolites "ortho", des lois de distribution de variables chimiques (trends of chemical variation) identiques à celles des roches ignées correspondantes.

L'auteur compare essentiellement les amphibolites supposées "ortho" des Adirondacks aux dolérites du Karroo. Les distributions considérées comme significatives sont les suivantes :

- groupement, dans un diagramme mg fonction de c, des points représentatifs sur une "courbe de différenciation", identique dans le cas des dolérites du Karroo et des amphibolites supposées "ortho" des Adirondacks;
- même résultat dans un diagramme triangulaire 100 mg, c, (al-alk) (la somme de ces 3 paramètres étant ramenée à 100);
- existence de corrélations positives entre Cr et mg ainsi qu'entre Ni et mg;
- existence de corrélations négatives entre mg et ti (cf. plus haut, § b) ainsi qu'entre p et mg. En extrapolant à partir des résultats obtenus, on devrait avoir $ti = 0$ et $p = 0$ pour $mg \sim 0,7$.

Les figures 10a et 10b vérifient l'existence, dans les amphibolites du Guidimaka, des corrélations négatives (ti, mg) et (p, mg). La figure 10c, sur laquelle a été reproduite la "courbe de différenciation" mg fonction de c des dolérites du Karroo, utilisée par B.E. LEAKE, montre que les points représentatifs de nos amphibolites se placent non loin de cette courbe; seule l'analyse F 581² d'amphibolite homogène s'en écarte notablement : on peut concevoir, pour expliquer ce fait, que le métamorphisme ait pu produire des différenciations d'échelle variable entre lits amphiboliques et feldspathiques, donc que le choix d'une amphibolite homogène constitue en lui-même une erreur d'échantillonnage (échantillon trop petit).

En conclusion, le nombre d'analyses dont je disposais dans le Guidimaka était trop faible pour démontrer statistiquement, suivant des méthodes comparables à celles de B.E. LEAKE, l'existence de corrélation entre les diverses variables chimiques qui auraient pu être caractéristiques d'amphibolites ortho. En revanche, si l'on estime fondées les conclusions appuyées sur un beaucoup plus grand nombre d'analyses provenant de régions très diverses, des auteurs cités ci-dessus, tous les critères distinctifs s'accordent pour donner à ces amphibolites une origine ortho. Puisqu'elle concorde d'autre part avec des observations (malheureusement trop rares) de structures ophitiques microscopiques, nous considèrerons cette interprétation comme extrêmement probable.

Si, retournant le problème, on effectue alors la critique des méthodes employées, on peut remarquer que :

- le critère du pourcentage en TiO_2 gagne à être précisé par l'étude corrélatrice du paramètre MgO/FeO ;

- au stade actuel des connaissances, la méthode la plus satisfaisante semble celle décrite par B.E. LEAKE, et ceci même dans le cas où certaines conclusions partielles de cet auteur ne résisteraient pas à l'épreuve des faits : on peut en effet définir l'esprit de cette méthode comme la détermination et l'étude simultanée, par des méthodes statistiques, des principales liaisons pouvant exister entre les pourcentages des divers éléments chimiques (éléments majeurs et éléments en traces) du groupe de roches étudié. La comparaison avec des roches ignées voisines d'une part, des roches sédimentaires d'autre part, peut amener dès lors à considérer certaines de ces liaisons comme significatives. Il ne fait pas de doute que l'emploi de méthodes statistiques rigoureuses, qui a déjà révolutionné certains secteurs de la géologie, ne peut aller dans l'avenir qu'en s'étendant.

TABEAU V

AMPHIBOLITES DU SOCLE

Unités monométalliques pour 100 g de roche : A
 Unités monométalliques pour 100 g cations : B
 Paramètres C.I.P.W. - LACROIX
 Paramètres de NIGGLI

	D 218		D 224		D 254		F 111		F 112		F 115		F 474		F 581 ¹		F 581 ²	
	Lat. 15°39'		Lat. 50°40'30"		Lat. 15°34'30"		Lat. 15°45'		Lat. 15°45'20"		Lat. 15°45'		Lat. 15°13'		Lat. 15°37'		Lat. 15°37'	
	Long. 12°16'		Long. 12°14'30"		Long. 12°17'		Long. 12°15'		Long. 12°15'20"		Long. 12°16'		Long. 12°11'30"		Long. 12°17'		Long. 12°17'	
	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B
Si	782,0	44,71	767,0	43,89	718,0	41,84	770,0	44,00	770,0	46,23	726,0	41,63	821,7	48,23	744,2	43,45	81,25	44,96
Al	358,0	20,47	268,0	15,33	260,0	15,50	316,0	18,22	299,0	17,95	315,0	18,06	305,9	17,95	242,2	14,14	294,1	16,27
Fe ⁺⁺⁺	107,4	6,14	94,0	5,38	119,2	6,95	52,0	3,00	41,2	2,47	44,4	2,55	2,5	0,15	99,4	5,80	0	0
Fe ⁺⁺	65,3	3,73	58,0	3,32	73,0	4,25	131,0	7,55	128,0	7,69	152,0	8,72	20,1	7,05	79,4	4,64	104,9	5,80
Mn	2,2	0,13	2,7	0,15	3,2	0,18	2,8	0,16	3,1	0,19	3,4	0,19	2,8	0,16	1,6	0,09	3,0	0,17
Mg	145,0	8,29	210,0	12,01	228,0	13,24	133,0	7,67	208,0	12,49	205,0	11,75	177,5	10,42	240,0	14,01	300,0	16,60
Ca	170,0	9,71	236,0	13,50	206,0	12,00	197,0	11,36	109,5	6,57	195,0	11,18	188,4	11,06	202,7	11,84	204,4	11,31
K ₂ O	89,0	5,09	72,6	4,15	63,0	3,67	96,8	5,58	82,2	4,93	71,0	4,07	66,1	3,88	71,0	4,15	64,5	3,57
Na ₂ O	9,6	0,55	12,8	0,73	12,8	0,75	9,6	0,55	5,2	0,31	12,8	0,73	4,3	0,25	14,9	0,87	9,6	0,53
Ti	17,5	1,00	24,0	1,37	24,0	1,40	23,0	1,32	17,5	1,05	17,5	1,00	13,1	0,77	16,9	0,99	8,7	0,48
F	3,0	0,17	3,0	0,17	3,0	0,17	3,0	0,17	1,8	0,11	2,0	0,11	1,4	0,08	0,3	0,02	5,4	0,30
Total cations	1749,0	99,99	1748,1	100,00	1716,2	100,000	1734,2	99,98	1665,5	99,99	1744,1	99,99	1703,8	100,00	1712,6	100,00	1807,1	99,99
OH	88,9	5,08	69,4	3,97	100,0	5,83	88,9	5,13	88,9	5,34	113,9	6,53	125,0	7,34	119,4	6,87	91,7	5,07
si	109		99		90		103		100		91		119		89		102	
al	25		17		17		21		19,5		20		22		14		18	
fm	45		47		53		45		49,5		51		44		44		51	
o	24		30		26		26		25,5		24		29		24		26	
alo	7		5		5		7		5,5		5		5		5		5	
k	0,09		0,14		0,16		0,09		0,06		0,15		0,06		0,17		0,14	
mg	0,45		0,57		0,53		0,39		0,55		0,51		0,59		0,65		0,74	
ti	2,44		3,07		2,97		3,09		0,11		2,21		1,89		2,02		1,10	
p	II(III)		III		III		*III		III		III		*III		III		III	
q	5		5		5		5		5		5		5		5		5	
r	4		*4		4		*4		4		4		4		(3)4		4	
s	(4)5		4(5)		4*		(4)5		*5		4(5)		5		5		4(5)	
Pl	74		72		75		69		73		80,5		78		69		77	
Or/Pl	0,05		0,07		0,08		0,05		0,03		0,07		0,02		0,10		0,06	

I.1.3.6 - Relations avec le granite - conclusion

Les amphibolites du grand massif situé au NW d'Agouemit sont bordées au Sud, à l'Ouest, et particulièrement au Nord par le granite à deux micas souvent riche ici en biotite.

Les contacts ouest n'ont pu être vus du fait des mauvaises conditions d'affleurement.

Les contacts SW montrent une interpénétration des amphibolites et du granite à biotite. Sur certains affleurements, j'ai vu des noyaux lenticulaires d'amphibolites en enclave dans le granite.

En bordure NW ont été trouvés des affleurements de pegmatites, parfois grenatifères, du granite à deux micas, ainsi que des affleurements de diorite fraîche, finement grenue.

Enfin, au coeur même du massif d'amphibolites, on rencontre de nombreux pointements de granite à muscovite à tendance pegmatitique ainsi que des pegmatites fraîches parfois graphiques.

En conclusion, nous voyons dans ces massifs d'amphibolites de grandes enclaves prises dans la granitisation "birrimienne", phénomène qui serait, d'après L. BODIN (1951), courant dans les granites de type Baoulé, et que J.P. BASSOT (1963) a récemment retrouvé dans le Birrimien du Sénégal Oriental. Ces enclaves, représentant d'anciennes roches éruptives basiques affectées par un métamorphisme régional de caractère mésozonal et par une granitisation, pourraient représenter le "Birrimien supérieur", mais il est bien évident que de telles affirmations demanderaient à être étayées par des datations absolues. La détermination de l'âge des amphiboles pourrait peut être fournir une limite supérieure pour l'âge des masses basiques et une limite inférieure pour l'âge des granites. Je pense que lorsque cette méthode de datation d'amphiboles sera au point, il vaudra la peine de tenter l'expérience.

PLANCHES III

1 et 2 - Echantillon G. ROCCI 12

Latitude : 15°33'

Longitude : 12°18'30"

LP

Granite à deux micas.

Du microcline (M) poecilitique contient en inclusions des plagioclases altérés (Pl) et des bourgeons de micropegmatite ou myrmékite.

Les plagioclases altérés possèdent une bordure d'albite fraîche (Ab). Les macles de celle-ci se poursuivent à l'intérieur de la masse altérée.

Les photographies 1 et 2 correspondent à deux orientations différentes de la platine.

3 - Echantillon D 246 LP

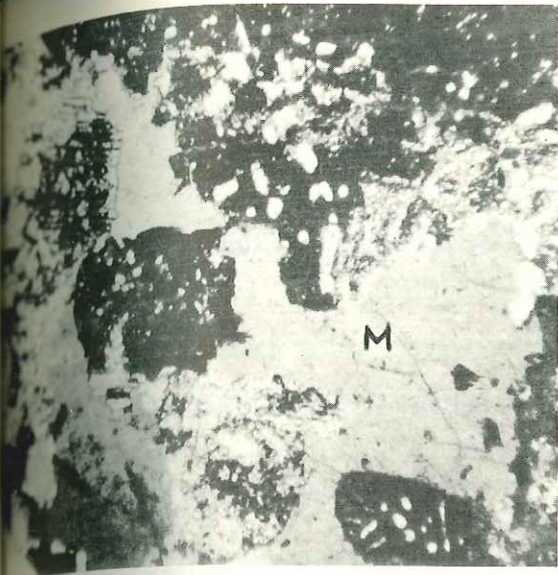
Granite à deux micas.

La texture cataclastique orientée est bien perceptible. On reconnaît les plagioclases altérés et leur bordure d'albite limpide, des micas peu abondants, et de grands microclines poecilitiques

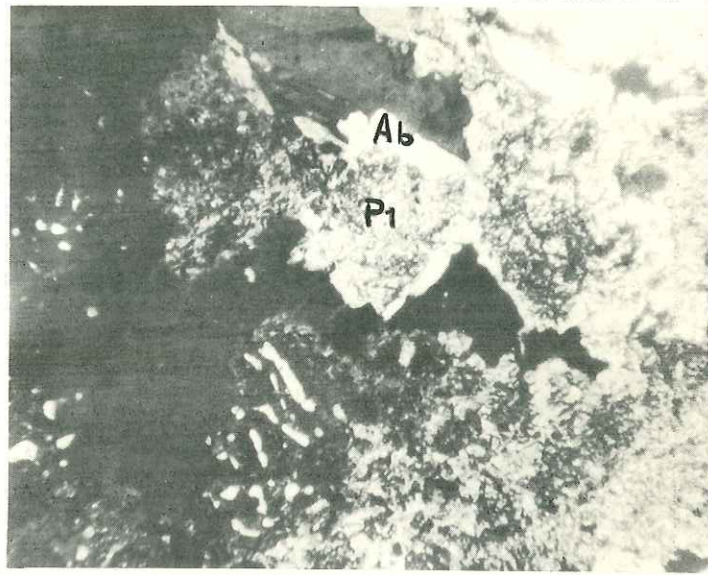
4 - Diorite quartzique à plagioclase, hornblende et quartz, prélevée dans la zone non altérée du socle, à proximité du village d'Oulombomé maure. La texture plagiidiomorphe est bien visible.

5 - Echantillon F 82 (Série de M'Bout)

Une trame de séricitoschiste quartzeux est microplissée et un clivage de fracture se développe. Dans ce clivage cristallisent de nouvelles muscovites.



1



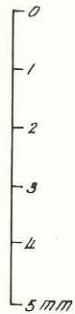
2



4



3



5

I.2 - FORMATIONS A METAMORPHISME D'EPIZONE
ET DE DEBUT DE MBSOZONE

I.2.1- SERIE DE M'BOUT

I.2.1.1- Généralités

a)- Rappelons (cf. Introduction) que nous avons redéfini la Série de M'Bout comme la série plissée épimétamorphique affleurant au Nord du parallèle 15°20', à l'Ouest du massif principal de granites du Guidimaka. Cette série est traditionnellement considérée comme partie intégrante de l'arc épimétamorphique de Bakel-Akjoujt, l'unité de cet ensemble reposant essentiellement pour l'instant sur des considérations de degré de métamorphisme.

Nous considèrerons provisoirement comme acquis, dans ce chapitre d'étude régionale, les résultats de l'étude structurale synthétisés en deuxième partie. Toutefois, avant de poursuivre, il est indispensable d'indiquer dès maintenant la signification attribuée à deux termes qui reviendront souvent au cours de l'étude régionale des séries épimétamorphiques : schistosité et foliation d'une part, linéation d'autre part.

b)- Schistosité cristalloyphylle et foliation

Le sens adopté ici pour foliation est en principe celui de F.J. TURNER et L.E. WEISS (1963), adopté en partie par J. GROLIER et P. VIALON (1965).

- Pour F.J. TURNER et L.E. WEISS, le terme couvre tous les types de "structures planaires pénétrantes" (penetrative planar structures) identifiables à l'échelle mésoscopique (échelle de l'affleurement et de l'échantillon) et d'origine métamorphique. Ce

concept de "structures pénétrantes" s'inscrit lui-même dans le cadre d'une étude systématique extrêmement rigoureuse des éléments structuraux (fabric elements) des tectonites métamorphique et implique les notions de structure interne à un corps tectonique et d'homogénéité de ce corps tectonique à une échelle donnée. Nous l'analyserons en deuxième partie : seuls nous intéressent actuellement les deux exemples les plus importants de structures planaires pénétrantes d'origine métamorphique, pouvant par conséquent constituer deux cas de foliation :

- structures provoquées par la localisation préférentielle d'éléments dans des lits parallèles à un plan;
- structures provoquées par l'orientation préférentielle d'éléments parallèlement à un plan.

La première de ces structures, qu'on pourrait également appeler un litage d'origine métamorphique, correspond aussi à la définition de la foliation d'après P. FOURMARIER (in A. BAER, 1956).

La deuxième correspond à la schistosité cristallophyllienne de J. JUNG et M. ROQUES (1952) et à la foliation d'après J. GROLIER et P. VIALON (1965) : ces derniers auteurs la définissent en effet comme "le feuilletage d'une roche où une cristallisation de minéraux orientés a lieu", le feuilletage étant défini auparavant comme un terme uniquement descriptif désignant "le débit d'une roche suivant des plans parallèles, quelle que soit l'origine de ce débit".

- Les roches de la Série de M'Bout, série épimétamorphique, sont presque toujours feuilletées; partout où la nature de ce feuilletage a pu être déterminée, par observation macroscopique ou

microscopique, on a observé qu'il concordait avec une orientation planaire de minéraux de métamorphisme, quartz ou phyllites. Il appartient donc à la deuxième famille de structures définie ci-dessus, et on peut l'appeler aussi bien schistosité cristallophyllienne, d'après J. JUNG et M. ROQUES, que foliation, d'après F.J. TURNER et L.E. WEISS ou J. GROLIER et P. VIALON. En fait, j'utiliserai concurremment ces deux termes.

L'emploi du terme de schistosité (sous entendu : cristallophyllienne) constituera l'interprétation, par raisonnement analogique implicite, d'une observation de feuilletage. C'est le terme qui reviendra le plus souvent dans les descriptions de coupes, affleurements, échantillons etc...

L'emploi du terme de foliation sera réservé aux cas où ont été individualisés, par observation macroscopique ou microscopique, les minéraux dont l'orientation planaire est parallèle à ce feuilletage (essentiellement lamelles de phyllites et lentilles de quartz).

Enfin, j'indiquerai spécialement les rares cas où la foliation est également provoquée par un litage d'origine métamorphique.

c)- Linéations (fig. 11)

Le terme de linéation ne constitue, par lui-même, rien de plus qu'une application à la géologie du concept de la ligne droite. Il est donc indispensable de l'explicitier et préférable de le faire tout d'abord de manière descriptive plutôt qu'interprétative. Toutefois, l'usage ayant attaché une interprétation à des mots en principe innocents, il n'est pas inutile de passer brièvement en revue les principaux types de linéations utilisés en analyse structurale.

E. CLOOS (1952), dans une étude devenue classique, dresse un inventaire des linéations définies et décrites par les différents auteurs, et propose une large classification les ramenant à 6 types principaux. L'un de ces types, "linéation primaire" des roches ignées, ne nous intéresse pas ici. Les linéations des cinq autres types sont respectivement provoquées par l'un des cinq phénomènes suivants.

1°/- Le flux (flowage) d'une roche au cours d'un mouvement. E. CLOOS définit ce flux comme "une déformation irréversible et permanente sans fracturation".

2°/- La rotation autour d'un axe (axe b ou B) avec ou sans élongation dans celui-ci.

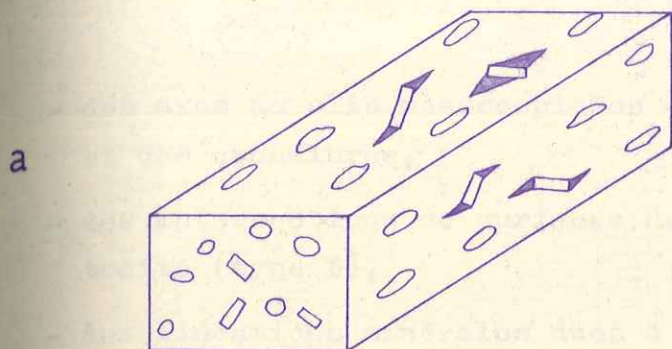
3°/- L'intersection de surfaces et plans, tels que par exemple schistosité, litage, stratification, joints (surfaces S de B. SANDERS).

4°/- Le glissement sur de telles surfaces.

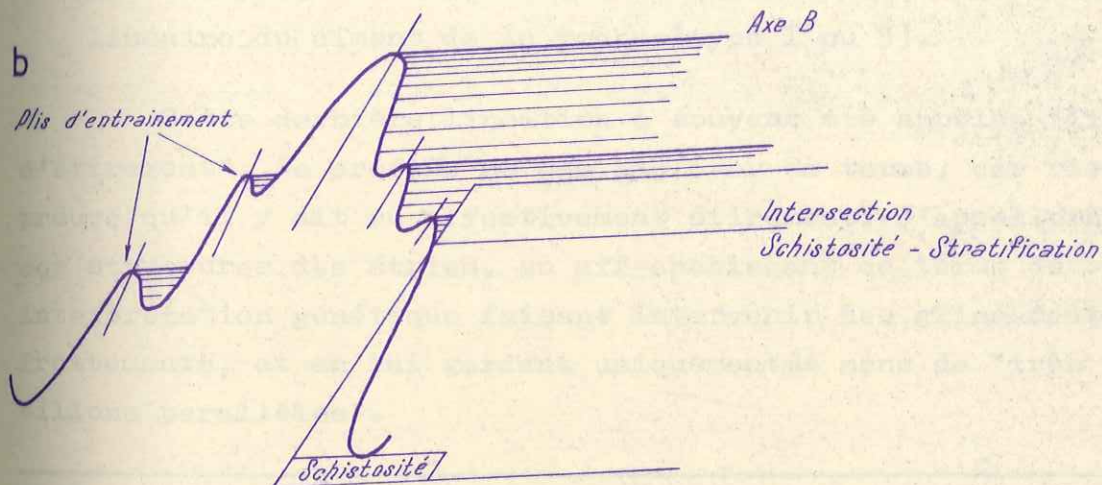
5°/- La croissance de nouveaux minéraux à orientation ou localisation préférentielle.

Les linéations que je décrirai dans les études régionales s'intègrent facilement dans ce cadre; en effet, nous verrons :

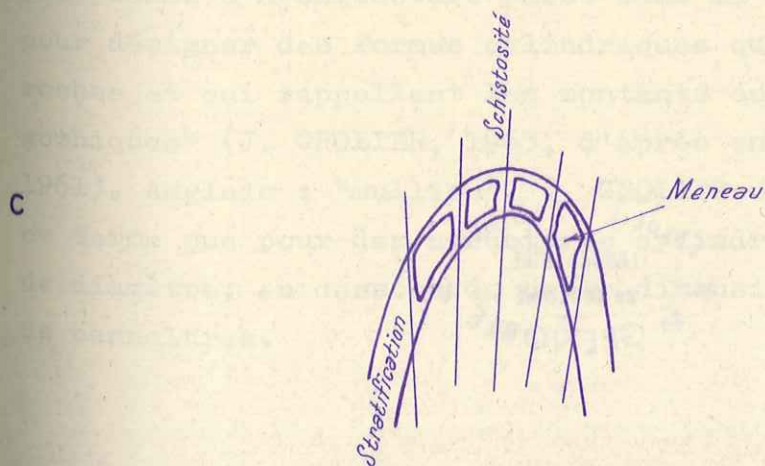
- des allongements de galets, dans les conglomérats, ou un étirement apparent de phénocristaux dans des tufs (type I et type 5),



Linéation par allongement de galets (conglomérats) et étirement corpusculaire autour de phénocristaux (tufts)



Axes B de plis d'entraînement et intersections schistosité / stratification



Meneaux dus à un débit simultané suivant les surfaces de stratification et de schistosité

- des axes de plis mésoscopiques (1), des menaux (2) (type 2) et des cannelures,
- des intersections de surfaces de stratification et de schistosité (type 3),
- des linéations minérales dues à l'orientation préférentielle de minéraux de métamorphisme (type 5),
- enfin, de très fines stries et cannelures souvent visibles sur les plans de schistosité et matérialisant une orientation linéaire du ciment de la roche (type 1 ou 5).

Cette dernière linéation a souvent été appelée "linéation d'étirement". Je préfère ne pas employer ce terme, car rien ne prouve qu'il y ait eu effectivement étirement. J'appellerai donc ces structures des stries, en affranchissant ce terme de toute interprétation génétique faisant intervenir des glissements ou frottements, et en lui gardant uniquement le sens de "très fins sillons parallèles".

(1) Les différentes échelles utilisées (mégascopiques, macroscopiques et mésoscopiques) sont définies dans le paragraphe II.1.1.

(2) "Terme d'architecture passé dans la littérature géologique pour désigner des formes cylindriques qui affectent certaines roches et qui rappellent les montants ou croisillons des fenêtres gothiques" (J. GROLIER, 1963, d'après en particulier G. WILSON, 1961). Anglais : "mullion". J. GROLIER et G. WILSON n'emploient ce terme que pour des structures cylindriques ayant au moins 1 cm de diamètre; en dessous de cette dimension, j'emploierai le terme de cannelures.

L'intérêt de ces stries est que leur orientation est fréquemment mesurable sur le terrain, et qu'elles peuvent souvent être interprétées grâce à leur parallélisme avec des linéations mieux caractérisées.

La description de linéations de type 1 et de type 5 n'implique pas nécessairement d'hypothèse sur leur parallélisme avec tel ou tel axe tectonique (en particulier, elles peuvent constituer des linéations "b" aussi bien que des linéations "a").

La position géographique des éléments plans ou linéaires observés sera indiquée de la façon suivante :

- Plans : Je donnerai dans l'ordre :

- l'azimut géographique de l'horizontale du plan, indiqué soit par un chiffre allant de 0 à 180°, soit, quand une précision moins grande est souhaitée, par les notations N - NE - E - SE - S
- l'intensité et le sens du pendage.

Exemples : Schistosité 10° pendage 20° W
Schistosité N pendage 20° W.

- Linéations : je donnerai dans l'ordre :

- la direction de la ligne, notée comme ci-dessus par un azimut géographique allant de 0 à 180°
- l'intensité et le sens du plongement.

Exemples : Linéation 110° plongeant 10° W
Linéation E plongeant 10° W.

Enfin, la Série de M'Bout sera divisée en trois secteurs (fig. 12), d'Ouest en Est.

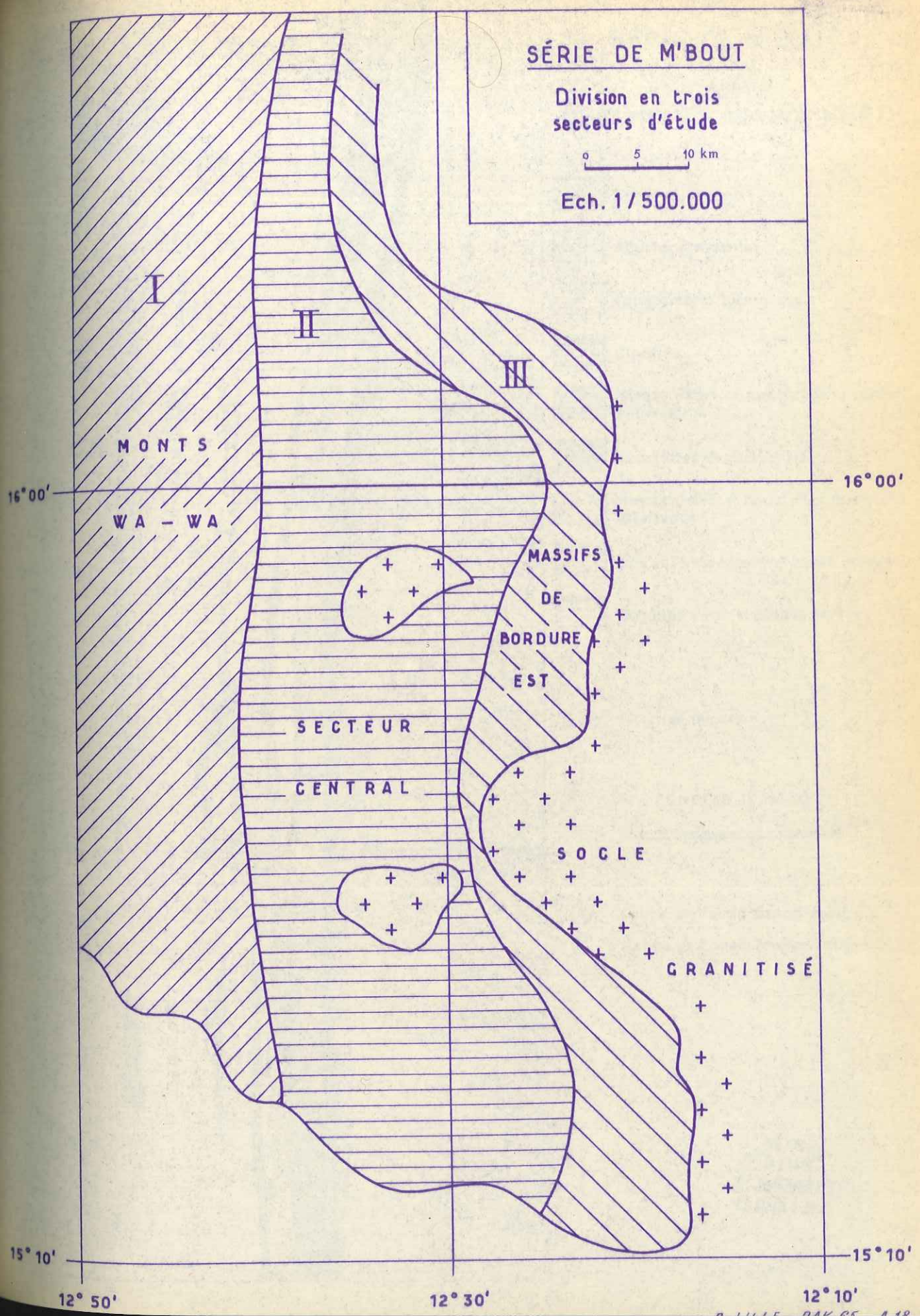
- Secteur 1 : Massif montagneux des monts Wa-Wa, caractérisé par la régularité de ses structures. L'existence de niveaux repères a permis d'y établir une succession stratigraphique.
- Secteur 2 : Secteur central, caractérisé en particulier par l'affleurement au sein de la Série de M'Bout de massifs ovoïdes de granite.
- Secteur 3 : Massifs montagneux de bordure est. Du Sud au Nord: massifs d'Artemou, de Djajibine et de Tajlat M'Beidia. Une succession stratigraphique, comparable à celle des monts Wa-Wa, a pu être établie.

I.2.1.2- Etude des monts Wa-Wa

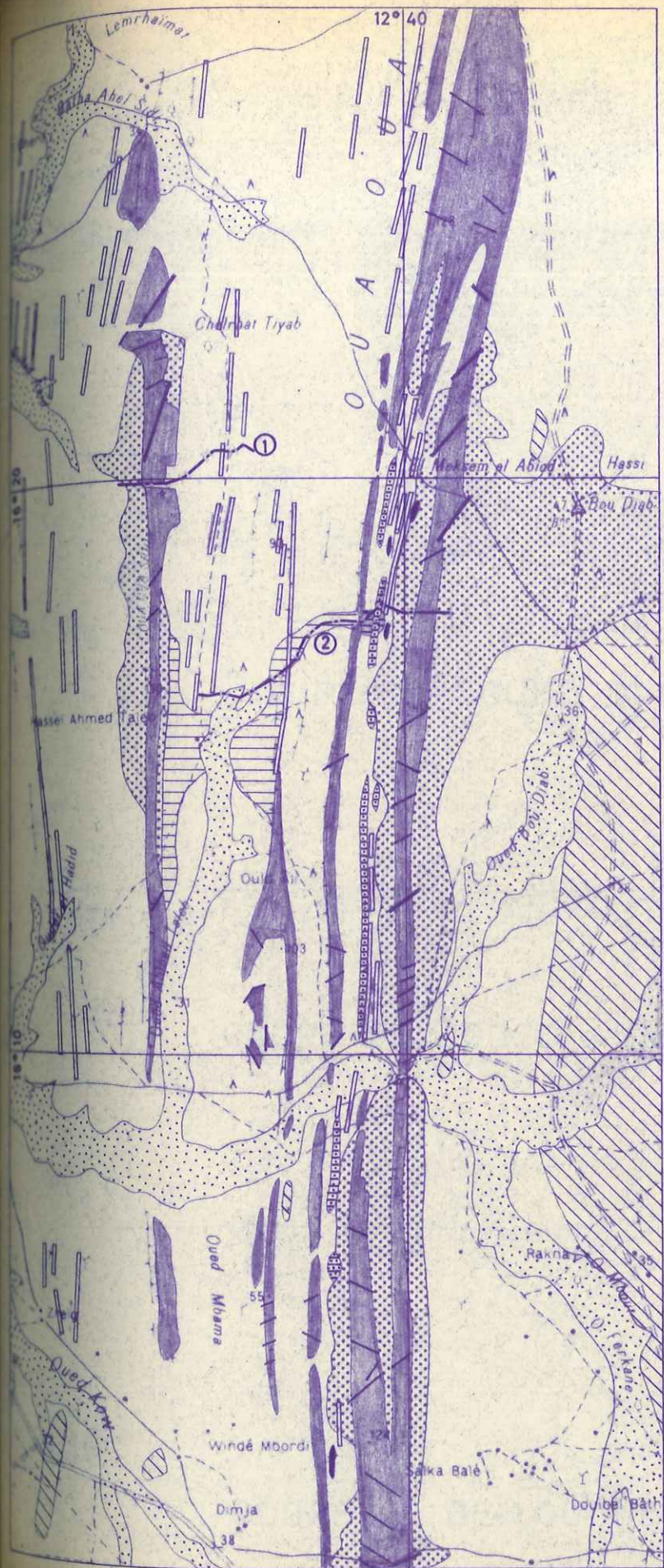
I.2.1.2.1- Généralités









Morphologiquement, les monts Wa-Wa constituent une chaîne subméridienne extrêmement régulière, continue sur 120 km, et formée dans le détail de chaînons rectilignes de quartzites et quartzschistes séparés par des plaines schisteuses à recouvrements sableux importants (fig. 13 et 14).

L'étude structurale montre qu'il s'agit d'une série plissée de style isoclinal, déversée vers l'Est, les plis étant cylindriques dans leur majeure partie et d'axes méridiens faiblement pentés Nord ou Sud. Les reliefs sont vraisemblablement le fait, comme nous le verrons plus loin, d'un niveau unique de quartzites, plissé en une succession de synclinaux et d'anticlinaux.



SERIE DE M'BOUT
 CARTE
 DES MONTS WAWA NORD



-  Sable quartzeux
-  Alluvions récentes
-  Conglomérat latéritique
-  Cipolins
-  Micaschistes et quartzites micacés supérieurs
-  Quartzites à muscovite
-  Micaschistes et quartzites micacés inférieurs
-  Tufs volcano-sédimentaires acides
-  Schistes verts et roches vertes
-  Filon de quartz

ECHELLE 1/ 200.000
 0 2 4 6 8 km

- ① Coupe de l'oued Oulad Aaid
- ② Coupe de l'oued Ahmed Taleb

sciences de la terre
 BIUS
 JUSSEU
 CADIST

MONTS WA-WA COUPES

Ech. 1/200.000

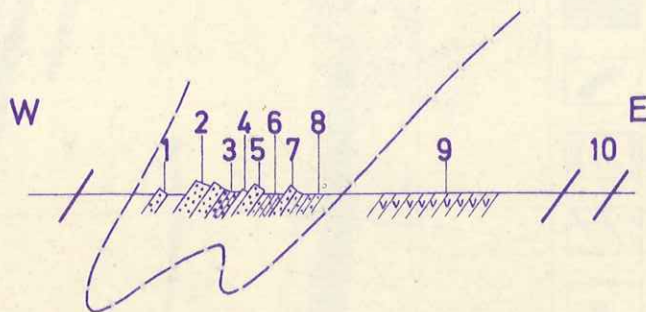
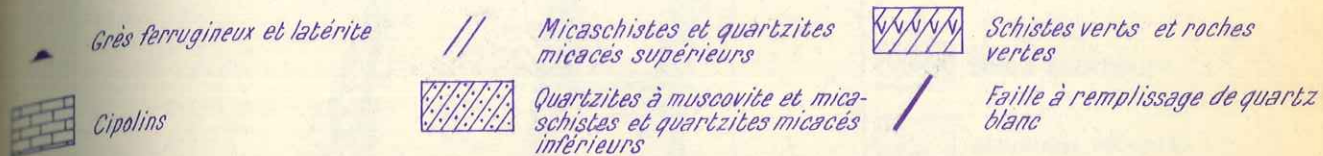


FIG. 14

COUPE DE L'OUED OULAD AAÏD

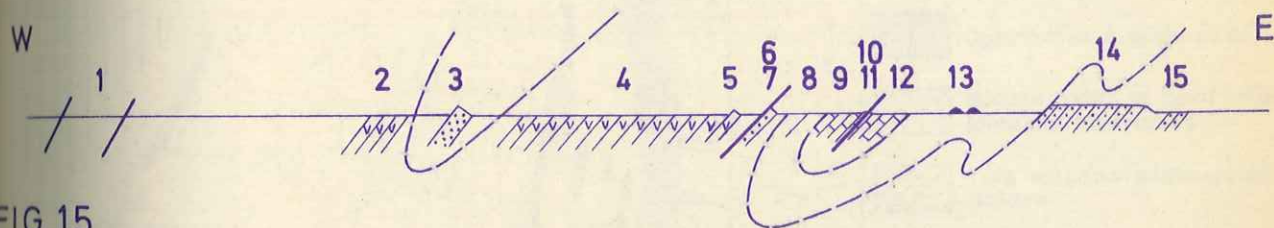


FIG. 15

COUPE DE L'OUED AHMED TALEB

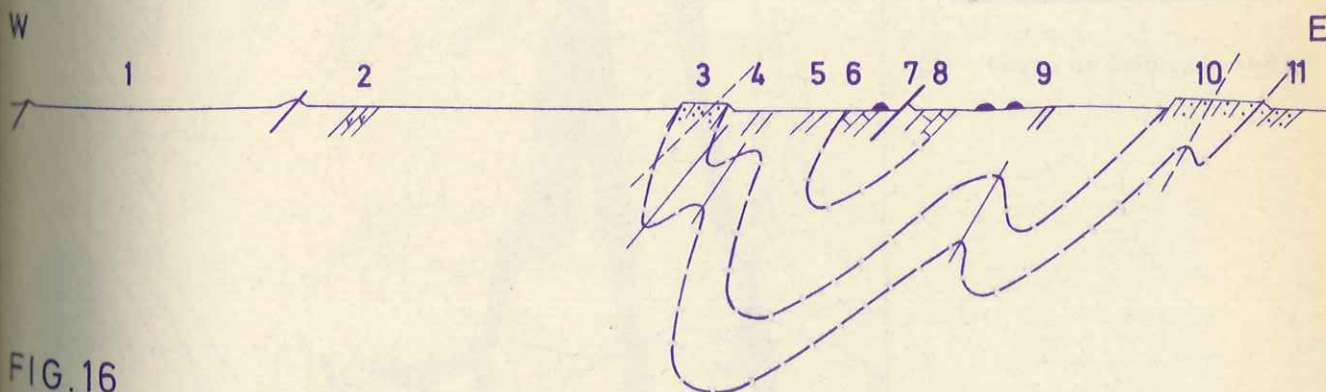
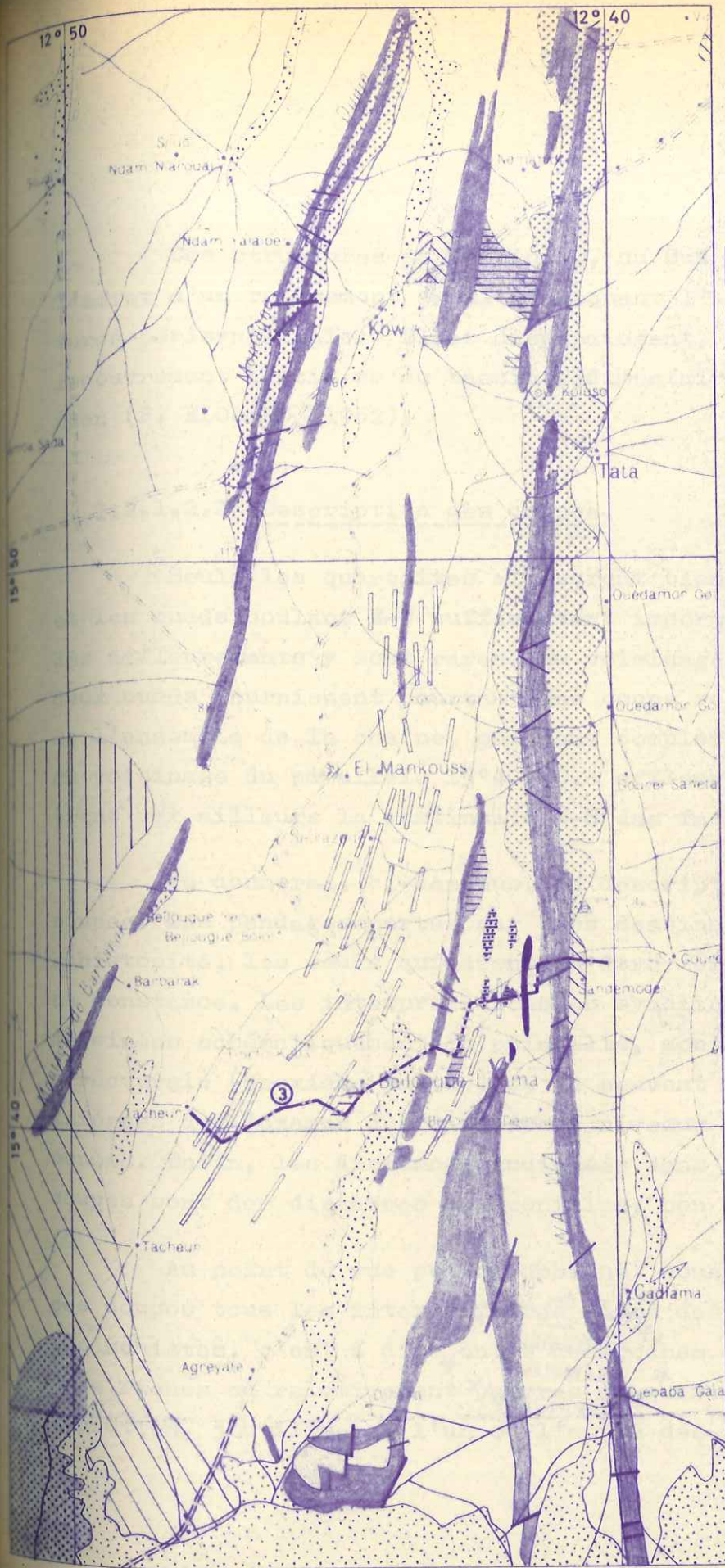


FIG. 16

COUPE DE BEILOUGUE-ANEIKAT

SERIE DE M'BOUT
 CARTE DES
 MONTS WAWA SUD



- Sable quartzeux
 - Alluvions récentes
 - Alluvions anciennes
 - Conglomérat Lateritique
 - Continental Terminal
 - Eocène moyen
 - Grès ferrugineux et Latérite
 - Cipolins
 - Micaschistes et quartzites micacés supérieurs
 - Quartzites à muscovite
 - Micaschistes et quartzites micacés inférieurs
 - Tufs volcano-sédimentaires acides
 - Schistes verts et roches vertes
 - Filon de quartz
- ECHELLE 1/200.000
 0 2 4 6 8 km

③ Coupe de Beïlougué-Anéikat

Ces structures se terminent, au Sud de l'oued Garfa, sous l'effet d'un relèvement axial provoquant l'apparition de fermetures périsingclinales. Elles disparaissent, vers l'Ouest, sous le recouvrement tertiaire du bassin sédimentaire sénégal-mauritanien (P. ELOUARD, 1962).

I.2.1.2.2- Description des coupes

Seuls les quartzites affleurent bien dans les monts Wa-Wa et les oueds coulant E-W suffisamment importants pour dégager des affleurements y sont rares. Au voisinage du parallèle 16°20', deux oueds fournissent pourtant une coupe relativement continue de l'ensemble de la chaîne, que nous compléterons par une coupe au voisinage du parallèle 15°40. Des affleurements isolés démontrent par ailleurs la continuité N-S des faciès définis.

Je donnerai, ci-dessous, la description détaillée de ces coupes. Les pendages portés sur les dessins sont des pendages de schistosité, les seuls qui aient pu être mesurés avec une certaine constance. Les interprétations en synclinaux et anticlinaux, dessinées schématiquement en pointillé, sont déduites de l'étude structurale (deuxième partie) et ne peuvent être immédiatement inférées de l'examen des différents niveaux rencontrés dans les coupes. Enfin, les distances indiquées dans la description des coupes sont des distances horizontales, non des puissances.

Au point de vue pétrographique, nous rencontrerons dans ces coupes tous les intermédiaires entre des quartzites et des micaschistes, c'est à dire entre des roches cristallophylliennes très riches ou relativement pauvres en quartz. Pour jalonner cette évolution, j'utiliserai l'un ou l'autre des groupes suivants.

Quartzites (éventuellement à "muscovite")

Quartzite micacé

Micaschiste quartzeux

Micaschistes

Quartzites (éventuellement à "séricite")

Quartzschiste

Séricitoschiste quartzeux

Séricitoschiste.

Le terme "quartzite micacé" est pris ici comme équivalent du terme anglais "quartz mica schist" qui n'existe pas en français. Ainsi un "quartzite micacé à muscovite" est par définition plus riche en micas qu'un "quartzite à muscovite" qui peut être composé presque uniquement de quartz.

Suivant J. JUNG et M. ROQUES (1952) j'utiliserai les termes de premier groupe si les micas sont visibles à l'oeil nu et les termes du second groupe dans le cas contraire.

a)- Coupe de l'oued Oulad Aaid (fig. 15)

Au Nord du parallèle 15°50', deux oueds principaux drainent le massif des monts Wa-Wa : le Gorgol noir (oued el Arhdar) et le Gorgol blanc (oued el Abiod) qui se réunissent avant de se jeter dans le fleuve Sénégal, à Kaédi.

L'oued Oulad Aaid, affluent du Gorgol blanc, draine à l'intérieur du massif une surface de 30 km² et traverse le chafnon occidental des monts Wa-Wa (Wa-Wa Srhir, ou petit Wa-Wa) par une gorge encaissée à parois et fond de quartzites, qui ferait un bon site de barrage agricole.

D'Ouest en Est, cet oued fournit la coupe suivante :

- 1 : Chaînon de quartzites bruns, d'aspect jaspoïde, injectés de quartz blanc. Schistosité: 10° , pendage 54° W. C'est le premier chaînon occidental du Wa-Wa Srhir.
- 2 : Quartzites bruns identiques à 1, à plis mésoscopiques. Schistosité : 0° , pendage 60° W.
- 3 : Quartzites micacés à muscovite. Un litage centimétrique par bandes claires et sombres est concordant avec la schistosité : 1° , pendage 64° W.
- 4 : Quartzites blancs schisteux.
- 5 : Quartzites bruns identiques à 1. Un peu de carbonates dans les joints. Schistosité : 172° , pendage 60° W.
- 6 : Quartzites micacés.
- 7 : Quartzites bruns (dernier chaînon oriental du Wa-Wa Srhir).
- 8 : Quartzites saccharoïdes micacés. Un peu de carbonates dans les joints.
- 400 m sans affleurement. -----
- 9 : Sur 1 km affleurent dans l'oued des schistes verts et roches vertes, à schistosité plus ou moins marquée (N, pendage 60 à 70° W), homogènes ou hétérogènes à l'oeil nu. Les échantillons D 452 et D 453 (cf. étude pétrographique) montrent en lame mince des roches à amphiboles et pyroxènes résiduels, dérivant probablement de tufs basiques, métamorphisées dans le faciès schiste vert.
- 10 : Un peu au Sud du plan de coupe, affleurent deux filons méridiens de quartz blanc à fort pendage ouest.

b)- Coupe de l'oued Ahmed Taleb (fig. 16)

L'oued Ahmed Taleb, affluent du Gorgol noir, ne franchit pas le Wa-Wa Srhir. Il nous fournira l'essentiel de la poursuite vers l'Est, de la coupe précédente.

D'Ouest en Est :

- 1 : Filons de quartz blanc, prolongement sud des filons du point 10 de la coupe précédente.
- 2 : Schistes verts, identiques à ceux du point 9 de la coupe précédente.
- 3 : Quartzites micacés, localement injectés de quartz blanc, schistosité N, pendage 45° W.
- 4 : Sur 1,3 km, succession de schistes verts à nodules chloriteux, roche verte, calcschistes, schistes verts hétérogènes, identiques à ceux du point 10 de la coupe précédente.

L'échantillon D 449 montre encore en lame mince une roche à amphiboles et pyroxènes résiduels dans une trame d'épidote, chlorite, calcite et quartz.

- 5 : Quartzites micacés.
- 6 et 7 } Quartzites micacés injectés de quartz blanc passant latéralement à un filon de quartz blanc de remplissage de faille.
- 8 : Séricitoschistes quartzeux à passées carbonatées.
- 9 : Cipolins massifs, de couleur noire ou crème, affleurant sur 250 m en pointement isolés ou bancs massifs. Un litage apparaît entre les types noir et blanc, parallèle à des plans N, pendage 25 à 60° W.
- 10 : Quartz blanc en remplissage de faille.

- 11 : Quartzites blancs micacés à points blanchâtres (feldspaths ?).
- 12 : Cipolins massifs, noirs ou crème, identiques à ceux du point 9 de la coupe précédente.
- 13 : Blocs latéritiques formant une élévation allongée N-S, qui borde constamment à l'Est les cipolins.
- 14 : Quartzites et quartzites micacés à muscovites formant la crête des monts Wa-Wa proprement dits. Microplis fréquents. Schistosité N, pendage 50 à 80° W.
- 15 : Micaschistes à muscovite et biotite.

c) - Coupe de Beilougue-Aneikat (fig. 17)

Cette coupe, 70 km au Sud des deux coupes précédentes, va nous redonner sensiblement les mêmes éléments que la coupe de l'oued Ahmed Taleb. L'absence d'oueds coulant Est-Ouest et dégageant de bons affleurements la rend malheureusement beaucoup plus discontinue.

D'Ouest en Est :

- 1 : Sur 2 km affleurent de nombreux filons de quartz blanc de direction moyenne NE et fort pendage W.
- 2 : Dans un oued traversant la piste Tacheur-Beilougue, mauvais affleurements d'un schiste vert sombre très altéré. Schistosité 32°, pendage 33° NW.
- 3 : Formant crête, quartzites à muscovite relativement abondante. La schistosité, en moyenne 14° pendage 43° W, et un débit secondaire subhorizontal débitent localement la roche en parallélipipèdes. En d'autres points apparaît seulement dans le plan de schistosité un gaufrage concordant avec l'axe de rares plis nésooclopiques.

- 4) : Quartzites micacés schisteux très altérés, limoniteux,
et } affleurant dans un oued. Dans le même oued, micaschistes
5) feldspathiques verts, altérés. Schistosité 20°, pendage
40° W.
- 6 : Cipolins massifs, roses, blancs ou noirs, identiques à
ceux de la coupe précédente : 1,5 km au Nord du plan de
coupe, de nombreux plis mésoscopiques sont visibles.
- 7 : Filons de quartz blanc, dirigés N.NE pentés W, sur les-
quels est installé l'ancien village d'Aneikat.
- 8 : Cipolins identiques à 6.
- 9 : Quartzites micacés schisteux.
- 10 : Formant la crête des monts Wa-Wa proprement dits, quartzites
massifs à muscovite. Schistosité 14°, pendage 53° W.
Rares plis mésoscopiques.
- 11 : Sur 400 m, dans un oued descendant des Wa-Wa, passage
continu d'Ouest en Est des quartzites à des quartzites
micacés, puis à des micaschistes vert clair à schistosité
10°, pendage 40° W.

Enfin, je n'ai pas intégré dans cette coupe des grès sac-
charoïdes mal consolidés, des grès à ciment ferrugineux et des
grès conglomératiques à dragées de quartz, qui constituent des
formations "récentes" reposant localement sur les cipolins.

d)- Interprétation des coupes - Echelle stratigraphique provisoire

Les structures en synclinaux et anticlinaux, dessinées sur les coupes que nous venons de voir, sont déduites de l'analyse structurale reposant en particulier sur l'hypothèse d'un niveau unique de quartzites, et seront discutées en deuxième partie. Admettons-les pour l'instant. Il s'en déduit immédiatement l'échelle stratigraphique suivante, valable sur toute la longueur des monts Wa-Wa.

De haut en bas :

- | | |
|--|---------|
| (a)- Cipolins | |
| (b)- Quartzites micacés schisteux et micaschistes | : 350m |
| (c)- Quartzites massifs à muscovite et
quartzites bruns | } 200m |
| (d)- Quartzschistes micacés à muscovite et
parfois biotite | |
| (e)- Micaschistes verts à muscovite et parfois
biotite. Niveau n'apparaissant qu'en bordure est | |
| (f)- Schistes verts, roches vertes, calcschistes | : 450m. |

J'indique ci-dessus des épaisseurs déduites de l'examen des coupes pour donner un ordre de grandeur des proportions relatives de chaque constituant dans la série; en réalité, ces chiffres sont certainement faux, et ceci pour deux raisons :

- le dessin des coupes est obligatoirement très schématique
- nous verrons que les plis sont vraisemblablement du type "pli semblable"; les couches ont donc subi d'importantes variations d'épaisseur, les flancs des plis étant laminés et les charnières nourries.

Cette échelle va nous permettre de faire l'étude pétrographique niveau par niveau.

I.2.1.2.3- Etude pétrographique

a)- Cipolins

- Description

Ces roches, déjà signalées et en grande partie cartographiées par L. BOURGUET (1957), affleurent plus ou moins continûment du parallèle 15°40' au parallèle 16°20', suivant une étroite bande correspondant, dans notre interprétation, au coeur d'une structure synclinale.

Ce sont des roches massives, compactes, de couleur blanche, noire, rose ou crème, souvent veinées de calcite. Un litage apparaît fréquemment entre faciès blancs et noirs, tandis que les faciès crème, souvent pseudo-bréchoïdes, sont fréquemment boudinés. De nombreux plis isoclinaux déversés vers l'Est sont visibles dans quelques affleurements,

- Etude microscopique

Echantillon D 430 Lat. 16°09' - Long. 12°16'

- Macroscopiquement

Roche blanche, saccharoïde. A l'oeil nu, de la muscovite apparaît dans certains plans de clivage.

- Microscopiquement

Calcite ou dolomite

Quartz

Muscovite.



Calcite (ou dolomite) en grains xénomorphes engrenés, d'un diamètre moyen de 0,15 mm forment l'essentiel de la lame.

Le quartz, peu abondant, est en petits grains limpides xénomorphes ou en "éponges" de petits individus.

La muscovite, en lamelles bien formées, rare, borde les carbonates.

- Analyses

Echantillons F 65¹ et F 65² (même localisation que D 430).

F 65¹ : faciès blanc saccharoïde

F 65² : faciès crème et rose, aspect pseudo-bréchoïde.

Le calcium, le magnésium et le baryum ont été dosés dans ces deux échantillons. D'après l'étude en lame mince, nous avons calculé à partir de là les pourcentages théoriques en calcite, dolomite (et barytine).

F 65¹

	<u>% poids</u>	<u>Mmoles</u>
CaO	52,80	943
MgO	00,40	10
BaO	0,09	0,59

	<u>Mmoles</u>	<u>% poids</u>
CO ₃ Ca	933	93,30
CO ₃ Ca,	10	1,84
CO ₃ Mg		
SO ₄ Ba	0,59	0,14

F 65²

	<u>% poids</u>	<u>Mmoles</u>
CaO	52,70	941
MgO	0,95	24
BaO	0,33	2,15

	<u>Mmoles</u>	<u>% poids</u>
CO ₃ Ca	917	91,70
CO ₃ Ca,	24	4,41
CO ₃ Mg		
SO ₄ Ba	2,15	0,51

Calcite et, dans une bien moindre mesure, dolomite, forment l'essentiel de ces roches qui dérivent donc vraisemblablement de calcaires purs ou très peu magnésiens.

b)- Micaschistes et quartzites micacés supérieurs

Ce niveau qui, d'après les coupes, s'intercale entre le niveau repère de quartzites à muscovite et des cipolins, est mal défini du fait de ses conditions déplorables d'affleurement : trois coupes incomplètes seulement ont été faites.

1 - La coupe de l'oued Ahmed Taleb montre, entre quartzites à muscovite et cipolins (le contact étant approché à 50 m de chaque côté), des micaschistes plus ou moins quartzeux à passées calcareuses.

Echantillon D 441 Lat. 16°17'30" - Long. 12°41'30"

- Macroscopiquement

Schiste tendre, vert pâle, à schistosité grossière et grain indiscernable à la loupe.

- Microscopiquement

Séricite	Plagioclases
Quartz	Agrégats d'hématite et ilménite
Stilpnomélane ou biotite verte.	

- Un filonnet de quartz, microcline et stilpnomélane ou biotite verte est oblique sur la schistosité.

- La séricite, prépondérante, est en cristaux de 10 à 20 μ , mal individualisés, grossièrement orientés parallèlement à un plan de foliation. Un net pléochroïsme va du blanc verdâtre au blanc, la direction d'intensité maximale se trouvant dans le plan de foliation.

- Le quartz, subordonné, est en grains isométriques, souvent poecilitiques, inférieurs à 0,1 mm, ou en petites lentilles allongées parallèlement à la foliation.
 - La biotite (ou le stilpnomélane), de teinte maximale brun verdâtre, en lamelles d'allongement moyen 60 μ , disposées parallèlement à la foliation, est localement abondante. Dans le filonnet sécant, elle cristallise plus largement et s'organise statistiquement parallèlement aux épontes du filonnet.
 - De rares petites albites, limpides, un peu poecilitiques, non maclées ou maclées albite, sont allongées parallèlement à la foliation.
- 2 - Dans la coupe de Beilougue-Aneikat on voit, entre les quartzites massifs à muscovite et les cipolins, des passages comprenant des micaschistes identiques aux précédents, des micaschistes quartzeux et quartzites schisteux micacés et des micaschistes feldspathiques.

Echantillon D 476 Lat. 15°44'30" - Long. 12°42'30"

- Macroscopiquement

Roche dure, schisteuse, essentiellement formée de granules feldspathiques (0,1 mm) et de phyllites blanches à allongement marqué.

- Microscopiquement

Feldspaths	Chlorite
Quartz	Epidote
Biotite verte ou	Apatite
Stilpnomélane	Oligiste.

- Les feldspaths, de grain moyen 200 μ , prépondérants dans la lame, sont généralement xénomorphes, non maclés ou maclés albite; dans ce dernier cas, les déterminations indiquent de l'albite, An0 à An05. Ils sont le plus souvent ennuagés par de fines gouttelettes non identifiables ou par de la fine séricite.
- Le quartz, engrené, est subordonné.
- La biotite verte (ou stilpnomélane) se présente en lamelles peu abondantes articulées autour des feldspaths.
- La forme carrée de nombreux grains d'oligiste en fait probablement de la martite.

Cette roche dérive d'une arkose fine.

c)- Quartzites à muscovite

Par leur résistance à l'érosion, ces quartzites constituent dans la Série de M'Bout, un excellent niveau repère.

Je décrirai, ci-dessous, les principaux types rencontrés dans les monts Wa-Wa, les indications microscopiques pouvant toutefois, par analogie de faciès, se rapporter à des observations faites dans l'ensemble de la Série de M'Bout.

- Quartzites bruns, compacts, sans schistosité nette, souvent injectés de quartz blanc.
- Quartzites roses, très purs, à mica invisible à l'oeil nu, presque absent au microscope; les grains de quartz sont généralement lenticulaires et la schistosité provoquée par leur disposition, parallèle à un plan (foliation).

- Quartzites à muscovite plus ou moins abondante, groupée ou non en lits distincts; la schistosité est provoquée par la disposition planaire des micas (foliation); les grains de quartz, quand ils sont lenticulaires, s'organisent encore parallèlement à cette foliation.
- Quartzites à muscovite, rare biotite (peut être détritique) et à lits de minéraux noirs, millimétriques à centimétriques régulièrement espacés qui peuvent devenir prépondérants dans la roche; ils représentent incontestablement une ancienne stratification et sont fréquemment plissés, la schistosité étant alors parallèle au plan axial des plis (cf. deuxième partie).

Echantillon F 67 Lat. 16°12'30" - Long. 12°42'30"

- Macroscopiquement

Quartzite à muscovite visible à l'oeil nu. Foliation grossière, mais bien visible, due à la muscovite, faisant un angle de 60° environ avec des lits millimétriques de minéraux noirs à espacement millimétrique à centimétrique.

- Microscopiquement

Quartz	Minéraux noirs (hématite principalement)
Muscovite	
Tourmaline	
Epidote	Limonite.

Le quartz engrené, relativement isométrique, a un diamètre moyen de 0,1 mm.

La muscovite, peu abondante, bien formée et non pléochroïque, est groupée en filonnets sinueux grossièrement parallèles.

La tourmaline bleu vert, détritique, pouvant atteindre 0,2 mm, est fréquente.

Les rares grains d'épidote sont sans doute détritiques.

Les minéraux noirs, de grain 0,25 mm, forment des lits millimétriques régulièrement espacés, recoupés à 40° par la schistosité.

Etude des lits de minéraux noirs

Des échantillons provenant de 7 niveaux différents des quartzites du défilé de Fom Gleita, riches en lits de minéraux noirs, ont été broyés, concentrés au bromoforme, séparés en fractions magnétiques et enfin étudiés à la loupe binoculaire par le laboratoire du B.R.G.M. de Dakar, sous la direction de V. MOROSOFF.

Les fractions magnétiques étaient les suivantes :

- Mm : attirable à l'aimant à main (non représenté ici)
- M1 : attirable dans un champ d'environ 6.000 gauss
- M2 : attirable dans un champ d'environ 10.000 à 12.000 gauss
- NM : non magnétique.

Les déterminations semi-quantitatives permettaient de distinguer les fréquences suivantes :

- AA : 90 à 100 % de minéral dans la fraction
- A : 60 à 90 %
- M : 30 à 60 %
- R : 10 à 30 %
- RR : < 10 %
- RRR : traces.

Le tableau ci-joint, outre les résultats de ces déterminations, indique le pourcentage pondéral de chaque fraction magnétique dans la fraction lourde.

On voit que :

- hématite et ilménite sont largement prépondérantes
- tourmaline, rutile, zircon et apatite sont assez constamment représentés
- amphiboles, épidote, disthène, monazite (un échantillon), leucocène sont plus irréguliers.

Muscovite et biotite sont présentes dans l'ensemble du quartzite comme dans les lits de minéraux lourds.

L'étude en lame mince montre une concentration rigoureuse des minéraux opaques (hématite et ilménite principalement) dans de minces lits. Les autres éléments présents, de densité supérieure à 2,80: tourmaline, apatite et épidote surtout, sont légèrement plus abondants dans ces lits noirs, mais présents également dans les lits quartzeux.

Ces lits représentent, répétés périodiquement un très grand nombre de fois lors de la sédimentation des grès primitifs, des dépôts concentrés en minéraux lourds. Leur interprétation comme sables de plage (R. DARS et J. SOUGY, 1964) semble très probable. Tous les minéraux rencontrés, sauf peut être le disthène, peuvent provenir du socle granitisé du Guidimaka. La présence de monazite dans un échantillon et de zircons dans tous, est intéressante si l'on se souvient que des lits radioactifs ont été utilisés comme niveaux repères dans les grès cambro-ordoviciens de l'Assaba-Tagant. L'exploitation de cette découverte, dans une série aussi plissée que la Série de M'Bout, dépassait toutefois largement les possibilités du présent travail.

QUARTZITES A LITS DE MINERAUX NOIRS

DETERMINATION SEMI-QUANTITATIVE DE MINERAUX LOURDS

ECHANTILLONS	F 587 ¹			F 587 ²			F 587 ³			F 587 ⁴			F 587 ⁵			F 587 ⁶			F 587 ⁷		
	M1	M2	NM	M1	M2	NM	M1	M2	NM	M1	M2	NM	M1	M2	NM	M1	M2	NM	M1	M2	NM
% EN POIDS DE LA FRACTION	82%	12%	6 %	62%	38%		62%	35%	3 %	93%	7 %		38%	35%	27%	89%	8 %	3 %	75%	24%	1 %
Hématite et Ilménite	AA	R		AA	M		M	RR		A	M	R	AA	A		AA	M	RRR	AA	AA	RR
Amphibole										RRR											
Epidote	RRR	RRR												RRR							
Tourmaline	RR	M	RR	RR	M		RR	M	RR	RR	R	RR	RR	R	RR	RR	M	RRR	RRR	R	R
Monazite	RRR	RRR																			
Staurotide					RR																RRR
Zircon	RR	RR	M	RRR	RR		RRR	RR	M	RRR	RRR	R		RRR	RRR	RRR	RRR	M	RRR	RRR	RR
Rutile	R	M	A	RR	M		R	R	M	RRR	RRR	M		RRR	RR	R	M	M		RRR	A
Leucoxène	RR	RR		RR	R		RR	RR	RR		RRR	RR		RRR	RRR	RRR	RRR	RRR		RRR	R
Disthène	RRR		RRR																		
Mica blanc	RR	RR	RR	RRR	R		R	M	RRR												
Mica noir																					
Apatite				RR	R		RR	M	M			RRR						M			

d)- Micaschistes et quartzites micacés inférieurs

Sous les quartzites à muscovite se succèdent des quartzites micacés à muscovite (et parfois biotite) puis des micaschistes verts. Le passage est progressif et se fait par diminution de la teneur en quartz, l'ensemble constituant une séquence parfaitement continue.

Cette séquence se retrouve identique à elle-même, au degré de métamorphisme près, dans les massifs de bordure est (Secteur 3) et nous en ferons alors l'étude pétrographique détaillée. Pour l'instant, notons seulement que dans les monts Wa-Wa elle est souvent incomplète, les micaschistes étant absents et les quartzites micacés dominant directement le niveau inférieur de schistes verts, roches vertes et calcschistes que nous allons étudier dans le paragraphe suivant.

e)- Schistes verts et roches vertes

Macroscopiquement et microscopiquement, ce niveau contient des roches assez variées, dont les principales sont représentées par les échantillons suivants.

Echantillon F 3 Lat. 16°31'30" - Long. 12°39'30"

- Macroscopiquement

Roche massive à schistosité grossière. Sur les surfaces naturelles, de nombreux minéraux blancs, anguleux, de plusieurs millimètres, apparaissent en relief. Dans les cassures fraîches, ces minéraux tranchent moins nettement sur un ciment microcristallin vert très cohérent.

- Microscopiquement

Epidote (clinzoïsite prépondérante, pistacite)	Quartz
Albite	Calcite
Chlorite (pennine),	

- L'épidote, largement prépondérante, se présente en petits granules répartis dans toute la lame ou en amas millimétrique à bords polygonaux, évoquant d'anciennes amphiboles ou pyroxènes.
- La chlorite est grossièrement orientée parallèlement à un plan de foliation.
- Quartz et albite, limpides, xénomorphes, sont répartis dans toute la lame. Quartz et calcite forment des filonnets sécants sur la foliation.

Enfin, les contours d'anciens phénocristaux millimétriques automorphes de plagioclases, totalement remplacés par les minéraux précédents, sont encore apparents, particulièrement en lumière naturelle où un mouvement fluidal de la trame autour des phénocristaux reste perceptible; en lumière polarisée, des macles polysynthétiques affectant l'ensemble du phénocristal sont encore parfois visibles.

Cette roche peut être appelée une prasinite, au sens large : selon R. MICHEL (1953) ce terme doit être dépourvu de toute signification génétique et désigne une famille de roches correspondant pétrographiquement à peu près aux "greenschiste" des géologues de langue anglaise : "... depuis la célèbre note de V. NOVARESE (1894) qui a codifié la nomenclature et la systématique des roches vertes, le terme de prasinite

désigne, plutôt qu'une roche, un groupe de roches où les types très variés sont essentiellement caractérisés par la présence d'albite d'une part, de minéraux colorés (amphibole, épidote, chlorite) d'autre part...".

Ce terme s'applique donc parfaitement ici.

D'autre part, l'abondance dans la roche originelle de phénocristaux automorphes (feldspaths et dans une moindre mesure ferromagnésiens) baignant dans une trame plus fine, nous font interpréter cette prasinite comme dérivant d'un tuf grossier métamorphisé dans le faciès schiste vert de P. ESKOLA (1939) et F.J. TURNER et Coll (1960) (1). L'appellation de roche verte (ou schiste vert, suivant le degré d'appréciation de la schistosité) convient donc également avec le sens interprétatif restreint d'"orthodérivé" donné à ce terme par R. MICHEL.

Echantillon F 1 Lat. 16°38'30" - Long. 12°39'30"

- Macroscopiquement

Roche verte assez massive, bien que plus riche en phyllites et à schistosité mieux marquée que dans l'échantillon précédent. Amphiboles noires millimétriques abondantes.

(1) Lorsque, dans la suite du texte, je parlerai de "faciès schiste vert", il s'agira toujours du faciès métamorphique défini par F.J. TURNER et Coll (1960).

- Microscopiquement

Deux classes de grains sont apparentes, un ciment à orientation planaire grossière moulant des phénocristaux.

Ciment :

Clinozoïsite	Quartz
Trémolite	Albite
Hornblende verte	Microcline
Muscovite	
Chlorite (pennine)	

Phénocristaux :

Hornblende verte
Albite
Amas à contours polygonaux d'épidotes et chlorite.

- Les minéraux du ciment sont grossièrement orientés parallèlement à une foliation. Un certain litage lui est parallèle. L'albite, xénomorphe, non maclée ou maclée albite, est généralement poecilitique.
- La hornblende verte, nettement résiduelle, se présente en phénocristaux millimétriques à tendance automorphe ou en petits individus généralement automorphes dans le ciment. Elle est fréquemment effilochée dans le sens de son allongement, pénétrée ou bordée par la trémolite qui se calque souvent, face contre face, sur son réseau. Très souvent également, elle est ponctuée d'albite, xénomorphe, limitée par les plans de clivage de la hornblende.

Un individu relativement frais a montré les caractéristiques suivantes :

$$\left. \begin{array}{l} 2 V_x = 80^\circ \\ Ng \wedge C = 18^\circ \end{array} \right\} : \text{hornblende verte}$$

- Les phénocristaux d'albite, millimétriques à tendance automorphes, bien que souvent bourgeonnants à la périphérie, sont ponctués de clinozoïsite, séricite et de fines gouttelettes limpides non identifiables. L'étude à la platine universelle a montré de l'albite, An0 à An05, $2 V = 80^\circ$, soit de l'albite basse température. Le caractère primaire (c'est-à-dire antérieur au métamorphisme) des contours autour desquels se moule le ciment est très probable: comme dans l'échantillon F 3, nous y voyons d'anciens plagioclases totalement remplacés par de l'albite, épidote et séricite, c'est à dire par des minéraux du faciès schiste vert.
- Enfin, en dehors de ces phénocristaux, la mobilité de l'albite, présente partout dans le ciment, envahissant les phénocristaux de hornblende, est assez remarquable.

Cette roche est une prasinite à hornblende résiduelle. Comme la précédente et pour les mêmes raisons, elle est interprétée comme un tuf métamorphique.

Echantillon F 74 Lat. $16^\circ 15' 30''$ - Long. $12^\circ 44' 30''$

Le gisement de cet échantillon se met dans le prolongement immédiat des schistes verts et roches vertes de la coupe de l'oued Ouled Aaid.

- Macroscopiquement

Il est très comparable à F 3. Les feldspaths sont un peu plus abondants, l'amphibole plus rare, la schistosité plus accusée.

- Microscopiquement

Comme dans l'échantillon précédent, deux classes de grains sont visibles.

Ciment :

Albite	Hornblende verte
Epidote (pistacite essentiellement)	Leucoxène
Quartz	Chlorite
Trémolite	Séricite
	Muscovite (rare)

Phénocristaux :

Hornblende verte
Albite
Amas à contours polygonaux d'épidote, albite et leucoxène.

Cette lame diffère de la précédente par la grande abondance des phénocristaux automorphes d'albite et par la prépondérance d'inclusions de pistacite au lieu de clinzoïsite au sein de ceux-ci. L'étude à la platine universelle a encore montré de l'albite basse température An0 à An05.

La transformation des phénocristaux de hornblende résiduelle, ponctués d'albite, épidote et leucoxène, traversés par des filonnets d'albite et épidote, est plus poussée et toutes les transitions sont visibles entre ces phénocristaux et les amas polygonaux d'épidote et albite. Enfin, le ciment est exceptionnellement riche en petites albites xénomorphes.

Comme la précédente, cette roche est une prasinite à hornblende résiduelle, interprétée comme un tuf métamorphique, plus riche en calcium et sodium que le précédent.

Echantillon F 76 Lat. 16°15'30" - Long. 12°44'30"

Cet échantillon a été prélevé dans le même ensemble d'affleurements que le précédent. Chacun d'eux constitue le terme extrême d'une série de roches de couleur vert sombre, de grains plus ou moins fins et de schistosité plus ou moins accusée.

- Macroscopiquement

Schiste vert sombre, relativement cohérent malgré une schistosité très fine et régulière. Un fin gaufrage, bien apparent sur les plans de schistosité, est dirigé 10°, plongeant 3° Sud.

- Microscopiquement

Chlorite (pennine)	Apatite
Quartz	Stilpnomélane
Séricite	Limonite
Muscovite	Ilménite.

Deux lames ont été taillées perpendiculairement au plan de schistosité, l'une parallèle, l'autre perpendiculaire au gaufrage.

La première montre une orientation planaire rigoureuse des phyllites et du quartz et un litage millimétrique parallèle à cette foliation. Les différents lits, tous plus ou moins lenticulaires, ont les compositions suivantes :

- Chlorite et rare quartz
- Séricite, chlorite et rare quartz
- Quartz et chlorite
- Quartz et muscovite.

La deuxième lame montre un plissement des lits phylliteux et un microboudinage des lits quartzeux. Les phyllites sont tordues dans les charnières des microplis, dont l'axe est parallèle au gaufrage visible à l'oeil nu.

Cette roche est un chloritoschiste, dérivant probablement d'un matériau originellement plus fin que celui des tufs étudiés précédemment. L'affleurement où ont été prélevés les échantillons F 74 et F 76 montre des alternances, suivant une coupe E-W, de tufs métamorphiques plus ou moins schisteux et de chloritoschistes. Des phénomènes de boudinage sont visibles dans les bancs les plus massifs.

Les autres échantillons étudiés dans ce niveau de schistes verts et roches vertes diffèrent peu des précédents. L'un d'eux, l'échantillon D 448, prélevé dans la coupe de l'oued Ahmed Taleb, pourrait dériver d'une vraie lave : à côté des phénocristaux feldspathiques automorphes trapus, des microlits sont encore reconnaissables, malgré la recristallisation; les phénomènes de corrosion des phénocristaux par le ciment sont également très importants. Un échantillon (D 453) montre, en même temps que des hornblendes, des pyroxènes résiduels à tendance automorphe, plus ou moins ouralitisés.

I.2.1.2.4- Métamorphisme de la Série de M'Bout dans les monts Wa-Wa

Une vue d'ensemble du métamorphisme des séries épimétamorphiques sera donnée à la fin de leur étude régionale. Toutefois, auparavant, je m'efforcerai de situer les associations métamorphiques rencontrées dans le cadre des zones ou faciès de métamorphisme classiques. Les deux systèmes principalement utilisés seront :

- les zones de métamorphisme de J. JUNG et M. ROQUES (1952)
- les faciès métamorphiques de P. ESKOLA - F.J. TURNER, d'après F.J. TURNER et coll. (1960).

Les monts Wa-Wa ont l'intérêt de fournir un ensemble assez varié de roches métamorphiques : cipolins, quartzites, quartzites micacés, micaschistes (séricitoschistes), chloritoschistes, calc-schistoschistes, prasinites. Le métamorphisme de ces roches les place habituellement dans le faciès schiste vert de F.J. TURNER, dans la zone des micaschistes supérieurs de J. JUNG et M. ROQUES, dans l'épizone de GRUBENMAN - NIGGLI.

Il est intéressant de préciser ces notions en étudiant les modalités du métamorphisme dans chacun des faciès pétrographiques rencontrés.

a)- Les cipolins

ne posent pas de problèmes particuliers : la calcite, qui forme la presque totalité des échantillons étudiés, peut être stable dans tous les faciès de métamorphisme.

Notons toutefois que d'après le diagramme triangulaire, A C F muscovite - calcite - magnésite, donné par F.J. TURNER (1960) pour des roches en présence d'un excès de SiO_2 et d'une grande pression de CO_2 , l'association calcite - muscovite - quartz, observée dans les monts Wa-Wa, est stable dans tous les sous-faciès du faciès schiste vert.

b)- La séquence allant des quartzites aux micaschistes ou séricitoschistes

pose le délicat problème de la distinction entre muscovite et séricite. Les différences indiquées entre ces deux variétés par les traités de pétrographie microscopique sont faibles.

- D'après M. ROUBAULT (1963), la séricite est une hydromuscovite ne différant de la muscovite que par une quantité supérieure d'eau de constitution et un gisement en "longues aiguilles souvent flexueuses formant un feutrage dans les séricitoschistes".
- A. WINCHELL (1951) note simplement la séricite comme une forme fibreuse ou lamellaire (scaly) de muscovite, en envisageant toutefois qu'elle puisse contenir moins de potasse et plus d'eau que celle-ci.

Les ouvrages sur le métamorphisme, bien qu'employant généralement les deux termes de muscovite et séricite, ne sont pas beaucoup plus explicites sur la question.

- A. HARKER (1939) utilise uniquement le terme de séricite dans les descriptions des premiers stades de métamorphisme régional, y compris dans la "zone à biotite" (équivalent approximatif, dans la classification de BARROW et TILLEY, de la zone des micaschistes inférieurs de J. JUNG et M. ROQUES) et garde le terme de muscovite pour des micas bien formés à caractéristiques bien établies. La composition chimique de la séricite se rapprocherait plutôt de celle de la phengite que la muscovite s.s, qui contient habituellement une légère quantité de sodium (A. HARKER, p. 52, et A. WINCHELL).
- J. JUNG et M. ROQUES (1952) différencient schistes sériciteux et micaschistes suivant que les phyllites sont visibles ou non à l'oeil nu.
- W.A. DEER et coll. (1963) appelle également séricite un "mica blanc (muscovite ou paragonite) à grain fin". Il note pourtant que les séricites, bien qu'elles ne soient pas nécessairement différentes des muscovites du point de vue chimique, ont souvent plus de SiO_2 , MgO et H_2O et moins de K_2O .
- F.J. TURNER (1960) indique que les micas blancs formés dans les faibles métamorphismes des assemblages pélitiques sont habituellement de la muscovite, de la paragonite et de la séricite, qui serait un mica potassique ayant un faible pourcentage $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$.

Enfin tous les auteurs sont d'accord pour considérer que la séricite peut se former aussi bien par des processus de diagenèse ou d'altération que lors des premiers stades du métamorphisme, où elle constitue une étape intermédiaire précédant l'apparition de la "vraie" muscovite (1).

Etant donné la divergence des informations à ce sujet, il serait évidemment préférable, chaque fois que l'on emploie en même temps ces deux termes de séricite et muscovite, de s'efforcer d'établir des critères distinctifs basés sur la composition chimique ou la structure aux rayons X. N'ayant pas eu le loisir de le faire, j'utiliserai les critères suivants, les plus communément admis : microscopiquement, la muscovite donne des cristaux bien formés et individualisés, la séricite des fibres ou assemblages lamellaires dans lesquels il est difficile d'isoler des individus. A l'échelle macroscopique, la muscovite est généralement visible à l'œil nu, bien qu'il ne s'agisse pas là d'un critère absolu, les variétés de quartzites pauvres en micas pouvant contenir uniquement des muscovites microscopiques.

Au point de vue niveau de métamorphisme, le fait important ne réside pas dans la différence entre séricite et muscovite, mais dans l'apparition, lors d'un métamorphisme croissant, de nouveaux minéraux : biotite par exemple. Toutefois, nous verrons que dans le Guidimaka, les roches cristallophylliennes de certains secteurs (massifs de bordure de la Série de M'Bout) ne contiennent que de la séricite, tandis que dans d'autres secteurs (monts Wa-Wa), la muscovite est le plus souvent bien visible. Même sans lui attribuer de valeur absolue, il n'était donc pas inutile de faire cette distinction.

(1) Voir aussi § III.4.2.2, où le problème de la séricite est abordé sous l'angle des relations entre illite et séricite.

Ceci dit, les associations quartz - muscovite - albite (stilpnomélane) rencontrées dans les quartzites, quartzites micacées et micaschistes des niveaux inférieurs ou supérieurs s'inscrivent normalement dans le sous-faciès quartz - albite - muscovite - chlorite du faciès schiste vert de F.J. TURNER (1960), ou dans la zone des micaschistes supérieurs de J. JUNG et M. ROQUES (1952). La présence, rare, de biotite brune indiquerait que le sous faciès quartz - albite - épidote - biotite a parfois été atteint.

La présence, hypothétique, de biotite verte serait également intéressante : bien que le fait ait été controversé, de nombreux auteurs font de la couleur de la biotite un indicateur du degré de métamorphisme. Deux études récentes en particulier font le point de la question.

1) - Y. HAYAMA (1958), utilisant une centaine d'analyses de biotite, prises dans la littérature mondiale ou provenant d'expériences personnelles, démontre que les différentes couleurs de la biotite (brun rouge, brun noir, brun jaunâtre ou verdâtre, vert) dépendent des valeurs relatives prises par la teneur en TiO_2 d'une part, le rapport $\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}$ d'autre part. En gros, les biotites vertes correspondent à de faibles valeurs de $\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}$ et de faibles teneurs en TiO_2 , les biotites brun rouge à de fortes valeurs de $\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}$ et à de fortes teneurs en TiO_2 ; les autres biotites sont intermédiaires entre ces deux termes extrêmes. Y. HAYAMA estime que la valeur prise par ces deux paramètres dépend d'une part du chimisme de la roche hôte, d'autre part de l'intensité et des caractéristiques (pression de vapeur d'eau, en particulier) du métamorphisme. A partir de roches identiques, le passage de biotites vertes à des biotites brunes puis brun rouge correspond à une intensité de métamorphisme croissante.

2) - C. BAHEZRE, R. MICHEL et P. VIALON (1965), utilisèrent de même 120 analyses provenant de la littérature mondiale auxquelles s'ajoutèrent des déterminations de biotites du massif de Dora Maira (Alpes Italiennes) faites par les auteurs au moyen de la microsonde de CASTAING. Leurs conclusions, comparables à celles de Y. HAYAMA, établissent que la couleur de la biotite, due à l'état d'oxydation du fer, est également fonction du rapport Ti/Fe, et qu'il existe une série continue biotite verte - biotite brune, la première correspondant à de basses valeurs (inférieures à 0,075) et la seconde à de hautes valeurs de ce rapport Ti/Fe. Les auteurs démontrent également que, dans le cas des Alpes Piémontaises étudiées, le passage d'une biotite verte à une biotite brune correspond à une intensité croissante de métamorphisme. La biotite verte indiquerait ainsi, dans ce massif, "une zone intermédiaire entre celle à biotite brune et celle où cristallisent muscovite, chlorite et épidote".

Malheureusement, pour l'étude des monts Wa-Wa on sait qu'il est pratiquement impossible de distinguer sûrement par des caractères optiques la biotite verte du stilpnomélane. La rareté de ce minéral dans les échantillons collectés et la mauvaise qualité de ceux-ci rendent impossible sa séparation et sa détermination par diffractométrie; j'admettrai donc seulement la possibilité d'existence, dans ce secteur, de métamorphismes intermédiaires entre les deux sous faciès du faciès schiste vert.

c) - Schistes verts et roches vertes

Conformément à l'étude pétrographique, nous considérerons que ces roches contiennent d'une part les restes d'une structure ancienne, d'autre part des paragénèses secondaires métamorphiques que nous supposerons avoir été, à un instant donné de leur histoire, en état d'équilibre. Ces paragénèses sont les suivantes :

- albite - épidote - chlorite - muscovite - trémolite - quartz
(Ech. F 1)
- albite - épidote - chlorite - calcite - quartz (Ech. F 3)
- albite - épidote - chlorite - muscovite - trémolite - leucoxène
(Ech. F 74) etc...

Ces paragénèses sont comparables, à la présence de muscovite près, aux associations données par F.J. TURNER pour le métamorphisme de roches basiques dans le faciès schiste vert, sous-faciès quartz - albite - muscovite - chlorite.

Particulièrement caractéristiques sont la présence d'albite d'une part, de l'association muscovite - chlorite d'autre part :

- 1) - F.J. TURNER indique que, au cours d'un métamorphisme croissant affectant des roches basiques, quartzo-feldspathiques et "semi-pélitiques", le plagioclase en équilibre passe sans transition d'une albite (An0 à An07) à un oligoclase - andésine (An15 à An30). Ce saut brusque marque, par définition, la frontière entre les faciès schiste vert (albite) et amphibolite - almandin (oligoclase).

J. JUNG et M. ROQUES placent de même l'albite formée du métamorphisme de séquences alumineuses et gabbro-dioritiques dans la zone des micaschistes supérieurs et au début de la zone des micaschistes inférieurs.

La présence constante d'albite An0 et An05 dans des échantillons qui, par ailleurs, contiennent habituellement des minéraux calciques, nous place donc d'emblée dans le faciès schiste vert ou dans une des zones de micaschistes.

- 2) - L'association muscovite - chlorite est caractéristique du sous-faciès quartz - albite - muscovite - chlorite de F.J. TURNER et de la zone des micaschistes supérieurs de J. JUNG et M. ROQUES : dans un métamorphisme plus intense, ces deux minéraux réagiraient pour donner de la biotite.

Il est également intéressant d'étudier séparément les phénocristaux résiduels. Le simple fait que de tels phénocristaux restent visibles, ne serait-ce que par leur contour, montre que le métamorphisme n'est pas parvenu à une homogénéisation de la roche; en ce sens, on peut considérer chaque phénocristal ou contour de phénocristal comme englobant un système partiellement clos exerçant des échanges avec un milieu extérieur.

Dans cette optique, les transformations observées lors de l'étude pétrographique peuvent s'exprimer par les schémas suivants, non équilibrés :

hornblende \longrightarrow pistacite + clinozoïsite (+ trémolite)
hornblende \longrightarrow clinozoïsite + chlorite (+ trémolite)
hornblende \longrightarrow pistacite + clinozoïsite + albite + leucoxène
plagioclase \longrightarrow albite + pistacite + clinozoïsite (+ séricite).

La dernière réaction correspond au phénomène bien connu de saussuritisation. On pourrait, en principe, équilibrer ces réactions en faisant intervenir des échanges avec le milieu extérieur, mais cela impliquerait un choix assez arbitraire dans les formules des minéraux, et je ne le tenterai pas ici.

Enfin, certaines lames montrent que ces transformations ont pu s'effectuer en l'absence de toute microcataclase, par simple déstabilisation des minéraux primaires.

I.2.1.2.5- Conclusion à l'étude des monts Wa-Wa

L'étude des monts Wa-Wa montre la complexité de la Série de M'Bout et, cependant, la possibilité d'établir une stratigraphie en partie basée sur les résultats de l'étude structurale.

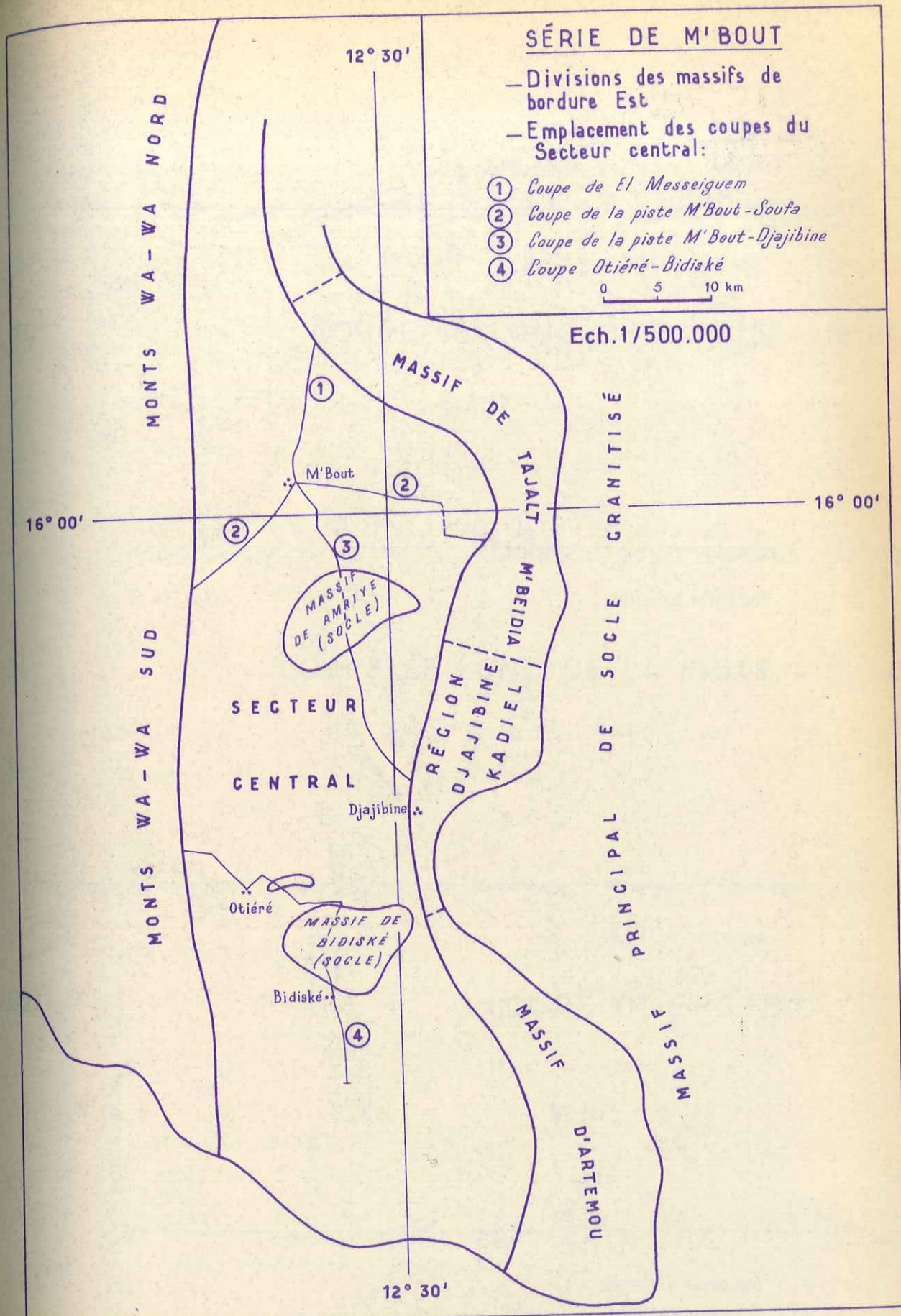
La succession établie dans les monts Wa-Wa est la suivante, de haut en bas.

- Cipolins provenant de calcaires presque purs
- Un niveau supérieur de quartzites micacés schisteux et micaschistes
- Une séquence détritique continue allant de quartzites à des quartzites micacés et éventuellement des micaschistes
- Un complexe volcano-sédimentaire basique.

La base de la série n'a pas été rencontrée. L'épaisseur maximale reconnue serait (avec les réserves formulées plus haut) de l'ordre du kilomètre, cipolins non compris.

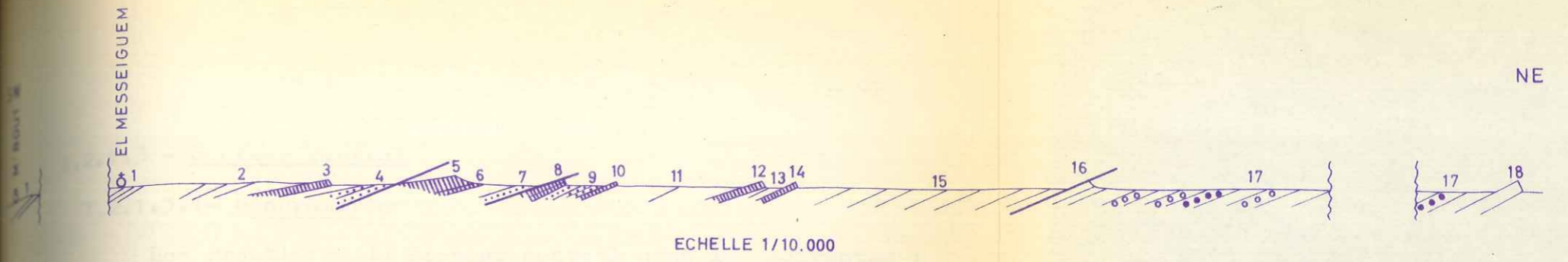
Le métamorphisme qui a affecté cette série appartient généralement à la zone des micaschistes supérieurs de J. JUNG et M. ROQUES (1952) et au faciès schiste vert, sous-faciès quartz - albite - muscovite - chlorite de F. J. TURNER (1958). Il semble toutefois que la zone des micaschistes inférieurs ait parfois été atteinte.

L'étude des autres secteurs de la Série de M'Bout nous confirmera sa nature essentiellement volcano-détritique. Nous reprendrons et interprèterons alors, en conclusions à l'étude de cette série, l'ensemble des successions stratigraphiques rencontrées.



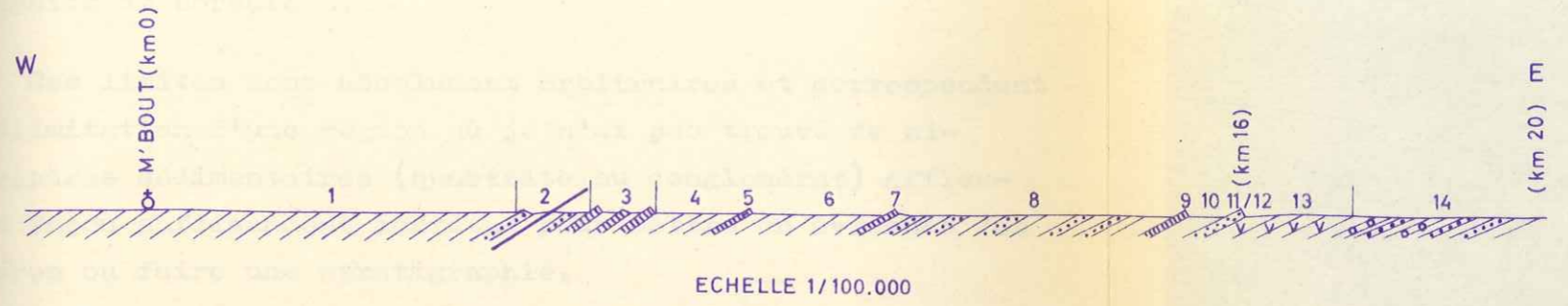
COUPE DE EL MESSEIGUEM

FIG. 19



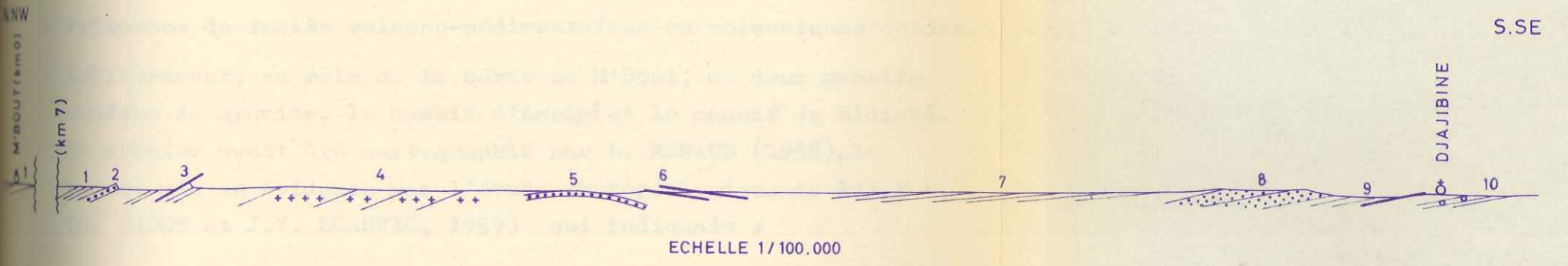
COUPE LE LONG DE LA PISTE M'BOUT-SOUFA

FIG. 20



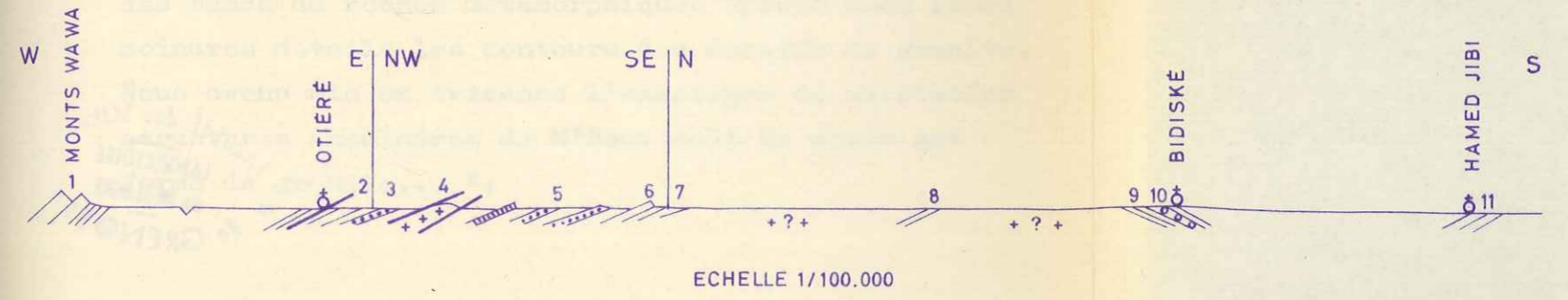
COUPE LE LONG DE LA PISTE M'BOUT-DJAJIBINE

FIG. 21



COUPE OTIÈRÉ-BIDISKÉ

FIG. 22



I.2.1.3 - Secteur central

I.2.1.3.1- Généralités

Les frontières du secteur central sont les suivantes :

- à l'Ouest, le premier chaînon oriental des monts Wa-Wa
- à l'Est, la zone où deviennent visibles les structures des massifs de bordure E.

Ces limites sont absolument arbitraires et correspondent à la délimitation d'une région où je n'ai pas trouvé de niveaux repères sédimentaires (quartzite ou conglomérat) affleurant de façon suffisamment continue pour mettre en évidence des structures ou faire une stratigraphie.

Ce secteur possède pourtant certains caractères spécifiques.

- Fréquence de faciès volcano-sédimentaires ou volcaniques acides.
- Affleurement, au sein de la Série de M'Bout, de deux massifs ovoïdes de granite, le massif d'Amriyé et le massif de Bidiské. Le premier avait été cartographié par L. RENAUD (1958), le second mis en évidence par l'étude photogéologique de l'I.F.P. (R. LACOT et J.Y. SCANVIC, 1959) qui indiquait :

"Le granite affleure... en larges surfaces au relief très déprimé et très mou et sous un manteau éluvial, c'est à dire en fait sous forme de rag. La direction des bancs de roches métamorphiques épouse dans leurs moindres détails les contours des massifs de granite. Nous avons mis en évidence l'existence de véritables structures annulaires de M'Bout dont le coeur est formé de granite...".

Mes itinéraires ont assez bien confirmé ces hypothèses photogéologiques. J'émettrai toutefois des réserves sur les "structures annulaires" : même en photogéologie, ce dessin régulier constitue une simplification, au demeurant parfaitement valable à l'échelle du 1/200.000, mais dont il ne faudrait pas inférer d'interprétation trop rapide sur la nature des relations entre Série de M'Bout et granite.

Enfin, la morphologie de ce secteur central est celle d'une plaine à recouvrement principalement argilo-sableux que rien ne vient accidenter, sauf sur sa limite sud.

I.2.1.3.2- Description de coupes (fig. 18 - 22)

Nous verrons successivement :

- la coupe détaillée du complexe volcano-sédimentaire de el Messeigum
- des coupes suivant les pistes M'Bout-Soufa, M'Bout-Djajibine et Otiéré-Bidiské.

Pour éviter les répétitions, j'inclurai dans chaque coupe les principales observations structurales : schistosité, stratification, linéations, etc...

Comme dans les coupes des monts Wa-Wa, les pendages portés sur les figures sont des pendages de schistosité et les distances indiquées dans le texte sont des distances horizontales, non des puissances.

a) - Coupe de EL Messeiguem (fig. 18 et 19)

1 - De M'Bout à EL Messeiguem : alternance régulière de schistes métamorphiques à micas, quartz et feldspaths (détritiques), l'importance relative de ces trois termes donnant des mica-schistes, quartzites micacés et arkoses métamorphiques. Une fine biotite, parfois abondante, est constante dans ces faciès. La schistosité est en moyenne N, pendages 10 à 30° W. Un litage planaire centimétrique dû à l'alternance de matériel gréseux et micacé a parfois été noté, concordant avec la schistosité et pouvant représenter une ancienne stratification (1).

2 - Même micaschiste à fines biotites contenant des passages riches en grains feldspathiques millimétriques anguleux. Schistosité 160°, pendage 20° W.

-----400-m sans affleurement, -----

3 - Porphyroïde (2) à ciment microcristallin noir, rose ou blanc, phénocristaux feldspathiques allant jusqu'à 2 ou 3 mm, globules de quartz limpide blanc ou noir.

Une schistosité est produite par des plans faiblement micacés dirigés 155 à 160°, pendage 15° W. Des stries dirigées 95° plongement 12° N apparaissent sur ces plans. Les phénocristaux et les globules de quartz peuvent apparaître plus

(1) Les puissances apparentes, comptées perpendiculairement au plan de schistosité, et peut être très différentes des puissances réelles, sont indiquées sur la coupe de la fig. 19.

(2) Suivant J. JUNG (1958), j'appelle porphyroïdes les roches "à la fois schisteuses et porphyriques" résultant du métamorphisme épi de roches volcaniques acides (rhyolithes, dacites, et tufs correspondants).

ou moins aplatis et allongés parallèlement à la schistosité et la linéation.

L'échantillon F 126 contient en outre, généralement parallèle au plan de schistosité, un mince lit d'épidote intensément plissé.

L'axe de ces plis mésoscopiques est parallèle à la linéation générale et leur plan axial est légèrement oblique sur la schistosité. Ils matérialisent manifestement des glissements couche sur couche se produisant dans une direction sans doute perpendiculaire à leur axe.

- 4 - Micaschiste ou arkose à muscovite, très laminé. La schistosité, due aux minces lits de muscovite, et les stries sont reprises dans des plis en accordéon. Une schistosité seconde de fracture parallèle aux plans axiaux de ces plis tardifs, est dirigée 125° , pendage 20° W.

Des blocs de quartz blanc laiteux, reposant sur le rag à proximité, marquent le passage d'un accident.

- 5 - Porphyroïde de couleur grise, identique à 3, se débitant en parallélépipèdes. Le délit principal est dirigé 135° , pendage 8° SW. Aucune linéation n'est visible.
- 6 - Idem. Schistosité 120° à 125° , pendage SW 10° à 30° . Stries dirigées 100° , plongeant 30° W.
- 7 - Quartzite feldspathique à muscovite. Des plis, identiques à 4, reprennent la foliation; leur axe est dirigé en moyenne 90° , faible pendage E ou W.

- 8 - Porphyroïde identique à 3, de couleur noire, grise ou blanche. Les surfaces et les joints des bancs noirs ou gris sont souvent recouverts d'une croûte d'altération blanche épaisse de quelques mm. Schistosité 145° , pendage 32° W.
- 9 - Dans une roche identique, à schistosité marquée, 150° pendage 20° SW, s'observent des boudins d'un matériau plus compact, allongés 110° dans le plan de schistosité.
- 10 - Quartzite feldspathique micacé, schistosité 145° , pendage 18° SW. Une linéation minérale (allongement des muscovites) est dirigée 98° , plongement 15° W.
- 11 - Tuf volcano-sédimentaire à phénocristaux millimétriques de feldspath automorphes et de quartz pris dans une pâte quartzo-feldspathique micacée. Des stries et un allongement parallèle des phénocristaux sont 100° , plongement 13° W.
- 12 - Sur 250 m, alternances de pélites gris bleu et de tufs identiques à 11, à schistosité 0° , pendage 24° W.
- 13 - Porphyroïde identique à 3, à schistosité 170° , pendage 18° W. Une linéation (stries) est dirigée 115° , plongement 16° W.
- 14 - Micaschiste quartzo-feldspathique, schistosité 0° , pendage 28° W.
- 15 - Porphyroïde blanc, à schistosité 160° , pendage 28° W. Linéation (stries) 110° , plongeant 19° W.
- 16 - Sur 500 m, tufs identiques à 10, à schistosité 130° à 140° , pendage 18° à 25° W. Une linéation minérale (muscovite) est dirigée 105° à 128° , plongeant 4° à 14° W.

- 17 - 3 km au NW d'une crête elle-même allongée NW, affleurements de schistes micacés hétérogènes d'aspect mylonitique. L'étude microscopique montre un micaschiste à quartz, feldspath (albite), muscovite, chlorite, affecté par deux phases successives de plissement, la deuxième étant génératrice d'une schistosité de fracture. Muscovite et chlorite se sont formées pendant les deux phases de plissement.

Une linéation minérale, en moyenne 104° , plongement 15° W, est parallèle à l'axe des premiers plis. Une mesure d'axe des plis tardifs indique une direction 90° , pendage 6° W.

La crête en question est formée de quartz jaspoïde noir ou crème, injecté de quartz blanc laiteux. La tectonisation du matériel ne permet pas de dire s'il s'agit d'un ancien niveau de jaspes ou d'un simple remplissage de faille.

- 18 - Sur 1 km se succèdent : tufs, identiques au niveau 11, arkoses métamorphiques et micaschistes à passées conglomératiques (galets de quartz, quartzites et roches quartzo-feldspathiques, dans une pâte très cohérente de quartz, feldspath et micas).

La schistosité varie de 110° à 150° , pendage 18° à 30° SW, et les linéations, stries ou allongement des galets et phénocristaux, sont dirigées 100° à 110° , plongeant 15° à 22° W.

- 19 - Quartzschistes puis quartzites roses micacés à schistosité 140° , pendage 34° SW.

Le niveau 18 forme la limite entre le secteur central et le secteur de bordure. La poursuite de cette coupe montre des alternances de quartzites et quartzschistes, formant l'extrémité nord du massif de Tajalt M^{Beidia} (massif de bordure).

Interprétation

Schistosité, linéation, microplis, failles, toutes ces observations montrent que les formations décrites ci-dessus ont été tectonisées, sans doute plus ou moins plissées, et que leur étude est inséparable d'une interprétation structurale. Bien que les éléments d'observation directe soient peu nombreux dans ce secteur, nous en tenterons une interprétation en deuxième partie. Pour l'instant, indiquons seulement que les pendages portés sur la coupe ci-contre sont des pendages de schistosité, et qu'on ne peut en déduire immédiatement ni succession stratigraphique globale, ni a fortiori, évaluation des puissances.

Du point de vue lithologique, trois types principaux se dégagent.

- Porphyroïdes : phénocristaux de feldspath, souvent automorphes, et éventuellement de quartz, dans un ciment microcristallin pauvre en micas.
- Tufs volcano-sédimentaires : mêmes phénocristaux dans un ciment plus grossier riche en micas.
- Micaschistes, arkoses et quartzites micacés qui constituent les trois pôles d'une distribution à micas, feldspaths et quartz.

A l'échelle de l'affleurement, des exemples ont été donnés d'alternance entre ces différentes roches; les différents lits sont toujours apparus parfaitement concordants à cette échelle, et il s'agit certainement d'une véritable stratification.

Ainsi qu'il est classique dans les complexes volcano-sédimentaires, on observe donc des alternances ou des mélanges de matériaux d'origines détritique et pyroclastique, et peut être des intercalations de laves véritables.

Il serait impossible de justifier par des considérations lithologiques ou structurales une coupure entre les micaschistes affleurant stratigraphiquement sous les quartzites, à l'Est des monts Wa-Wa, et les micaschistes du début de la coupe de El Messeiguem; de même, les micaschistes, arkoses et conglomérats de la fin de cette coupe pourraient aussi bien être rattachés aux massifs de bordure E qu'au secteur central : comme je l'ai dit en introduction, la délimitation de ce secteur central, justifiée dans l'ensemble, est, dans le détail, absolument arbitraire.

b)- Coupe de la piste M'Bout - Soufa (fig. 19 et 20)

G. ROCCI (1962) décrit un échantillonnage assez complet du km 0 (M'Bout) au km 16 de cette piste, démontrant ainsi pour la première fois la présence d'épisodes volcano-sédimentaires au sein de la Série de M'Bout.

La coupe dessinée figure 20 reprend, du niveau 1 au niveau 11/12 (km 0 au km 16), la coupe de G. ROCCI. Au-delà, elle résulte d'observations faites dans l'oued Amriyé et ses affluents. Dans l'une et l'autre partie de cette coupe, les affleurements ne sont pas en réalité continus et se présentent sous forme de petites barres rocheuses séparées par le recouvrement argilo-sableux de la plaine ou le sable de l'oued.

On trouvera en annexe une description de cette coupe.

Les faciès de micaschistes, arkoses et porphyroïdes des niveaux 1 à 11 ne diffèrent pas de ceux de la coupe de El Messeiguem.



Les niveaux 12 et 13 (oued Amriyé) montrent en revanche des schistes métamorphiques vert sombre, assez altérés; confirmant l'observation macroscopique, l'étude en lames minces a montré qu'ils étaient absolument identiques aux tufs basiques des monts Wa-Wa (phénocristaux à tendance automorphe de plagioclases et agrégats d'épidote baignant dans un ciment à orientation planaire de quartz, chlorite, épidote et leucoxène), les phénomènes de microcataclase étant toutefois un peu plus développés; il ne semble donc pas que l'hypothèse de la carte photogéologique de l'I.F.P., plaçant en cet endroit un massif granitique large de 1,5 km, allongé N-S, soit justifiée : vue en photogéologie, l'altération des tufs basiques et des granites peut donner les mêmes surfaces déprimées.

Enfin le niveau 14 de cette coupe est composé d'alternances d'arkoses métamorphiques à passées tufacées, de séricitoschistes verts et de conglomérats à galets étirés; ces faciès, comparables à ceux de la fin de la coupe de El Messeiguem, pourraient être rattachés au massif de bordure E aussi bien qu'au secteur central; leur prolongement S sera étudié avec le massif de bordure de Djajibine-Kadiel.

La cartographie montre que les niveaux 1 et 2 de la piste M'Bout - Soufa et de la coupe de El Messeiguem se raccordent sans difficulté. Les porphyroïdes, arkoses et micaschistes des niveaux 1 à 17 de El Messeiguem correspondent globalement aux niveaux 3 à 6 de M'Bout - Soufa, bien que les corrélations étroites, banc par banc, ne soient pas possibles. Au-delà, les corrélations sont plus hasardeuses et une discordance, qui peut être d'ordre stratigraphique ou d'ordre tectonique, ou les deux à la fois, se dessine entre le premier banc de quartzites du massif de bordure et le complexe volcano-sédimentaire.

L'originalité de cette coupe par rapport à la précédente, réside dans les schistes verts et tufs basiques du niveau 13, comparables en tous points à leurs équivalents lithologiques des monts Wa-Wa. Nous retrouverons ce matériel volcano-sédimentaire basique dans les massifs de bordure E où il semble encore situé, comme dans les monts Wa-Wa, à la base de la série.

c)- Coupe de la piste M'Bout - Djajibine (fig. 18 et 21)

Cette coupe N-S devrait montrer les rapports entre le massif ovoïde de socle granitique du Sud de M'Bout d'une part, les formations volcano-sédimentaires dont l'étude photogéologique ferait le prolongement du complexe du El Messeigum et de la piste M'Bout - Soufa d'autre part. Malheureusement, la densité d'affleurements est très faible sur cette coupe. Du Nord au Sud, on rencontre les niveaux suivants.

- 1 - Micaschistes à muscovite et à fine biotite, plus ou moins quartzeux ou feldspathiques. Schistosité 20° à 55° , pendage NW 38° à 18° . Filons subconcordants de quartz porté.
- 2 - Schiste friable à fin ciment blanc et phénocristaux feldspatiques millimétriques, dérivant probablement d'un tuf volcano-sédimentaire. Schistosité 54° , pendage 20° NW.
- 3 - Micaschistes quartzeux à muscovite et chlorite. Schistosité 60° à 77° , pendage 25° à 24° N. Filons de quartz blanc.
- 4 - Au milieu d'un rag de quartz et d'épidotites, boules d'une diorite quartzique à amphibole et biotite, très altérée, parfois feuilletée avec une direction E-W, pendage 10° à 30° N (socle granitisé).

- 5 - Sur la piste même : micaschistes à muscovite et chlorite, schistosité 175 à 12°, pendage 5 à 20° W. Dans un oued coulant un peu à l'Ouest, ces micaschistes contiennent des passées tufacées à feldspaths automorphes millimétriques. La schistosité est W, pendage faible et variable.
- 6 - Filons de quartz blanc, l'un étant dirigé 80°, pendage 6° S.
- 7 - Séricitoschistes ou micaschistes à muscovite et chlorite plus ou moins quartzeux, à schistosité souvent bien marquée et débit carton (oued Kalwa). La schistosité est de faible pendage N ou W (inférieur à 10°) et de direction très variable. Dans l'oued Kalwa, un litage millimétrique par lits de composition différente pourrait correspondre à une ancienne stratification et développe sur la schistosité une linéation 124°, plongement nul.
- 8 - Formant de légers reliefs, micaschistes à muscovite, quartz et feldspaths à passées tufacées riches en phénocristaux feldspathiques millimétriques. Schistosité de direction variable, pendage faible N ou W. Linéation minérale (allongement des muscovites) fréquente, 100° à 110°, plongement 5° à 10° NW.
- 9 - Oued Djajibine : séricitoschistes verts à schistosité bien marquée. Direction N, pendage 10° à 20° W.
- 10 - Djajibine : filon de quartz blanc.
Séricitoschistes verts à passées conglomératiques : premier niveau du secteur 3 (massifs de bordure est).

Interprétation

Au point de vue lithologique, nous ne trouvons dans cette coupe rien de nouveau par rapport à celle de El Messeiguem. L'absence de porphyroïdes ne peut être interprétée du fait de la grande discontinuité des affleurements. Tufs volcano-sédimentaires, arkoses et micaschistes sont semblables dans les deux coupes.

Par examen photogéologique, on voit que les niveaux de cette coupe, au Nord et au Sud du massif ovoïde de socle granitique, se raccordent en continuité, d'une part entre eux, d'autre part avec les niveaux de M'Bout - Soufa et de El Messeiguem. L'originalité de cette coupe est donc de montrer ces niveaux reposant directement sur le socle granitique.

Notons encore que les schistosités dessinent, de part et d'autre du massif ovoïde, une antiforme (1), et que le granite est, sur un affleurement, feuilleté en concordance avec les niveaux N de la Série de M'Bout, ce qui indique sa participation à la tectonique. Nous reverrons tout cela en deuxième partie (Etude structurale).

Enfin, d'observations faites en dehors du plan de coupe il résulte que le niveau 8 est plus complexe qu'il ne semblerait. Certaines lames minces, malheureusement non concluantes, et une continuité photogéologique entre les massifs ovoïdes de Amriyé et de Bidiské, donnent à penser que le socle granitique est tout proche et peut affleurer sous forme d'écaillés. S'intercalant

(1) Rappelons que les termes antiforme et synforme désignent des structures géométriquement identiques aux anticlinaux et synclinaux, mais qui affectent des surfaces de discontinuité quelconques ne concordant pas obligatoirement avec les surfaces de stratification (foliation par exemple).

dans les arkoses et tufs acides décrits, j'ai trouvé également des affleurements de schistes verts, comparables à ceux de la piste M'Bout - Soufa.

Une coupe E-W faite à la hauteur de ce niveau 8 rencontre, après les tufs et arkoses, des micaschistes verts affleurant jusqu'aux premières barres de quartzites des monts Wa-Wa; leur schistosité est presque horizontale pendant les huit premiers kilomètres de cette coupe, puis se redresse progressivement jusqu'à prendre une direction méridienne et un pendage de 30° à 40° W au pied des monts Wa-Wa. La partie est de cette bande de micaschistes constitue le prolongement du niveau 7 de la piste M'Bout - Djajibine, tandis que la partie ouest appartient aux micaschistes du niveau inférieur des monts Wa-Wa : comme d'ordinaire, il est impossible d'établir une coupure entre les niveaux inférieurs des monts Wa-Wa et les micaschistes du secteur central.

d)- Coupe Otiéré - Bidiské (fig. 18 et 22)

Comme la précédente, cette coupe est destinée à montrer les rapports entre un massif ovoïde de socle (le massif de Bidiské, cette fois) et les formations métamorphiques du secteur central. D'Ouest en Est, puis du NW au SE, on rencontre les niveaux suivants.

Coupe W-E

1 - Quartzite, quartzschistes et micaschistes du niveau 14 de la coupe Beilogue-Aneikat (monts Wa-Wa). Schistosité 10°, pendage 40° W.

----- 3 km sans affleurement -----

2 - Micaschistes verts, tendres. Schistosité 10°, pendage 20° à 30° W. Un filon de quartz blanc est subconcordant.

Coupe NW-SE

- 3 - Alternance de micaschistes plus ou moins quartzeux, à muscovite et chlorite, parfois stilpnomélane et calcite, et de tufs volcano-sédimentaires à phénocristaux feldspathiques millimétriques baignant dans un ciment de quartz feldspath et phyllites. Schistosité E à NE, pendage 10° à 20° N.
- 4 - Formant une légère élévation, bien visible sur les photos aériennes, roche quartzo-feldspathique grenue, à feldspaths roses. Un feuilletage produit par de minces lits micacés, d'espacement moyen 0,5 cm, est parallèle à la schistosité du niveau précédent. L'étude microscopique montre qu'il s'agit d'un granite tectonisé à plagioclase, microcline, quartz et muscovite.
- 5 - Comme dans le niveau 3, alternance de micaschistes plus ou moins quartzeux, d'arkoses et de tufs. Un passage de porphyroïde montre des phénocristaux feldspathiques millimétriques dans une pâte microcristalline. Schistosité E à NE, pendage 10° à 20° N.
- 6 - Quartzite roux à muscovite, schistosité parallèle à celle du niveau précédent.

Coupe N-S

- 7 - Micaschistes à muscovite. Schistosité E, faible pendage N.
- 8 - 6 km sans autre affleurement qu'un tuf métamorphique de schistosité NE, pendage 25° N.
- 9 - Séricitoschistes verts, très quartzeux.

10 - Conglomérat à galets centimétriques très étirés de granites, pegmatites, quartz et à lentilles schisteuses dans un ciment quartzomiacé. Schistosité E.SE, pendage 25° S. Allongement des galets NW.

----- 4,5 km sans affleurement -----

11 - Séricitoschistes verts, un peu argileux, riches en quartz. Schistosité E, pendage 15° S.

----- 1,8 km sans affleurement -----

12 - Séricitoschistes verts, plus pauvres en quartz, très microplissés avec apparition de schistosités de fracture. Schistosité 130°, pendage 10° à 15° SW.

Interprétation

Par examen photogéologique, on voit que les niveaux 2 à 7 de cette coupe se relient sans discontinuité aux niveaux 5 à 8 de la coupe M'Bout - Djajibine, et n'apportent, du point de vue lithologique, rien de nouveau.

La mise en évidence, en 4, d'une écaille granitique laminée, en concordance avec la schistosité de la série métamorphique, confirme ce que nous avons déjà entrevu dans les précédentes coupes : les formations volcano-sédimentaires du secteur central sont, malgré leur calme apparent, tectonisées et le socle participe activement à cette tectonique.

Dans le massif ovoïde lui-même, je n'ai trouvé que des éluvions de quartz à épidote, ce qui est fréquent dans les secteurs granitiques. Seule une rigoureuse analogie photogéologique avec le massif ovoïde d'Amriyé fait penser qu'il s'agit là aussi d'un massif de socle granitique, et l'échelle 4 indiquerait une probabilité pour qu'il s'agisse de granite à muscovite.

Nous verrons dans l'étude des massifs de bordure que le niveau de la série de M'Bout qui se trouve le plus fréquemment au contact du socle granitique est un conglomérat à galets de socle. La découverte, dans le niveau 10 de la coupe Otiéré - Bidiské, d'un conglomérat identique qui, là aussi, semble reposer directement sur le socle massif ovoïde est donc très intéressante. D'autre part, la continuité entre les niveaux situés au Nord, au NW et au Sud du massif ovoïde semble bien établie en photogéologie, et seule l'absence d'affleurement nous empêche, comme dans les coupes El Messeigum et M'Bout - Soufa, de voir s'intercaler les faciès volcano-sédimentaires et conglomératiques. Il est très possible aussi qu'interviennent des variations latérales rapides.

Comme dans la coupe M'Bout - Djajibine, les schistosités dessinent une antiforme dont le massif ovoïde occupe le coeur.

Enfin, ici encore, aucune coupure ne peut être établie entre les micaschistes du niveau inférieur des monts Wa-Wa et les micaschistes du secteur central.

Service de la terre
BIUS
JUSSEU
CADIST

1.2.1.3.3- Etude pétrographique

3 principales catégories pétrographiques se partagent ce secteur central.

- Roches d'origine volcano-sédimentaire acide : porphyroïdes, tufs et arkoses.
- Roches d'origine volcano-sédimentaire basique : schistes verts.
- Roches d'origine détritique : micaschistes, quartzites, arkoses.

Les schistes verts sont assez peu représentés et identiques d'une part à ceux des monts Wa-Wa, d'autre part à ceux des massifs de bordure E; il est donc inutile de refaire ici leur description.

Je décrirai des échantillons caractéristiques de tous les autres types.

a)- Porphyroïdes

Echantillon F 126 Lat. 16°08' - Long. 12°33'

Macroscopiquement

Phénocristaux millimétriques parfois automorphes dans un ciment gris très fin et cohérent. Schistosité discrète.

Microscopiquement

Nous allons voir successivement phénocristaux et mésotase (photo 3 et 4, Pl. V).

Phénocristaux

Albite An0 à An10 souvent automorphe, maclée albite et péricline. Les cristaux sont souvent ennuagés par de très petites gouttelettes, non identifiables, et peuvent également contenir en inclusion des plages de calcite et de séricite; certains sont cataclasés, les fissures étant cimentées par du quartz, de la calcite, et de petits feldspaths limpides bourgeonnants (photo 3, Pl. V).

Quartz millimétrique souvent corrodé en doigt de gant.

Mésostase

Petits quartz (inférieur à 0,1 mm) en lentilles dont la disposition planaire donne à la roche sa foliation. Un litage, dû à de légères différences de granulométrie, est également parallèle à cette foliation.

Petits (inférieurs à 0,1 mm) feldspaths limpides non maclés bourgeonnants, contenant souvent en leur centre un nuage de très fines gouttelettes; ils peuvent se concentrer dans des lits parallèles à la foliation et cristallisent souvent en ombres de pression aux extrémités des phénocristaux.

Calcite, en amande ou filonnets parallèles à la foliation, en inclusions dans les phénocristaux, ou en association avec de petits feldspaths dans les ombres de pression.

Muscovite (0,1 mm maximum) peu abondante, légèrement pléochroïque, disposée parallèlement à la foliation. Pistacite, pouvant former des gerbes bien cristallisées, et clinozoisite.

Leucoxène, zircons, apatite, minerai.

Le mouvement fluidal de la mésostase autour des phénocristaux est très caractéristique; il est toutefois difficile de dire s'il s'agit d'une structure primaire respectée par la recristallisation ou, d'une structure imposée par ce métamorphisme.

Echantillon D 391 Lat. 16°01' - Long. 12°31'

Prélevé dans la coupe de la piste M'Bout - Soufa, il est très comparable à l'échantillon précédent; la muscovite, de taille inférieure à 50 μ , est un peu plus abondante ainsi que l'hématite et la magnétite; un peu de microcline subsiste, envahi par de petits feldspaths bourgeonnants et par du quartz; tous les autres phénocristaux sont de l'albite.

Une analyse modale a indiqué 3,5 % (en volume) de phénocristaux d'albite et 86,5 % de mésostase. Une analyse chimique a été faite et la "norme des roches micacées" (J. LAMBYRE, 1963) calculée; les résultats volumétriques sont les suivants

Quartz.....	37,2 %
Albite.....	30,7 %
Anorthite.....	1,8 %
Orthose.....	25,2 %
Muscovite.....	3,0 %
Phlogopite.....	0,5 %
Apatite, magnétite, ilménite, H ₂ O ⁺	1,6 %

Les petits feldspaths globulaires de la mésostase devraient donc être composés, en quantités à peu près égales, de feldspaths sodiques et de feldspaths potassiques.

Les compositions chimiques des 3 échantillons de porphyroïdes analysées (D 391, F 126, F 134) indiquent des rhyolithes.

b)- Tufs

Macroscopiquement et microscopiquement, ces roches ne diffèrent des porphyroïdes étudiées plus haut que par la moindre finesse de leur grain et leur plus grande richesse en minéraux hydratés.

Dans l'échantillon D 393 (Lat. 16°01' - Long. 12°31'), les albites à macles simples ou polysynthétiques peuvent prendre toutes les tailles de 1 mm à 0,1 mm, ce qui rend le caractère porphyrique assez flou. Les petits feldspaths xénomorphes de la mésostase ont souvent des macles polysynthétiques et on reconnaît parfois le moirage du microcline. Les phénocristaux sont à tendance automorphe, mais souvent bourgeonnants et parfois cataclasés et cicatrisés par les minéraux de la mésostase.

Une analyse chimique a donné la composition d'un trachy-andésite, le fort pourcentage en H_2O^+ (2,45 %) montre l'importance des minéraux hydratés, la relative basicité est certainement due à l'abondance d'épidote.

c)- Arkoses

Dans les arkoses, la texture porphyrique et l'automorphie des phénocristaux, caractéristique des porphyroïdes et tufs, n'est plus discernable à l'ocil nu. Le grain moyen est plus gros, les minéraux hydratés plus abondants.

Echantillon D 490 Lat. 15°42' - Long. 12°36'

Dans un ciment formé de quartz prépondérant, en lentilles allongées parallèlement à une foliation, de muscovite légèrement pléochroïque abondante, de biotite verte ou stilpnomélane subordonnée, on trouve encore des phénocristaux millimétriques de plagioclases xénomorphes saussuritisés et séricitisés; de petits feldspaths ayant subi la même altération se rencontrent également dans la mésostase; épidote et calcite sont représentées.

Une série continue semble aller des porphyroïdes aux tufs et aux arkoses, correspondant à une proportion croissante de matériaux d'origine sédimentaire.

d)- Quartzites feldspathiques micacés

Ces roches dérivent des arkoses par une augmentation du rapport quartz + mica / feldspath.

Echantillon F 562 Lat. 15°25'30" - Long. 12°36'

Les quartz, prépondérants, forment des tablettes disposées parallèlement à une foliation, de longueur moyenne 0,3 mm et de 0,1 mm d'épaisseur.

La muscovite, abondante, légèrement pléochroïque, forme des lits parallèles à cette foliation.

La biotite brun noir et un peu de biotite verte (ou stilpnomélane) sont présentes, ainsi que la clinozoisite et l'apatite.

Quelques grands (0,5 mm) feldspaths maclés, xénomorphes, saussuritisés sont présents. De petits feldspaths limpides maclés, de granulométrie et morphoscopie semblables à celle du quartz, sont abondants dans le ciment.

e)- Micaschistes

Ces roches dérivent des précédentes par l'augmentation de la teneur en phyllites.

Echantillon D 390 Lat. 16°01'20" - Long. 12°33'30"

Muscovite

Biotite brun noir

Quartz

Feldspaths

Ilménite

Magnétite

Muscovite et biotite sont à égalité, ainsi que quartz et feldspath. Ce dernier, de granulométrie égale à celle du quartz (0,1 mm), est le plus souvent limpide et peut comporter ou non des macles polysynthétiques.

I.2.1.3.4- Conclusion

En conclusion, l'étude pétrographique confirme ce que nous avait déjà enseigné le terrain : dans le secteur central, tous les intermédiaires existent entre des roches dont l'origine volcanique est certaine et d'autres dont on discerne seulement le caractère détritique; l'ensemble constitue une très belle série volcano-sédimentaire, en majeure partie acide. Il est impossible, même approximativement de lui attribuer une épaisseur.

Les coupes décrites nous ont montré que cette série repose directement sur le socle granitique et peut comporter, à sa base, des intercalations de conglomérat à galets de socle; les contacts avec les secteurs voisins des monts Wa-Wa et des massifs de bordure E se font de manière insensible, des ensembles pétrographiques identiques à ceux du secteur central se retrouvant à la base de la série dans les deux autres secteurs.

Le métamorphisme est un peu plus fort que dans les monts Wa-Wa et la zone des micaschistes inférieurs souvent atteinte.

Enfin nous verrons dans le chapitre "étude structurale" (2ème partie) comment interpréter les structures de ce secteur et définir les relations géométriques de la série métamorphique avec le socle granitifié.

I.2.1.4- Massifs de bordure est (secteur 3)

I.2.1.4.1- Généralités - Division en trois secteurs d'étude

A l'Est du secteur central précédemment étudié, et en bordure du massif principal de granite du Guidimaka, s'élèvent de nouveau, suivant une bande sinueuse de direction à peu près méridienne, des reliefs de quartzites comparables à ceux des monts Wa-Wa. Les directions structurales, telles qu'elles apparaissent sur photographies aériennes, n'ont plus la belle allure rectiligne des monts Wa-Wa, mais s'incurvent parallèlement à la ligne du contact entre la série de M'Bout et le granite. Les reliefs n'ont pas non plus la même continuité que dans les monts Wa-Wa et se tronçonnent en plusieurs massifs, qui sont du Sud au Nord :

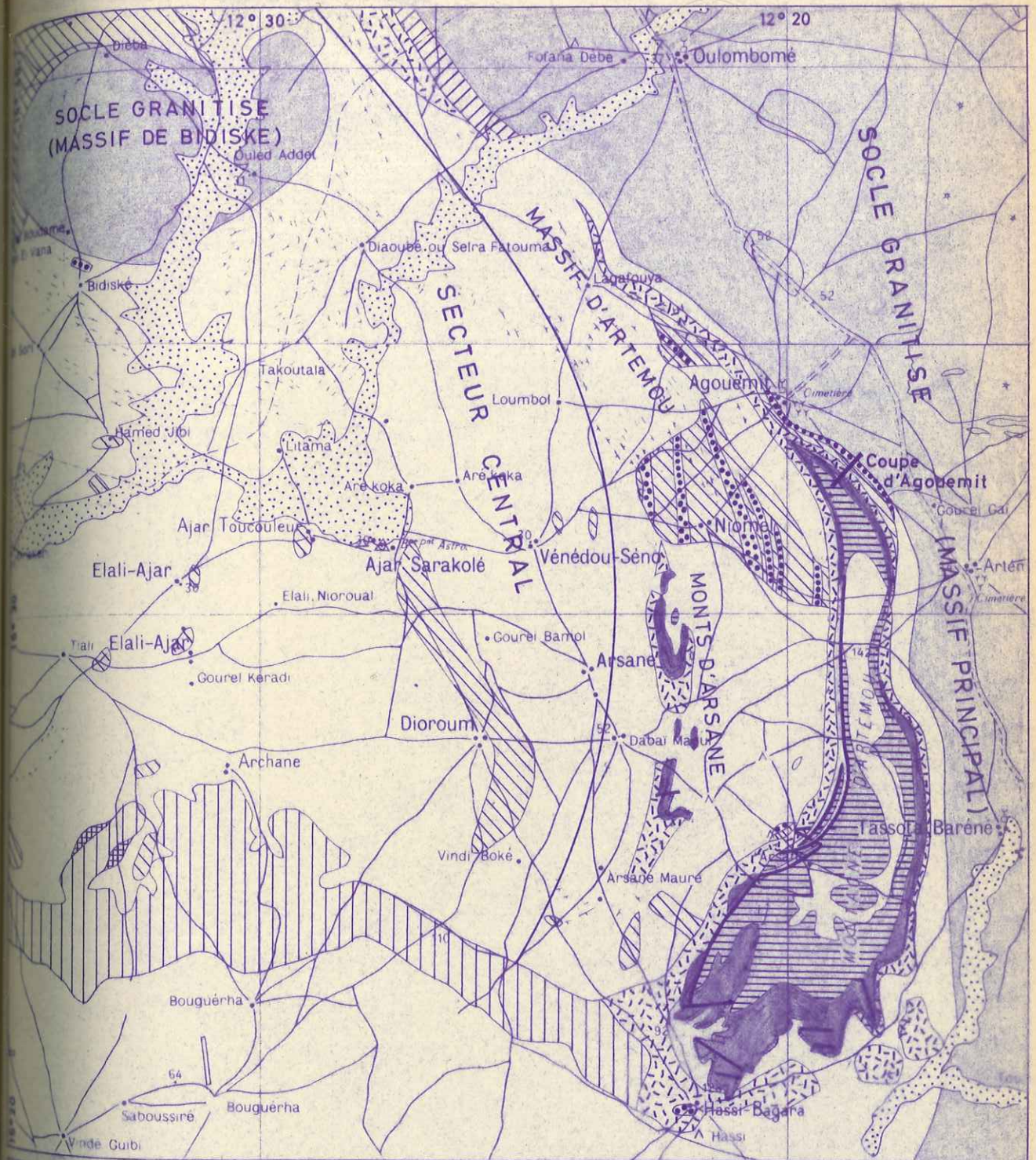
- le massif d'Artemou
- la région Djajibine - Kadiel
- le massif de Tajalt - M'Beïdia.

Les monts ou "montagnes" qui constituent l'ossature de ces massifs ne sont jamais très élevés : l'altitude maximale est atteinte avec 207 m, par le Tarf Toukobra (massif de Tajalt M'Beïdia). La hauteur de commandement des reliefs sur la plaine est toujours inférieure à 100 m.

L'étude des faciès détritiques du massif d'Artemou nous conduira, dans ce secteur, à une échelle stratigraphique. Nous verrons ensuite dans les régions de Djajibine - Kadiel et Tajalt M'Beïdia, des variations latérales de cette échelle dues au développement de niveaux volcano-sédimentaires. Enfin, ce secteur aura l'immense intérêt de montrer les relations paléogéographiques et structurales entre la Série de M'Bout et les granites du Guidimaka.

SERIE DE M' BOUT
 CARTE DU MASSIF D'ARTÉMOU

FIG.24

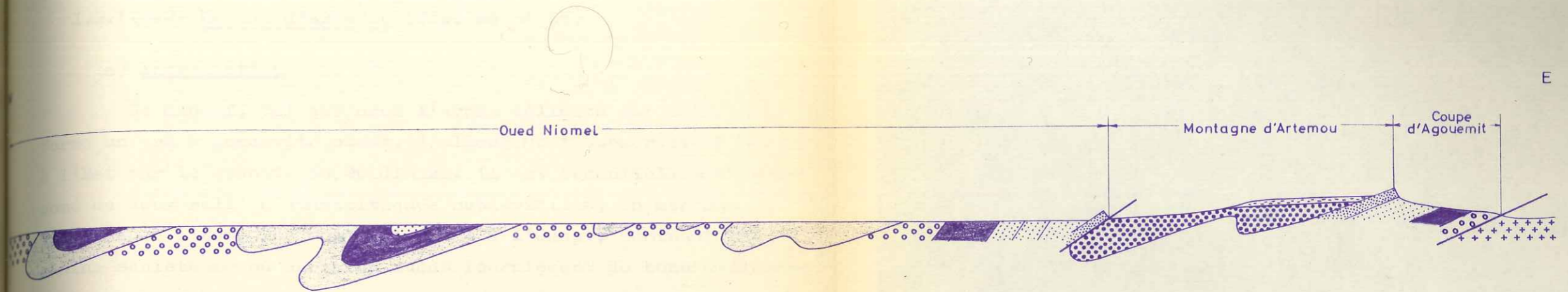


- | | | |
|---------------------------|-----------------------------------|--|
| Alluvions récentes | Quartzschistes inférieurs | Calloutis de quartz recouvrant la Série de M' Bout |
| Conglomérat latéritique | Séricitoschistes bleus ou verts | Sol argilo-sableux recouvrant la Série de M' Bout |
| Quartzschistes supérieurs | Conglomérats et arkoses | Sol granitisé |
| Quartzites | Tufs volcano-sédimentaires acides | Filon de quartz |

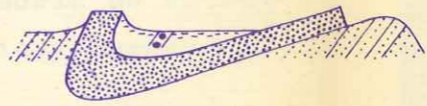
ECHELLE 1/200.000
 0 2 4 6 8 km

R.LILLE_DAK 65 A18

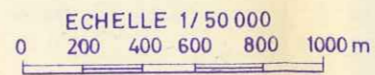
COUPES DU MASSIF D'ARTEMOU



W E
Monts d'Arsane



-  Quartzschistes supérieurs
-  Quartzites
-  Quartzschistes inférieurs
-  Schistes satinés bleus
-  Séricitoschistes verts
-  Conglomérats et arkoses
-  Granites du socle



I.2.1.4.2- Massif d'Artemou (fig. 24 et 25)

a)- Introduction

Ce massif, tel que nous l'avons délimité sur la figure 24, forme un arc à concavité ouest, d'allongement subméridien, bordé à l'Est par le granite du Guidimaka. Il est essentiellement composé de deux reliefs quartzitiques subméridiens, la montagne d'Artemou à l'Est, les monts d'Arsane à l'Ouest, dominant une plaine schisteuse où certains oueds fournissent de bons affleurements.

La bordure est de ce massif, au contact du granite, avait été étudiée par G. ROCCI (1962). Cet auteur y définissait une série détritique continue reposant, par l'intermédiaire d'un conglomérat de base, sur le socle granitique. Cette série se retrouve identique à elle-même mais plus épaisse et mieux caractérisée, à l'intérieur du massif.

Nous décrirons successivement les reliefs quartzitiques et les plaines schisteuses.

b) Montagne d'Artemou

Cette montagne a un contour piriforme dont la pointe est dirigée vers le Nord. Sa plus grande dimension est de 23 km, sa largeur maximale de 7 km.

Des corniches de quartzites dominant à l'Est, au Sud, et partiellement à l'Ouest, la plaine schisteuse. Au centre, affleurent des quartzschistes à reliefs plus mous.

- La bordure ouest est en grande partie jalonnée par une ligne de failles, de direction moyenne méridienne et pendage 30° W, à remplissage de quartz blanc, au toit desquelles affleurent de nouveau des quartzites : nous les interprétons comme des failles inverses.

- En bordure est, un double système de failles et diaclases verticales, à remplissage de quartz blanc, recoupe à 45° la corniche, vers le NE et vers le SE.

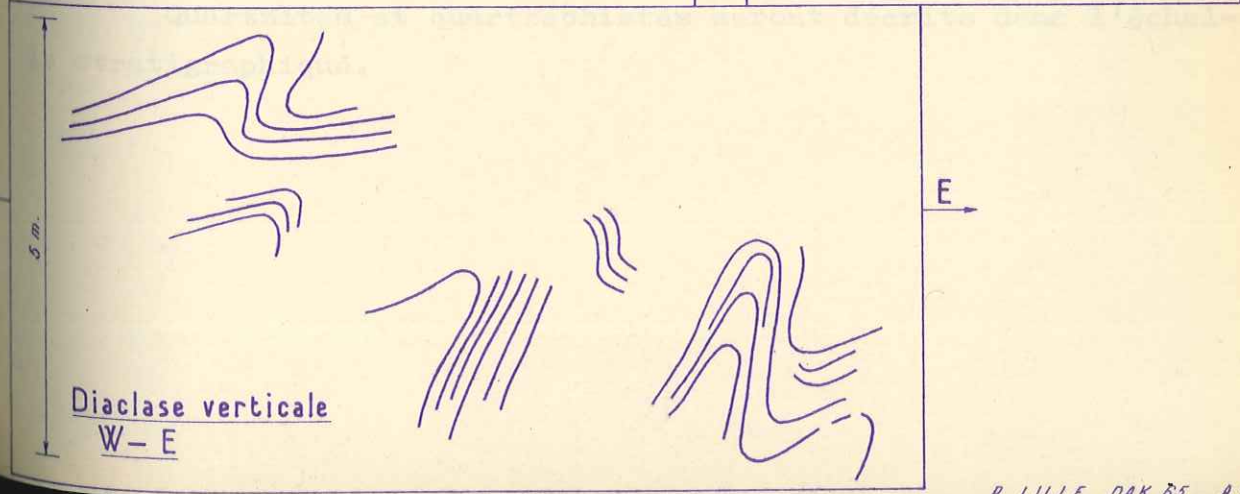
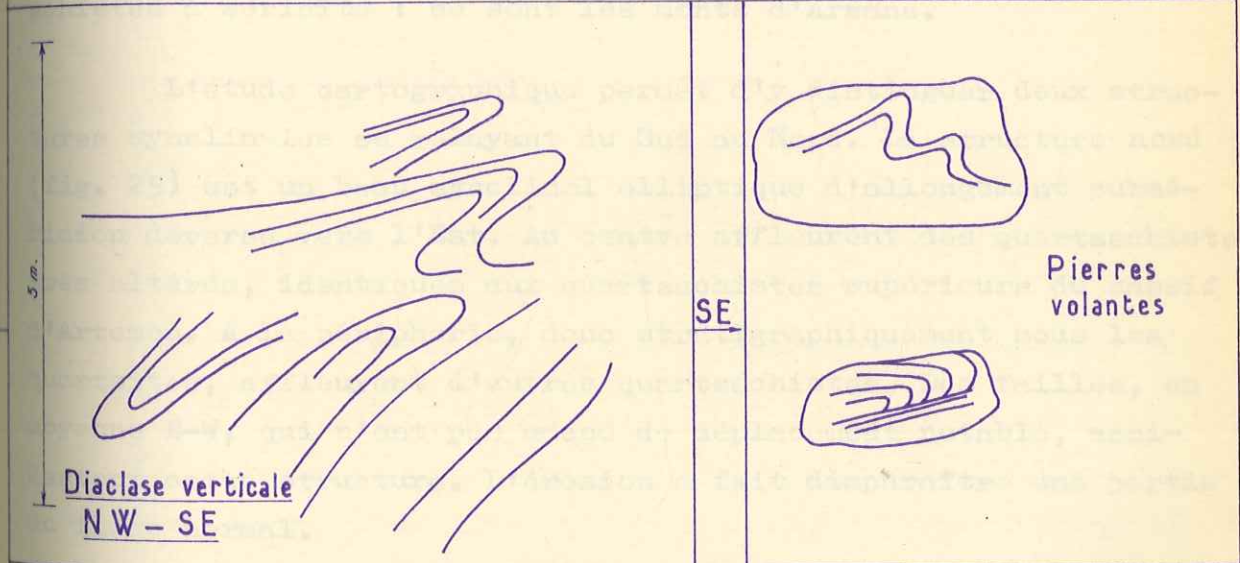
- En terminaison S, des diaclases et failles verticales sont dirigées E-W ou E.SE - W.NW.

Ces deux derniers systèmes ne semble pas avoir entraîné de mouvements importants.

- On discerne sur les diaclases E-W de la corniche S des dessins caractéristiques de plis d'entraînements ou de plis intrafoliaux d'amplitude décimétrique à métrique (fig. 26). Le débit principal des quartzites se fait parallèlement au plan axial de ces plis, mais les flancs, ou, plus rarement, les charnières de ceux-ci, peuvent constituer un débit secondaire correspondant probablement à d'anciennes surfaces de stratification (visibles surtout sur des blocs éboulés). Les très rares mesures d'axes qui ont pu être faites sur des structures mésoscopiques en place seront analysées en deuxième partie. D'un point de vue purement qualitatif, ces structures montrent une fois de plus que les quartzites de la Série de M'Bout ont pu avoir, lors des plissements, un comportement extrêmement plastique, même lorsque, comme ici, ils sont très purs.

L'ensemble de la montagne est interprété comme une mégastucture synclinale, d'allongement en moyenne méridien, déversée vers l'Est. Les quartzschistes occupent le coeur de la structure et se trouvent donc stratigraphiquement au-dessus des quartzites. Les terminaisons N et S sont des terminaisons périscyclinales, simple pour la première, complexe pour la seconde. Les failles

DESSINS DE PLIS MESOSCOPIQUES SUR DES DIACLASES DE QUARTZITES DE LA MONTAGNE D'ARTEMOU



longitudinales de la bordure W font partiellement disparaître le flanc inverse de la mégastructure. Les failles et diaclases de la bordure E peuvent être simplement des failles d'élongation d'axe en liaison avec l'allure incurvée de l'ensemble du massif.

Je décrirai pétrographiquement quartzites et quartzschistes dans l'échelle stratigraphique du massif d'Artemou.

c) Monts d'Arsane

A 5 km à l'Ouest de la montagne d'Artemou, affleurent de nouveau, suivant un relief discontinu grossièrement parallèle à sa bordure W, des quartzites roses ou mauves et des quartzschistes à séricite : ce sont les monts d'Arsane.

L'étude cartographique permet d'y distinguer deux structures synclinales se relayant du Sud au Nord. La structure nord (fig. 25) est un beau synclinal elliptique d'allongement subméridien déversé vers l'Est. Au centre affleurent des quartzschistes très altérés, identiques aux quartzschistes supérieurs du massif d'Artemou. A la périphérie, donc stratigraphiquement sous les quartzites, affleurent d'autres quartzschistes. Des failles, en moyenne E-W, qui n'ont pas amené de déplacement notable, accidentent cette structure. L'érosion a fait disparaître une partie du flanc normal.

Quartzites et quartzschistes seront décrits dans l'échelle stratigraphique.

d) - Plaines schisteuses

Les monts d'Arsane que je viens de décrire constituent le seul accident d'une plaine molle à recouvrement argilo-sableux, drainée vers l'Ouest par l'oued Garfa et ses affluents, limitée à l'Ouest par les premiers reliefs des monts Wa-Wa et à l'Est par la montagne d'Artemou.

A l'Est de la montagne d'Artemou, d'autre part, une étroite bande schisteuse s'intercale entre la corniche est de cette montagne et le massif de granite du Guidimaka.

Suivant un itinéraire W-E, allant des monts Wa-Wa au socle granitique et traversant le secteur central et le massif d'Artemou, on rencontrerait successivement les formations suivantes.

- Micaschistes inférieurs des monts Wa-Wa.
- Micaschistes à muscovite et arkoses du secteur central, dont la limite orientale est approximativement donnée par le méridien des villages d'Elali Ajar.
- Séricitoschistes verts plus ou moins quartzeux du secteur central, puis du massif d'Artemou.
- Monts d'Arsane.
- Quartzschistes, séricitoschistes et conglomérats.
- Montagne d'Artemou.
- Bande schisteuse est.
- Granite.

La limite S de toutes ces zones est marquée par une dorsale E-W, collines recouvertes de galets de quartz blanc, montrant de rares affleurements en place de schistes métamorphiques divers, tectonisés. Cette dorsale marque en cartographie une discontinuité brutale. Nous discuterons, en conclusion de l'étude de la Série de M'Bout, sa signification.

Les zones schisteuses s'étendant à l'Ouest des monts d'Arsane ne fournissent que des affleurements discontinus et n'apportent aucune information lithologique originale.

En revanche à l'Est des monts d'Arsane, ainsi qu'à l'Est de la montagne d'Artemou, des oueds ont fourni des coupes relativement continues, permettant de proposer, comme dans les monts Wa-Wa, une échelle stratigraphique. Nous verrons successivement :

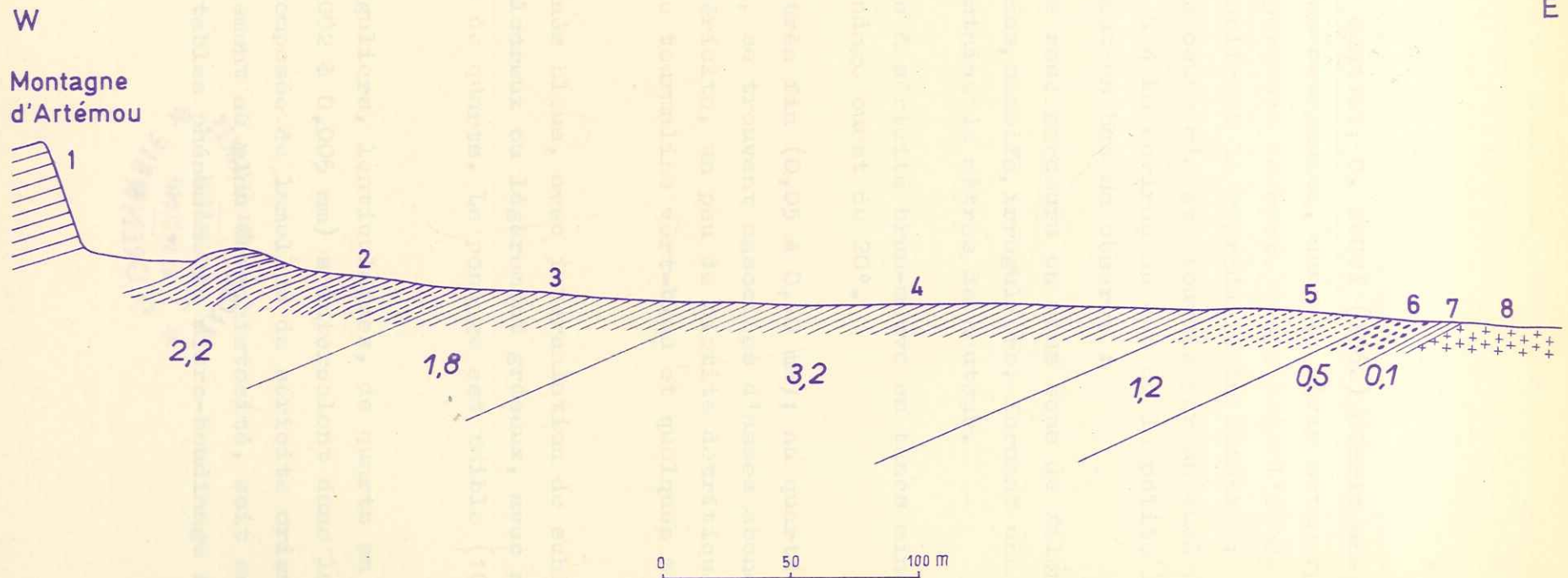
- la coupe d'Agouemit (Est de la montagne d'Artemou)
- la coupe de l'oued Niomel (entre les monts d'Arsane et la montagne d'Artemou).

Coupe d'Agouemit (fig. 27)

La corniche de quartzite de la montagne d'Artemou domine, à l'Est, une plaine à recouvrement sableux ou argilo-sableux, sillonnée de petits oueds descendant de la corniche. L'étude photogéologique de l'I.F.P. (P. LACOT et J.Y. SCANVIC, 1958) plaçait dans cette plaine, 500 m environ à l'Est de la corniche, le contact entre Série de M'Bout et granite du Guidimaka.

COUPE D'AGOUEMIT
d'après G. ROCCI (1962)

Légende dans le texte



Etudiant ce contact, C. ROCCI (1962) décrit une coupe, exceptionnelle par sa continuité, dans la série métamorphique et le granite. L'importance de cette coupe pour l'étude du massif d'Artemou m'oblige à la reproduire in extenso :

".... Une excellente coupe m'a été fournie par un oued descendant de la falaise, à 4 km environ au Sud de la petite localité d'Agouemit. De haut en bas on observe :

- 1 - Grès-quartzite rose parcouru en tous sens de filonnets de quartz blancs, massifs, irréguliers, formant une corniche d'une trentaine de mètres de hauteur.
- 2 - Quartzschistes à séricite brun-mauve en bancs minces ondulés, à pendage ouest de 20°.

Le grain est très fin (0,05 à 0,10 mm); au quartz largement dominant, se trouvent associées d'assez abondantes lamelles de séricite, un peu de biotite détritique, quelques grains de tourmaline vert-bleu et quelques zircons roulés.

- 3 - Schistes satinés bleus, avec intercalation de schistes légèrement calcaireux ou légèrement gréseux, avec nombreuses amygdales de quartz. Le pendage est faible (10 - 15° Ouest).

Des lits irréguliers, lenticulaires, de quartz en granules très fins (0,002 à 0,005 mm) s'intercalent dans la trame phylliteuse composée de lamelles de séricite orientées soit parallèlement au plan de schistosité, soit en travers. De véritables phénomènes de micro-boudinage s'observent.

- 4 - Schistes satinés bleus légèrement ondulés.
- 5 - Grès feldspathique plissé et altéré sur une épaisseur de 20 m (pendage SW 25°).

La texture est granoblastique orientée, plissotée, hétérogranulaire fine (0,02 - 0,05 et 0,2 - 0,3 mm), le quartz très dominant est accompagné de grains arrondis de feldspath essentiellement plagioclases, de séricite, de granules d'épidote, de rares cristaux de tourmaline, de zircons plus ou moins altérés, de sphène et leucoxène.

- 6a - Grès conglomératique étiré formant la base du niveau précédent.
- 6b - Micropoudingue à galets de granodiorite, de granite à muscovite, d'épidote.
- 7 - Mince niveau de schistes gris acier feldspathiques correspondant à une pélite très légèrement métamorphique.
- 8a - Arène de granite leucocrate à épidote.
- 8b - Granite à muscovite, truffé de filons de quartz, altéré".

D'autres coupes de cette région de bordure donnent à nouveau une partie des éléments de cette coupe, mais jamais avec la même continuité. Dans toutes ces coupes, granite et série métamorphique sont apparus feuilletées en parfaite concordance, à tel point qu'il était souvent difficile, sur le terrain, en l'absence d'affleurement de conglomérat, de savoir dans quelle formation on se trouvait; l'étude des lames minces, en revanche permet toujours de distinguer arkoses et granite laminé.

La poursuite vers l'Est de la coupe d'Agouemit montre successivement :

- le granite à muscovite, feuilleté suivant des plans N-S à pendage W, injecté de quartz blanc et riche en poches ou filons d'épidotites;
- un petit affleurement de granite à amphibole. Je n'ai pu voir le contact entre les deux granites;
- à nouveau le granite à muscovite, souvent pegmatitique, feuilleté suivant des plans 80° à 100° , pendage 20° à 30° S. Une linéation, due à des stries et cannelures visibles sur ces plans est 80° à 100° , plongement nul ou faible vers l'W. Dans le cas extrême, le granite est réduit à une pâte schisteuse blanche où ne se distinguent plus que les points roses des feldspaths potassiques et les paillettes de muscovite.

Cette direction de linéation, 90° à 100° plongement W, apparaît également dans les grès feldspathiques de la série métamorphique; elle est reprise par des rides tardives, anastomosées, de direction moyenne méridienne. Aucune observation directe dans cette région d'Agouemit ne me permet de l'interpréter comme axe a ou b.

Par cette coupe G. ROCCI démontrait la nature détritique de la série métamorphique, en cet endroit du moins, ainsi que l'existence d'une séquence continue allant d'un conglomérat de base à des quartzites très purs.

Deux faits très importants étaient encore mis en évidence :

- les granites du Guidimaka, se retrouvant en galets dans le conglomérat de base de la série métamorphique, constituent, par rapport à cette série, un socle plus ancien;
- ce conglomérat se retrouvant régulièrement au contact entre la série métamorphique et le granite, on peut dire que la série repose ici en place sur le granite, et n'a donc pas subi de charriages d'envergure.

Coupe de l'oued Niomel

L'oued Niomel et ses affluents de rive droite fournissent, entre les monts d'Arsane et la montagne d'Artemou, une coupe relativement continue sur 6 km (fig. 28) où alternent des affleurements de quartzschistes, séricitoschistes et conglomérats. La schistosité est en moyenne méridienne, de pendage 20° à 30° W, sauf aux abords de la faille F où elle est reprise par des mouvements postérieurs.

La répétition périodique dans cette coupe des mêmes faciès, conglomérat en particulier, l'absence d'importantes (sauf à l'extrémité est) failles visibles sur le terrain, enfin la mise en évidence dans les monts d'Arsane de structures synclinales déversées vers l'Est, apparentes dans leurs trois dimensions, m'ont conduit à interpréter cette coupe comme celle d'une série plissée dans un style isoclinal et déversée vers l'Est. L'interprétation proposée (fig. 25) repose sur la double hypothèse que le conglomérat se trouve toujours, comme à la bordure est, à la base de la série et que les plans axiaux des plis sont parallèles aux schistosités mesurées.

De cette interprétation se déduit l'échelle stratigraphique suivante, identique dans ses grandes lignes à celle de la coupe d'Agouemit :

De haut en bas :

- Quartzschistes supérieurs
- Quartzites (50 à 100 m)
- Quartzschistes inférieurs (50 à 100 m)
- Séricitoschistes, bleus au sommet, verts à la base (50 à 300 m)
- Conglomérat : (20 à 300 m visibles).

Les puissances sont données ici à titre purement indicatif. Au stade actuel de l'étude, il est impossible d'évaluer les possibles variations d'épaisseur apparente dues au jeu des microplis et aux failles directionnelles. D'autre part, le dessin de coupe proposé est très schématique et ne peut représenter, dans le détail, qu'une des nombreuses interprétations possibles. Seule une coupe géophysique permettrait d'évaluer la profondeur à laquelle se trouve le socle, et ainsi de donner une appréciation globale plus juste.

Une description de cette coupe, banc par banc, devant être fastidieuse, j'en regrouperai les informations avec celle de l'ensemble du massif d'Artemou dans la description détaillée de cette échelle stratigraphique.

Services de la terre
BIUS
JUSSEU
CADIST

e) Etude pétrographique du massif d'Artemou

De haut en bas de l'échelle stratigraphique, nous rencontrons,

- Quartzschistes supérieurs (montagne d'Artemou) : présentent les mêmes caractères que les quartzschistes inférieurs décrits ci-dessous.
- Quartzites roses ou mauves, orientés, à schistosité plus ou moins marquée.

Microscopiquement, des lentilles de quartz à bords effilochés, d'allongement 0,1 à 0,5 mm, orientées parallèlement à un plan (foliation) dominant dans un ciment de petits quartz et rares filonnets concordants de séricite. Tourmaline détritique et petits zircons sont présents. La couleur rose est due à un fin entrelacs de filonnets limonitiques.

- Quartzschistes inférieurs

Les quartzites précédents passent en continuité, par augmentation de la teneur en phyllites, à des quartzschistes mauves bien schistoux à teintes d'altération blanchâtres ou argentées.

Microscopiquement, les lentilles orientées de quartz dont l'allongement moyen varie de 60 μ à 500 μ , sont moulées par des lits ou filonnets de séricite légèrement pléochroïques, de petits quartz et de petites albites xénomorphes. Les feldspaths détritiques, toujours présents, sont parfois abondants; ils sont toujours altérés, (kaolinisation), xénomorphes, non maclés ou maclés albite, parfois cataclasés et envahis par le ciment. Tourmaline bleu vert détritique et petits zircons sont assez constants. Apatite, épidote et calcite peuvent être présents. L'ilménite est souvent abondante, la limonite plus rare. L'oligiste peut être présent.

Les lentilles de quartz, les feldspaths, les lits ou filonnets sériciteux, les grains d'ilménite, sont disposés parallèlement à un plan de foliation. Un litage millimétrique entre lits plus ou moins riches en phyllites a parfois été noté, concordant avec cette foliation et représente certainement une ancienne stratification : il est peu probable que le faible métamorphisme qui a affecté ces roches ait pu amener une redistribution des éléments.

Schistes satinés bleus

Les quartzschistes passent continûment, par augmentation de la teneur en phyllites et diminution du grain du quartz, aux schistes satinés bleus, formation tendre, finement schisteuse, souvent affectée de rides tardives.

Microscopiquement, le quartz peut se présenter comme ci-dessus en lentilles à bords effilochés ou en groupement lenticulaires orientés. Il peut également former des individus tabulaires, toujours disposés parallèlement au plan de foliation. Les phyllites, abondantes, sont de la séricite légèrement pléochroïques, statistiquement orientée parallèlement à la foliation, et parfois de la chlorite plus ou moins abondante.

Comme dans les quartzschistes, les plagioclases détritiques sont fréquents; tourmaline, zircons, épidote, apatite, carbonates sont plus ou moins représentés.

L'ilménite ou l'oligiste sont souvent abondants, en grains allongés parallèlement à la foliation.

Enfin, un litage millimétrique est fréquent entre zones plus ou moins riches en phyllites. La taille des grains de quartz varie alors en raison inverse de la richesse en phyllites. Des chapelets de grains métalliques automorphes, martite princi-

palement, ont été vus dans une lame, disposés plus ou moins parallèlement à ce litage, que nous interprétons encore comme une stratification. Litage et foliation ont toujours été trouvés concordants.

Ce niveau de schistes satinés bleus n'a pas une grande continuité latérale dans la série de M'Bout, et souvent les quartzschistes inférieurs reposent directement sur le niveau inférieur de séricitoschistes verts que nous allons étudier ci-dessous.

Séricitoschistes verts

Peu différents, à part la couleur, des schistes satinés bleus, ces séricitoschistes ont une continuité latérale bien meilleure et forment la majorité des affleurements schisteux des massifs de bordure est. Au contact, les deux faciès ne sont pas franchement distincts et il est impossible de placer une limite nette entre eux.

Plus ou moins riches en quartz, les séricitoschistes verts peuvent être tendres et cohérents comme les schistes satinés bleus, ou plus durs et se débitant en plaquettes suivant la schistosité. Dans ce dernier faciès, les pastilles d'altération limoniteuses sont fréquentes, allant jusqu'à donner à tout le schiste une teinte rouille.

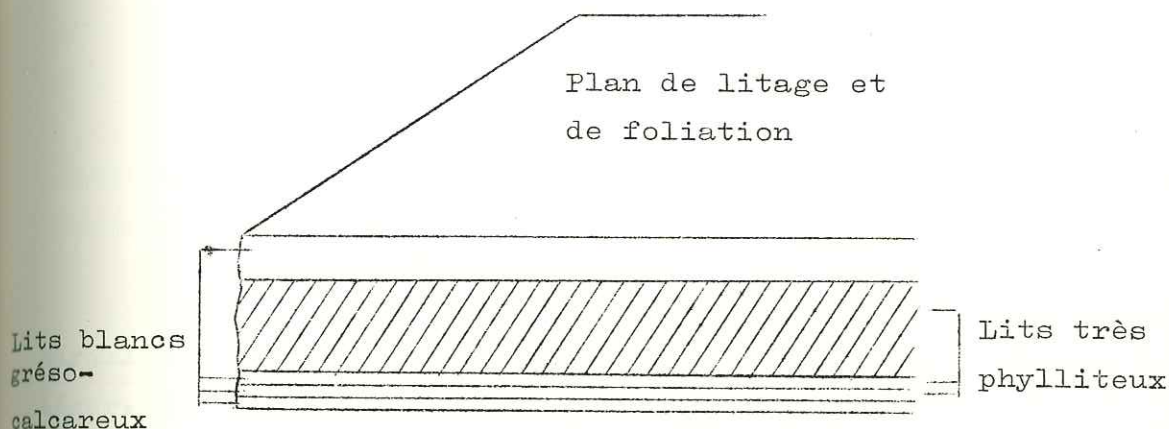
L'existence d'un litage millimétrique par bandes plus ou moins riches en phyllites est fréquent. En plusieurs endroits, j'ai observé une alternance rythmique centimétrique de couches d'origine argileuse et de passées finement gréseuses, bien classées, souvent lenticulaires, où la granulométrie des éléments peut aller du millimètre au dixième de millimètre. En deux points, ont été observés des granoclasses progressifs et rythmiques (graded bedding) tout à fait caractéristiques.

sciences de la terre
BIUS
JUSQU'
GADIS

La schistosité et les incontestables surfaces de stratification décrites ci-dessus ont toujours été observées parallèles.

Echantillon F 595 Lat. 15°30'40" - Long. 12°21'

Macroscopiquement



Les lits, gréseux ou phylliteux, sont très cohérents, finement schisteux. Les phyllites, invisibles à l'oeil nu, donnent aux surfaces un éclat satiné.

Microscopiquement

Lits phylliteux Séricite largement prépondérante sur le quartz, bien orientée parallèlement à un plan (foliation) et légèrement pléochroïque avec une teinte maximale vert très clair.

- Mince lits de chlorite
- Quartz lenticulaire, orienté parallèlement à la foliation - dimensions moyennes 15 μ x 60 μ
- Feldspaths limpides - dimensions légèrement supérieures
- Leucoxène assez abondant, ilménite, apatite.

Lits gréseux

- Quartz, de diamètre moyen 150^µ, légèrement lenticulaire et orienté parallèlement à la foliation, à égalité avec un carbonate
- Feldspath : même granulométrie, xénomorphe, non maclé ou maclé albite
- Carbonate (calcite) abondant, en plages floues sans clivage ni macles visibles
- Séricite, disposée parallèlement à un plan (foliation), subordonnée
- Tourmaline, un peu de limonite, grains d'ilménite, leucoxène.

Litage et foliation des différents lits sont parfaitement parallèles. Le métamorphisme qui a affecté cette roche est très léger.

Conglomérat

La formation qui affleure sous le niveau homogène de séricitoschistes verts de l'oued Niomel comporte des alternances de séricitoschistes verts, d'arkoses et de conglomérats. Ces deux derniers faciès sont identiques à leurs équivalents de la bordure ouest, mais se présentent ici avec une puissance totale bien supérieure. Ils affleurent particulièrement bien dans l'oued Niomel et ses affluents de rive droite.

Les types les plus grossiers montrent des galets étirés, allant de 1 cm jusqu'à 1 dm de plus grande dimension, souvent bien reconnaissables à l'oeil nu : granites, granite à muscovite en particulier, épidotites, quartzites verdâtres, arkoses, pegmatites et pastilles schisteuses vertes, dans un ciment souvent légèrement calcareux, identique d'aspect au matériau des séricitoschistes verts sus-jacents.

Les types fins montrent des grains millimétriques principalement feldspathiques dans un ciment tantôt identique au précédent, tantôt plus dur et cohérent.

Tous les intermédiaires existent entre ces granulométries extrêmes, mais chaque banc est assez homogène, une classe de grains dominant toujours nettement sur les autres. Les passages suivant une coupe verticale entre conglomérats, arkoses et séricitoschistes peuvent se faire d'une façon brusque ou au contraire par une évolution progressive.

L'étude microscopique a permis de reconnaître que les grains des faciès fins et les galets des faciès grossiers sont formés aux dépens des mêmes éléments.

Exemple de galets

- Diorite quartzique

Plagioclase altéré à tendances automorphes, quartz, biotite altérée (L.M. G. ROCCI/8A).

- Granodiorite

Quartz, plagioclases altéré, épidote, apatite, zircon, microcline peu abondant (L.M. G. ROCCI/GUI 22 : bordure est).

- Granite à biotite

Plagioclase altéré, à tendance automorphe, microcline albitisé, quartz xénomorphe, biotite chloritisée, épidote, zircon, hématite (L.M. G. ROCCI/GUI 88).

Quartz en grandes plages poecilitiques, plagioclase altéré, microcline albitisé, biotite chloritisée, zircons, épidote (L.M. R. LILLE/D 300³).

- Granite à muscovite

Quartz engrené, plagioclase altéré, microcline, biotite, muscovite en grandes lames, zircons (L.M. G. ROCCI/GUI 22 : bordure est).

Quartz dominant, microcline, plagioclase, muscovite en grandes lames, hématite (L.M. R. LILLE/D 100).

- Epidotites, arkoses, quartzites, quartz, sont également fréquents.

Dans le ciment se retrouvent, emballés dans une trame identique à celle des séricitoschistes verts sus-jacents, tous les minéraux des roches citées ci-dessus, en phénocristaux de taille variable : feldspaths, muscovite, biotite, épidote, etc... La tourmaline est également fréquente. Les plagioclases sont parfois automorphes, mais le plus souvent cataclasés et altérés.

Théoriquement, ces phénocristaux feldspathiques pourraient être d'origine volcanique, comme dans le secteur central, aussi bien que d'origine purement détritique. La liaison, évidente sur le terrain, entre les arkoses et les conglomérats, l'existence dans ces arkoses de grains détritiques de toutes sortes à côté des phénocristaux feldspathiques dominants, suggèrent une origine principalement détritique; toutefois, l'hypothèse d'une double alimentation n'est nullement à rejeter.

Dans les galets de roches granitiques, on reconnaît identiques à eux-mêmes, les différents faciès de granites du Guidimaka qui affleurent à proximité.

f)- Conclusion à l'étude du massif d'Artemou

En résumé, nous avons mis en évidence dans le massif d'Artemou une série sédimentaire comportant les niveaux suivants, de bas en haut :

- Conglomérat de base à galets de socle, étiré et légèrement métamorphique. La taille des galets varie, suivant les bancs, de quelques millimètres à une dizaine de cm, chaque banc étant assez bien calibré.
- Séricitoschistes verts plus ou moins quartzeux montrant, là où le métamorphisme ne les a pas effacées, des successions rythmiques centimétriques de niveaux finement gréseux granoclassés et de niveaux d'origine argileuse.
- Une séquence schistes satinés bleus - quartzschistes - quartzites où l'on passe continûment d'un séricitoschiste à phyllites dominantes et quartz fin à un quartzite à séricite rare et grain plus gros.
- Enfin, une récurrence de quartzschistes.

Le métamorphisme est léger : zone des micaschistes supérieurs, ou sous faciès quartz - albite - muscovite - chlorite du faciès schiste vert.

Confirmant les observations de G. ROCCI (1962), on note dans les premiers termes de cette série une diminution continue de la teneur en feldspaths détritiques depuis le conglomérat jusqu'aux quartzites où ils sont totalement absents. En revanche, il me paraît difficile de parler d'un affinement continu de la sédimentation, les schistes satinés bleus, en particulier, constituant un matériau à bien des égards plus fin que les quartzites sus-jacents.

Considérant, ce qui est assez probable, que la série sédimentaire du massif d'Artemou est une série marine, on peut y voir la succession et l'évolution suivante (A. LOMBARD, 1956).

Régression	{	Détritiques fins (quartzites)
	{	Colloïdes, pélites (séricitoschistes)
Transgression	{	Détritiques fins (arkoses)
	{	Détritiques grossiers (conglomérats).

Cette série, des conglomérats aux quartzites, constitue donc un cycle sédimentaire comportant une transgression (des conglomérats aux séricitoschistes) et une régression (des séricitoschistes aux quartzites). Les conglomérats et arkoses correspondant visiblement à des mouvements relatifs rapides entre la mer et des reliefs en voie de destruction. La régression des séricitoschistes aux quartzites a en revanche un caractère de progressivité marqué. Enfin, les quartzschistes supérieurs constitueraient l'amorce d'une nouvelle transgression.

Le plissement de cette série étant assez complexe et les plis mésostructuraux venant augmenter les épaisseurs apparentes des couches de façon inappréciable, il est difficile de lui fixer des puissances. Disons, comme ordre d'idée, 800 m au maximum pour l'épaisseur visible à l'intérieur du massif (quartzschistes supérieurs non compris), 170 m en bordure est. Les conglomérats et arkoses en particulier passent de 200 ou 300 m visibles au centre du massif à quelques dizaines de mètres en bordure est; les séricitoschistes verts, d'un minimum de 100 m à l'intérieur, ne sont plus représentés en bordure est, et ceci sans que les laminages semblent plus importants en bordure qu'à l'intérieur.

De l'Est à l'Ouest, de la bordure à l'intérieur du massif, on note donc un épaissement de la série et, en particulier, l'apparition d'un puissant conglomérat de base ainsi que le développement d'une sédimentation présentant des caractères de flysch (séricitoschistes verts essentiellement).

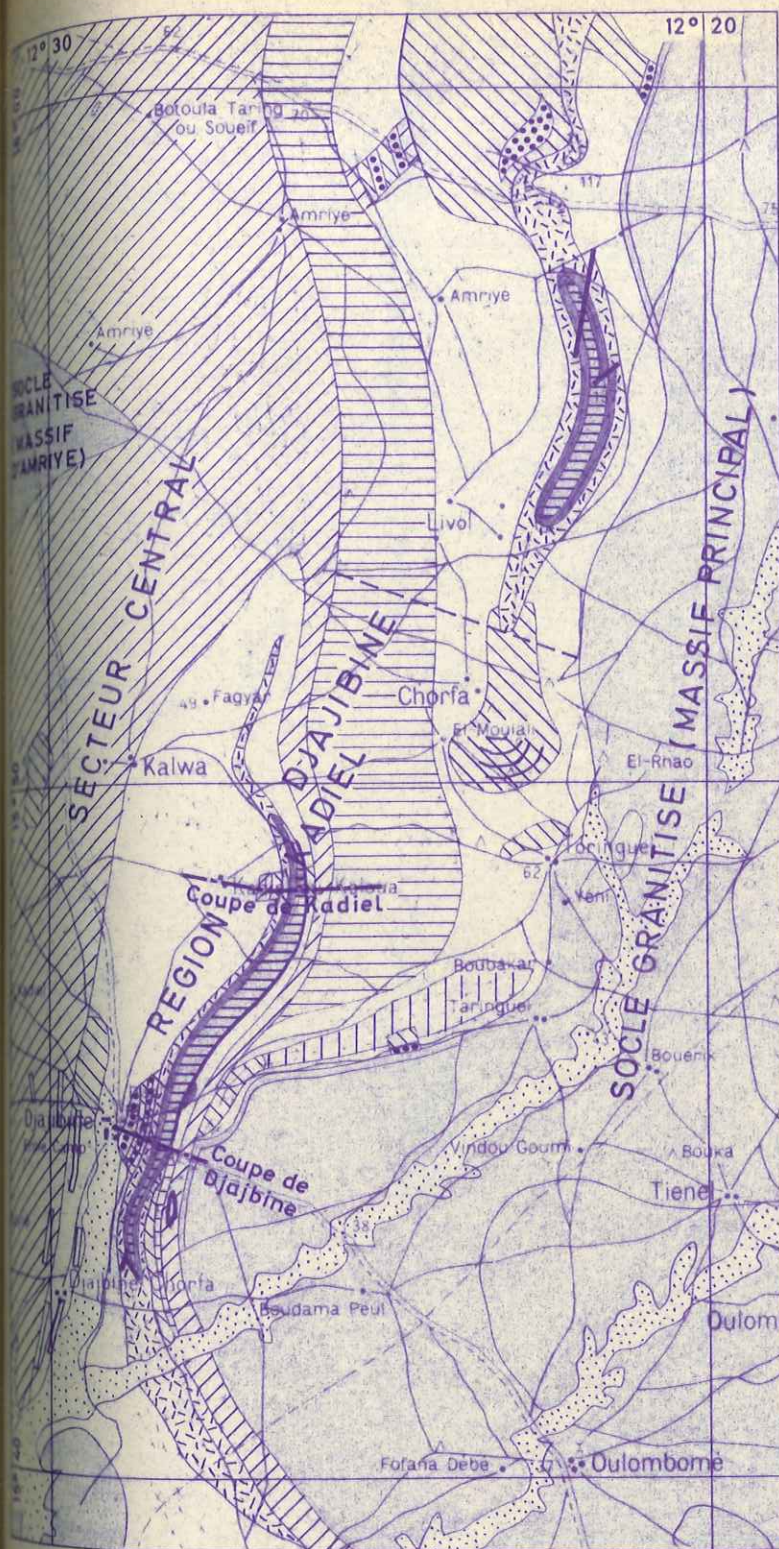
La distribution actuelle des affleurements de socle et de série sédimentaire paraît donc refléter une structure contemporaine du dépôt de cette série et reprise par des accidents tectoniques récents. On peut penser par exemple, qu'à l'époque de ce dépôt, des reliefs occupaient approximativement l'emplacement du massif principal actuel de socle granitique et qu'à l'Ouest de ceux-ci un bassin ou une fosse fonctionnait comme un piège à sédiments. Ainsi on peut estimer que "les nouvelles directions structurales" de la tectonique récente "se faisaient sentir depuis le commencement du dépôt de la série sédimentaire" (E. WEGMANN, 1947).

I.2.1.4.3- Région Djajibine Kadiel

a)- Généralités (fig. 29)

La crête de quartzschistes qui prolonge au Nord la montagne d'Artemou se suit, en photogéologie, jusqu'au Sud du village de Djajibine où affleurent de nouveau les quartzites en une double crête, dominant à l'Est la plaine granitique. L'une de ces crêtes se poursuit ensuite vers le Nord, sur 20 km; la seconde se termine rapidement au toit d'une faille.

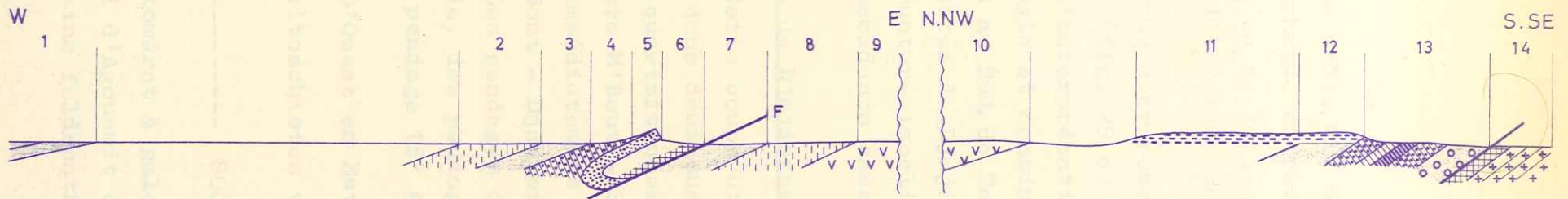
Les différentes roches de ce secteur sont très laminées, souvent difficilement reconnaissables. Des failles directionnelles, jouant le même rôle que les failles de bordure ouest de la montagne d'Artemou, viennent compliquer les structures et ce



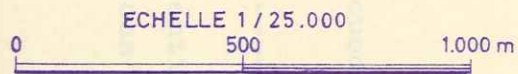
SERIE DE M'BOUT
 CARTE DE LA REGION
 DJAJIBINE KADIEL

- Alluvions récentes
- Quartzschistes supérieurs
- Quartzites
- Quartzschistes inférieurs
- Séricitoschistes bleus ou verts
- Conglomérats et arkoses
- Tufs volcano-sédimentaires acides
- Schistes verts et roches vertes
- Cailloutis de quartz recouvrant la Série de M'Bout
- Sol argilo-sableux recouvrant la Série de M'Bout
- Socle granité
- Filon de quartz

ECHELLE 1/200.000
 0 2 4 6 8 km

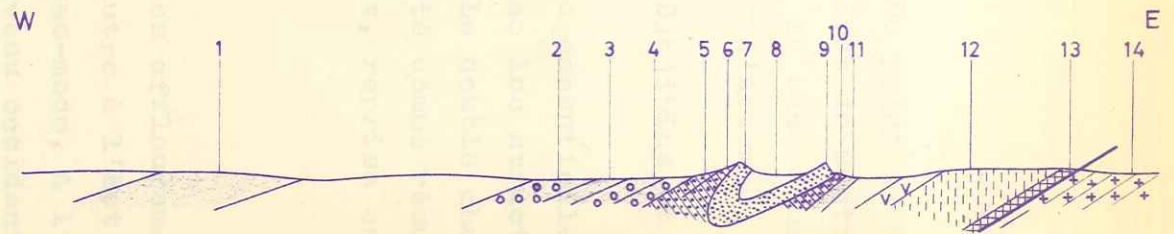


-  Quartzites
-  Quartzschistes inférieurs
-  Schistes satinés bleus
-  Séricitoschistes
-  Conglomérats et arkoses
-  Tufs volcanosédimentaires acides
-  Schistes verts et roches vertes
-  Granites du socle



COUPE LE LONG DE LA PISTE
DJAJIBINE M'BOUT

FIG.31



sciences de la terre
B I U S
J U S S E A U
C A D I S

secteur se prête mal à une étude tectonique. Du point de vue stratigraphique en revanche, il a le gros intérêt de montrer l'apparition de faciès volcano-sédimentaires à la base d'une séquence détritique analogue à celle du massif d'Artemou.

Nous décrirons deux coupes, celle de Djajibine et celle de Kadiel (fig. 29 et 30).

L'interprétation structurale est faite essentiellement par analogie et continuité photogéologique avec les structures d'Artemou au Sud, de Tajalt M'Beidia au Nord. Le double chaînon de quartzites de Djajibine est ainsi interprété comme résultant d'une structure isoclinale déversée vers l'Est, reprise ensuite par des accidents cassants.

b)- Coupe de Djajibine (fig. 30)

Cette coupe utilise essentiellement les affleurements observés dans deux oueds, l'un à l'Ouest, l'autre à l'Est des chaînons quartzitiques. Elle correspond, grosso-modo, à l'axe de la piste M'Bout - Sélibabi. Son premier niveau occidental succède immédiatement au dernier niveau sud de la coupe de la piste M'Bout - Djajibine (secteur central).

Les pendages dessinés sur la figure 30 sont, comme d'habitude, des pendages de schistosité. Celle-ci est en moyenne N.NE, pendage 15° à 20° W.

D'Ouest en Est, on rencontre :

- 1 - Séricitoschistes verts, d'aspect satiné, de l'oued Djajibine

----- 800 m sans affleurement -----

- 2 - Conglomérat à galets centimétriques étirés, identique à celui d'Agouemit et comportant des intercalations d'arkoses à grains feldspathiques millimétriques

- 3 - Séricitoschistes verts identiques à 1
- 4 - Conglomérats et arkoses identiques à 2
- 5 - Schistes satinés bleus
- 6 - Quartzschistes mauves
- 7 - Crête de quartzites roses, à schistosité bien marquée, se débitant en plaquettes. Des ondulations N-S et E-W reprennent cette schistosité
- 8 - Quartzschistes mauves (quartzschistes supérieurs)
- 9 - Deuxième crête de quartzites roses, identique à la précédente passant en continuité à :
- 10 - Quartzschistes mauves identiques à 6
- 11 - Séricitoschistes verts identiques à 1
- 12 - Schistes micacés feldspathiques, généralement blancs, friables, à lits micacés vert clair, laissant parfois voir en relief des nodules feldspathiques millimétriques. Des passages épidotisés ou des amygdales de quartz épidote subconcordantes sont fréquentes. Vers le bas de la coupe, un matériau très feldspathique forme des nids de plusieurs décimètres ou des passées légèrement discordantes sur la schistosité. L'aspect est identique à celui des tufs volcano-sédimentaires du secteur central
- 13 - Mince niveau mylonitique, très riche en épidote
- 14 - Granodiorite, très laminée et épidotisée.

Le contact entre schistes et granite n'est pas toujours aussi net qu'il le semble sur cette coupe. Plus au Sud, j'ai observé une écaille de granite (granite à muscovite cette fois) dans les tufs volcano-sédimentaires du niveau 13. R. DARS et J. SOUGY (1964) signalent de même "une récurrence de mylonite de granodiorite au milieu des schistes tufacés, eux-mêmes écrasés".

Le laminage de la granodiorite, dans la coupe, est tel qu'il provoque l'apparition d'un feuilletage absolument parallèle à la schistosité de la série sus-jacente. Des linéations, linéation minérale dans les schistes, étirement apparent de la roche dans la granodiorite, sont également rigoureusement parallèles dans l'une et l'autre formation : en moyenne 105° , plongeant 22° W.

La partie orientale de cette coupe, des quartzites au granite, avait déjà été étudiée dans plusieurs publications ou rapports : L. RIENAUD (1958), G. ROCCI (1961), R. LILLE (1963), R. DARS et J. SOUGY (1964). Les interprétations données divergent sensiblement suivant les auteurs, ce qui peut être dû à la tectonisation particulièrement poussée de ce secteur, mais ce qui nous intéresse présentement: l'étude stratigraphique de la série métamorphique, n'a pas été modifiée depuis le rapport de G. ROCCI, auquel on doit en particulier la première description des faciès volcano-sédimentaires du niveau II.

c)- Coupe de Kadiel (fig. 31)

7 km au Nord de la coupe précédente, dans le prolongement de la structure de Djajibine, la coupe de Kadiel présente avec celle-ci les différences suivantes, d'Ouest en Est.

- Dans le prolongement des conglomérats de la coupe de Djajibine, nous trouvons des arkoses à phénocristaux feldspathiques millimétriques automorphes : tufs volcano-sédimentaires.
- Dans le prolongement théorique des quartzschistes supérieurs et de la corniche orientale de quartzites roses de Djajibine (niveau 9), n'affleurent plus que des schistes essentiellement quartzeux, blancs, sans cohésion, à débit planaire ou linéaire, que j'interprète comme des mylonites.

RECHERCHES GÉOLOGIQUES
JUGOSLAVIE
GADIST

- A L'Est des tufs volcano-sédimentaires E, prolongement du niveau 11 de la coupe de Djajibine, on trouve des schistes verts et roches vertes identiques à ceux de la piste M'Bout - Soufa (secteur central). Leur schistosité est parallèle à celle des formations précédentes.
- Enfin, cette coupe n'a pas rencontré d'affleurements de granodiorite : en effet, au Nord de la coupe de Djajibine, le contact entre série métamorphique et massif granitique principal subit une brusque inflexion vers l'Est, si bien que ce contact se trouve 4 km au S.SE ou 4 km à l'Est des schistes verts de la coupe de Kadiel. Le manque d'affleurements, la présence probable de failles intéressant le socle comme la série métamorphique, nous empêche d'interpréter sûrement la structure de cette bande de 4 km.

On trouvera, en annexe, la description détaillée de cette coupe de Kadiel, prolongée par une coupe N.NW-S.SE menée jusqu'au contact avec le massif granitique principal et montrant à nouveau, comme à Agouemit, la présence d'un niveau conglomératique à la base des schistes du contact.

d) - Interprétation - Echelle stratigraphique

Nous laisserons provisoirement de côté la question des rapports entre série métamorphique et granite. L'ensemble de ces deux coupes nous pose, à part celui-là, deux problèmes principaux :

- problème de la disparition du chaînon oriental de quartzites
- problème des relations entre conglomérat et tufs volcano-sédimentaires.

1)- Le chaînon oriental de quartzites de Djajibine disparaît sous le recouvrement argilo-sableux, 500 m au Nord de la coupe. 1 km au N.NE, on en retrouve des lambeaux au toit d'une faille à remplissage de quartz blanc, dont le plan est parallèle à la schistosité générale. Plus au Nord, en particulier au niveau de la coupe de Kadiel, n'apparaissent plus, dans le prolongement théorique de ces quartzites et des quartzschistes supérieurs, que les mylonites quartzieuses décrites ci-dessus. La structure, au niveau de la coupe de Kadiel, dériverait donc de celle de Djajibine par laminage d'une partie du flanc normal du synclinal.

2)- L'interprétation structurale proposée implique des passages latéraux entre conglomérat et tufs volcano-sédimentaires :

- dans le flanc inverse du synclinal, sur une distance de 6 km entre la coupe de Djajibine et celle de Kadiel;
- entre le flanc inverse et le flanc normal du synclinal, sur une distance de 1 à 2 km, dans la coupe de Djajibine;
- enfin, dans le flanc normal, sur une distance de 27 km entre la coupe de Djajibine et celle d'Agoumit.

Le deuxième passage latéral, en particulier, apparaît extrêmement rapide, toutefois

- ce que j'ai figuré en conglomérat représente en réalité un ensemble de conglomérats et d'arkoses à phénocristaux feldspathiques millimétriques. Etant donné le degré de laminage des roches, il est impossible de dire s'il s'agit d'arkoses d'origine détritique ou de tufs volcano-sédimentaires;

- d'une façon plus générale, j'ai déjà signalé, dans l'étude du massif d'Agouemit, qu'il est impossible de distinguer, dans les conglomérats, d'éventuels apports volcano-sédimentaires des apports purement détritiques, la cataclase et l'altération des feldspaths ayant pu faire disparaître les caractères morphoscopiques primaires.

Dans ces conditions, les niveaux volcano-sédimentaires peuvent être beaucoup plus continus qu'il ne semble, seuls les conglomérats étant lenticulaires. Nous avons vu dans le massif d'Agouemit l'exemple de variations latérales rapides dans la puissance de ces conglomérats, ce qui n'a, d'un point de vue théorique, rien d'étonnant.

De ces interprétations se déduit l'échelle stratigraphique suivante, valable pour cette région de Djajibine - Kadiel. De haut en bas :

- Quartzschistes supérieurs
- Quartzites roses à séricite (40 m)
- Quartzschistes mauves (50 m)
- Séricitoschistes bleus ou verts (50 m)

Conglomérats, arkoses et séricitoschistes verts (250 m)	}	ou	}	(Tufs volcano-sédimentaires acides Schistes verts et roches ver- tes (ces derniers présents seulement au Nord du secteur).
---	---	----	---	--

L'une de ces échelles, celle qui ne contient pas de faciès volcano-sédimentaires, est tout à fait comparable à celle du massif d'Artemou. Ici encore, les puissances sont données uniquement à titre indicatif. Elles sont comparables à celles qu'on rencontre soit en bordure est (quartzites, quartzschistes, séricitoschistes), soit à l'intérieur (conglomérats et arkoses) du massif d'Artemou.

e)- Etude pétrographique

Je ne décrirai ci-dessous, que les niveaux présentant des caractères originaux par rapport à leurs équivalents du massif d'Artemou.

- Quartzites roses

Leur aspect macroscopique plus schisteux que dans le massif d'Artemou reflète certaines différences microscopiques.

Echantillon D 528 Lat. 15°43' - Long. 12°29'

Quartz prépondérant

Séricite rare, légèrement pléochroïque

Tourmaline, zircons, hématite, fin lacinis de limonite.

Les grains de quartz, au lieu d'être lenticulaires comme dans les échantillons du massif d'Artemou, sont tabulaires, très aplatis, limités par des surfaces planes parallèles entre elles et donnant à la roche sa schistosité. Leur plus grande dimension va de 10 à 500 μ . La séricite, rare, est en filonnets parallèles à cette schistosité (foliation).

Dans certains gros grains de quartz à extinction roulante, sont visibles des plans de microcataclases parallèles également à cette schistosité qui semble donc avoir été provoquée par une fragmentation mécanique accompagnée de recristallisation affectant un matériel initialement plus grossier.

Ainsi s'explique ce délit en plaquettes des quartzites de Djajibine contrastant avec l'habituelle cohérence de ces roches dans la Série de M'Bout.

- Tufs volcano-sédimentaires acides

Pétrographiquement, ces roches ne sont pas différentes de leurs équivalents du secteur central.

Echantillon D 68 Lat. 15°44'30" - Long 12°28'

- Macroscopiquement

Calcséricitoschistes contenant des phénocristaux feldspathiques millimétriques.

- Microscopiquement

Un ciment orienté se moule autour de phénocristaux pouvant avoir plusieurs millimètres.

- Ciment

Muscovite	Feldspaths limpides xénomorphes (non maclés
Calcite	ou maclés albite)
Quartz	Epidote
	Limonite
	Ilménite

- Phénocristaux

Albite à macles complexes (albite et péricline en particulier)

- La muscovite est bien orientée, donnant au schiste sa foliation; elle est légèrement pléochroïque avec une teinte maximale vert très clair.
- La calcite se présente en plage ou filonnets discontinus.

- Les phénocristaux d'albite sont à tendance automorphe, mais ont subi une légère cataclase. Le fond en est nuageux (très fines inclusions non identifiables). Ils sont fréquemment maculés de calcite, plus rarement d'épidote. Des "ombres de pression" (pressure shadows) sont souvent visibles aux extrémités des phénocristaux, contenant en particulier de la calcite, de la muscovite et de petits feldspaths xénomorphes de néoformation.

L'étude à la platine universelle a montré de l'albite An0 à An05.

D'autres lames de la coupe de Djajibine ont des caractéristiques semblables. Epidote, tourmaline bleu vert, zircons peuvent être présents et plus ou moins abondants. Les phénocristaux feldspathiques sont fréquemment corrodés par le ciment; des filonnets de quartz et épidote peuvent recouper la foliation (échantillon D 67); enfin un litage entre zones plus ou moins riches en quartz et en phyllites peut être visible, parallèle à la foliation due à l'orientation des minéraux de métamorphisme (échantillon D 59).

Nous voyons à l'origine de ces roches des tufs volcano-sédimentaires acides, identiques à ceux du secteur central, métamorphisés dans le sous-faciès quartz - albite - muscovite - chlorite du faciès schiste vert. La tendance automorphe des phénocristaux d'albite, leur ennuagement, le fait que le ciment se moule autour de leur contour, l'existence d'ombres de pression, laissent peu de doute sur leur caractère primaire (antérieur au métamorphisme). La fréquence des inclusions de calcite suggère, suivant un schéma classique, que ces phénocristaux étaient originellement plus calciques et ont été métamorphisés dans ce faciès schiste vert pour donner de l'albite pure.

sciences de la terre
MUS
JUSQU'
CADIST

- Schistes verts et roches vertes

Ces roches sont très comparables à leurs homologues des monts Wa-Wa ou du secteur central. Du point de vue cartographique, elles constituent le prolongement sud des schistes verts de la coupe de la piste M'Bout - Soufa (secteur central).

Comme dans les secteurs précédents, elles peuvent être massives ou schisteuses; certains échantillons des premières ont, regardées au microscope, une origine volcanique encore bien reconnaissable.

Echantillon F 99 Lat. 15°48'30" - Long. 12°26'

- Macroscopiquement

Roche massive, vert sombre, à nombreux grains feldspathiques millimétriques.

- Microscopiquement

Des phénocristaux plus ou moins reconnaissables baignent dans un ciment à structure microlitique bien visible.

- Ciment

Microlites plus ou moins limpides, un peu bourgeonnants, à macles simples ou polysynthétiques

Epidote (clinozoïsite, pistacite)

Chlorite (pennine)

Quartz

Leucoxène.

- Phénocristaux

- Phénocristaux millimétriques d'albite à tendance automorphe, mais souvent cataclasés, pénétrés et corrodés par la chlorite et l'épidote du ciment. Inclusions d'épidote, de chlorite et de nuages de fines gouttelettes non identifiables.
- Amas millimétriques d'épidote, quartz, chlorite représentant d'anciens minéraux ferro-magnésiens.

A l'origine de cet échantillon, nous voyons une roche volcanique, trachyandésite probablement, métamorphisée ensuite dans le faciès quartz - albite - muscovite - chlorite du faciès schiste vert. La structure originelle a été conservée, mais les plagioclases et les ferro-magnésiens primaires ont été transformés en minéraux de ce faciès, suivant un processus que nous avons déjà vu à l'oeuvre dans les monts Wa-Wa. La microcataclase est toutefois ici plus importante.

Les schistes verts étudiés en lame mince étant des chloritoschistes à chlorite, quartz et rare albite, des micaschistes à muscovite, abondante chlorite et quartz, et des calcschistes à quartz, muscovite, chlorite et calcite. Tous les minéraux de ces schistes contribuent à leur foliation. Les associations minérales sont caractéristiques du sous-faciès quartz - albite - muscovite - chlorite et de la zone des Micaschistes supérieurs.

Conclusion à l'étude de la région Djajibine - Kadiel

Cette région a l'intérêt, dans l'interprétation stratigraphique et structurale proposée, de montrer les relations entre une série sédimentaire identique à celle du massif d'Artemou et des faciès volcano-sédimentaires acides ou basiques comparables à ceux du secteur central.

Deux coupes nous ont situé les faciès volcano-sédimentaires acides à la base de la série, sous les séricitoschistes ou les quartzschistes inférieurs, et prenant donc la place occupée habituellement par des niveaux de conglomérats et arkoses. La rapidité des passages latéraux nous a amené à envisager, suivant une hypothèse déjà avancée lors de l'étude du massif d'Artemou, que ces conglomérats et arkoses eux-mêmes aient eu une origine double, provenant à la fois de la destruction de reliefs du socle et d'apports volcaniques.

La nature essentiellement volcano-détritique de la série de M'Bout réapparaît donc dans ce massif de bordure comme dans les monts Wa-Wa ou le secteur central. Enfin, à partir du parallèle $12^{\circ}47'$, la découverte, à la base des faciès volcano-sédimentaires acides, de laves plus basiques (trachyandésite probable) mêlées à des chloritoschistes et calchloritoschistes, renforce la ressemblance avec la série décrite dans les monts Wa-Wa.

Les contacts entre la Série de M'Bout et le socle granitique ont ici un caractère tectonique beaucoup plus accusé que dans le massif d'Artemou, et leur étude n'ajouterait rien à la connaissance interne de cette série.

Nous reverrons ce problème dans la conclusion de l'étude de la Série de M'Bout.

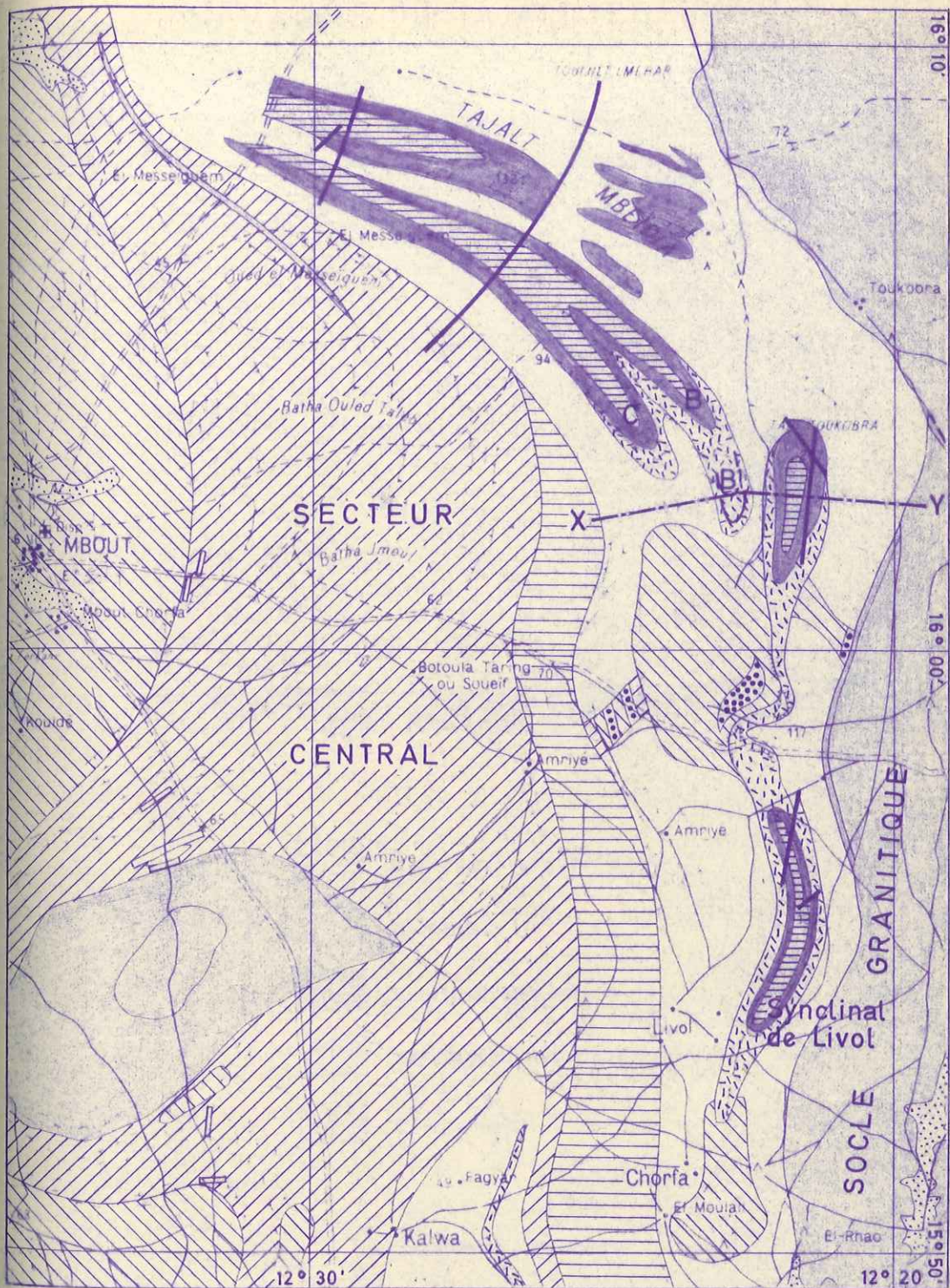
I.2.2.3.4- Massif de Tajalt M'Beidia

a)- Généralités

Nous avons vu qu'au Nord de la coupe de Djajibine, l'axe apparent du synclinal de Djajibine s'écarte de la ligne de contact entre série métamorphique et massif granitique (ceci, bien entendu, n'est vrai que dans la vision plane donnée par l'examen de la carte).

SERIE DE M'BOUT
 CARTE DU MASSIF DE TAJALT M'BEIDIA

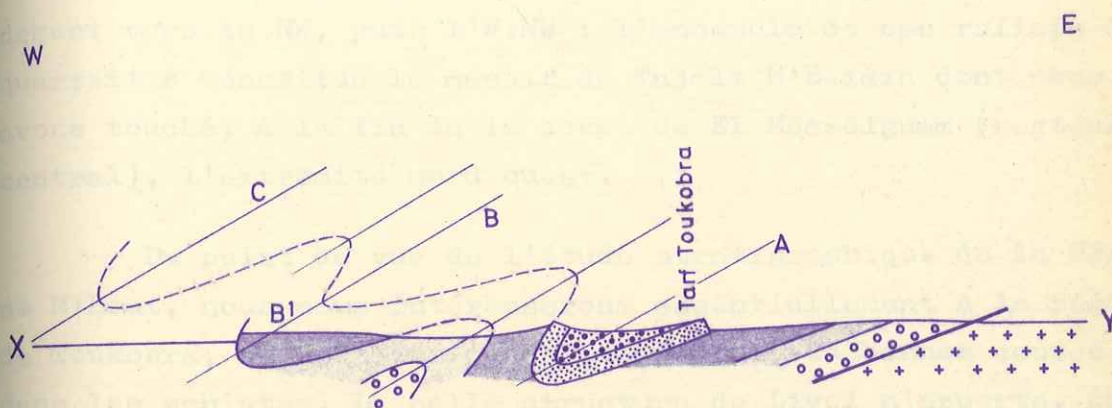
FIG.32








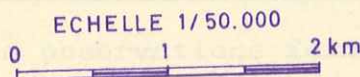
- | | | |
|---------------------------|----------------------------------|--|
| Alluvions récentes | Séricitoschistes bleus ou verts | Sol argilo-sableux recouvrant la Série de M'Bout |
| Quartzschistes supérieurs | Conglomérat et arkoses | Socle granité |
| Quartzites | Tufs volcano-sédimentaire acides | Filon de quartz |
| Quartzschistes inférieurs | Schistes verts et roches vertes | |

ECHELLE 1/200.000
 0 2 4 6 8 km

COUPE SYNTHETIQUE DU MASSIF DE TAJALT M'BEIDIA



-  Quartzschistes supérieurs
-  Quartzites
-  Quartzschistes inférieurs
-  Séricitoschistes bleus ou verts
-  Conglomérat



sciences de la terre
BIUS
JUSSIEU
CADIST

En continuant vers le Nord, de nouvelles structures apparaissent près de cette ligne de contact : synclinal de Livol tout d'abord, puis synclinal de Toukobra, symétriques de part et d'autre de la piste W-E M'Bout - Soufa, et tous deux d'axe en moyenne méridien. A l'W et au NW du synclinal de Toukobra sont visibles, dans les quartzites et quartzschistes, d'autres structures dont les axes, tout d'abord subméridiens, obloquent rapidement vers le NW, puis l'W.NW : l'ensemble de ces reliefs de quartzites constitue le massif de Tajalt M'Beidia dont nous avons touché, à la fin de la coupe de El Messeiguem (secteur central), l'extrémité nord ouest.

Du point de vue de l'étude stratigraphique de la Série de M'Bout, nous nous intéresserons essentiellement à la région de Toukobra, où certains oueds ont fourni de bonnes coupes dans les schistes. La belle structure de Livol n'apporte, du point de vue stratigraphique ou structural, aucun renseignement original. Parmi les structures orientées NW-SE, nous verrons uniquement dans ce chapitre l'extrémité SE, près de Toukobra; une coupe faite à l'extrémité NW, dans le prolongement de la coupe de El Messeiguem, est d'interprétation difficile et n'apporte aucun élément nouveau utilisable pour l'étude stratigraphique; nous l'étudierons dans la deuxième partie de cet ouvrage (Etude structurale).

b)- Région de Toukobra - Echelle stratigraphique

Les principales observations faites dans ce secteur, localisées sur la figure 32, sont les suivantes :

- Etude structurale des synclinaux de quartzites et quartzschistes A (Tarf Toukobra), B, B¹ et C.

- Coupe 1, prolongement de la coupe de la piste M'Bout - Soufa.
- Coupe 2, étudiée par G. ROCCI (1961), allant de la corniche de quartzites du Tarf Toukobra jusqu'au massif granitique.

La coupe X-Y (fig. 33) synthétise ces observations; il s'en déduit la succession stratigraphique suivante, du haut en bas :

- Quartzites schisteux supérieurs (200 m visibles) (1)
- Quartzites roses massifs, formant corniche (50 m)
- Quartzschistes (300 m)
- Séricitoschistes bleus ou verts (200 m)
- Conglomérats (100 m visibles, 30 m en bordure est).

Cette succession est tout à fait comparable à celle du massif d'Artemou. Les caractères pétrographiques des différents niveaux sont les suivants :

- Quartzites schisteux supérieurs : équivalent des quartzschistes supérieurs du massif d'Artemou, ils n'en diffèrent que par une moins grande richesse en phyllites (muscovite).
- Quartzites roses et quartzschistes inférieurs : identiques à leurs équivalents du massif d'Artemou. La schistosité (foliation), principalement provoquée par la disposition planaire des micas, et qui constitue le délit majeur des quartzschistes, est souvent mal visible et difficilement mesurable dans les quartzites qui peuvent être très massifs. A la base des quartzites et surtout dans les quartzschistes, des lits de minéraux

(1) Comme dans les autres massifs étudiés, ces épaisseurs sont données sous toute réserve, et ne peuvent donner qu'un ordre d'idée des puissances relatives.

noirs, identiques à ceux que nous avons vus dans les monts Wa-Wa, sont très fréquents et fournissent un excellent repère de la stratification. Un délit secondaire peut se faire suivant cette stratification dans les quartzites, restant toutefois, en règle générale, beaucoup mieux visible en photogéologie que sur le terrain. Sur certaines de ces surfaces, j'ai observé, dans les quartzites du Tarf Toukobra, des sillons de lignes de courants (STRAKHOV, 1957).

- Séricitoschistes : les différents faciès de séricitoschistes plus ou moins quartzeux et de schistes satinés bleus définis dans le massif d'Artemou se retrouvent également ici, où ils mériteraient toutefois plus souvent le nom de micaschistes, les lamelles de muscovite apparaissant au microscope bien individualisées. Comme dans le massif d'Artemou, la stratification est parfois observable grâce à une alternance millimétrique de lits phylliteux et de lits finement gréseux. Les seuls faciès originaux rencontrés ici sont des schistes tendres limoniteux couleur lie de vin et des schistes satinés bleus à abondants points chloriteux.

Echantillon F 30 Lat. 15°59'30" - Long. 12°22'

Macroscopiquement schiste satiné bleu, finement schisteux, à points chloriteux gros comme une tête d'épingle.

Microscopiquement

Quartz	Epidote
Muscovite	Tourmaline
Feldspath	Leucoxène
Chlorite	Hématite et ilménite

- La dimension principale des grains de quartz varie de 20 à 0,5 mm. Les petits éléments sont lenticulaires et parallèles à la foliation. Les gros, souvent anguleux, sont plus ou moins isométriques et moulés par la trame (grains détritiques).

- Les feldspaths sont également représentés, soit par des gros plagioclases altérés (inférieurs à 0,5 mm), soit par des petits individus limpides associés aux petits quartz.

- La muscovite, parfaitement incolore en lumière naturelle, à disposition planaire, donne au schiste sa foliation.

- La chlorite (pennine) forme des lentilles allongées dans cette foliation.

- Un litage millimétrique entre lits plus ou moins riches en phyllites, parallèle à cette foliation, représente sans doute une ancienne stratification.

- Conglomérats et arkoses

Les conglomérats et arkoses rencontrés dans la coupe 1, à l'Ouest du Tarf Toukobra, sont absolument identiques à leurs équivalents du massif d'Artemou : arkoses à grains de quartz et feldspaths millimétriques, conglomérats à galets centimétriques étirés et laminés dans un ciment de séricitoschistes ou de séricitochloritoschistes.

Parmi les galets, on reconnaît des roches quartzo-feldspathiques micacées, du quartz, des roches vertes, des pastilles schisteuses vertes. Le degré de laminage est tel qu'aucune information nouvelle par rapport à l'étude du massif d'Artemou ne peut en être attendue.

Comme dans le massif d'Artemou, le ciment est riche en phénocristaux divers :

Echantillon F 31 Lat. 15°59'30" - Long. 12°22'30"

Ciment : Quartz

Muscovite

Epidote

Chlorite

Leucoxène.

Phénocristaux : Plagioclases altérés

Microcline

Quartz.

La muscovite se présente en associations lamelle à lamelle, d'individus incolores en lumière naturelle et d'individus légèrement pléochroïques avec des teintes maximales vert pâle : sans doute muscovite s.s. et phengite.

- En bordure est par contre, près du contact avec la granodiorite, le laminage est moins important et G. ROCCI (1961) décrit un échantillonnage intéressant de galets :

" - Granodiorite à biotite albitisée : plagioclase automorphe séricitisé, microcline poecilitique lobé peu abondant, quartz, biotite décolorée et chloritisée, albite secondaire abondante, épidote et minerais (Ech. G. ROCCI/GUI. 118).

" - Grès quartzite : quartz détritique à auréole d'accroissement, chlorite, minéral (Ech. G. ROCCI/GUI. 118).

" - Diabase : plagioclase An 35, épidote, chlorite, quartz. Texture à tendance fluidale, les très nombreuses baguettes de plagioclase étant disposées en lits contournés venant mouler d'anciens pyroxènes complètement transformés en épidote (Ech. G. ROCCI/GUI. 120 B)".

c)- Conclusion

Ce massif de Tajalt M'Beidia n'apporte guère d'observations nouvelles au point de vue stratigraphique. La succession est identique à celle du massif d'Artemou, la seule différence étant l'abondance dans les quartzschistes inférieurs de lits de minéraux noirs identiques à ceux que nous avons analysés dans les monts Wa-Wa. Dans les conglomérats ont été reconnus, à côté des galets d'origine granitique, des galets de roches volcaniques: ces derniers peuvent en principe provenir soit du socle, soit, plus simplement, des formations volcaniques basiques que nous avons trouvées à plusieurs reprises à la base de la Série de M'Bout, et qui auraient donc ici précédé dans le temps le dépôt des conglomérats.

Ce massif, ou tout au moins son extrémité SE, a donc essentiellement l'intérêt de montrer, dans une région dont les structures sont clairement déchiffrables, le caractère général de la succession décrite dans le massif d'Artemou. En revanche, nous n'y avons pas retrouvé, hormis dans les galets du conglomérat, les faciès volcano-sédimentaires acides ou basiques de Djajibine - Kadiel. En cartographie, le prolongement nord des couches contenant ces faciès passerait à l'Ouest des structures de Toukobra et l'absence de niveaux repères (quartzites ou conglomérat) nous les a fait étudier avec le secteur central. La

disparition des quartzites peut correspondre à un simple phénomène d'érosion. Celle des conglomérats est plus significative : une répartition géographique des aires où affleurent ces conglomérats, les situant de préférence à proximité du socle granitique, semble se dessiner dans ce massif de Tajalt M'Beidia. Dans cette optique, les intercalations de conglomérats et de tufs volcano-sédimentaires notées à l'extrémité NE ou E des coupes de El Messeiguen et M'Bout - Soufa (secteur central) correspondraient à une zone de passage, ou plus précisément à la bordure ouest des lentilles de conglomérat.

I.2.1.5- Conclusion à l'étude de la Série de M'Bout

I.2.1.5.1- Successions stratigraphiques

En résumé, les principaux caractères des 3 secteurs définis en introduction sont les suivants.

a)- Dans les monts Wa-Wa la succession stratigraphique est, du haut en bas, la suivante :

Cipolins

Micaschistes et quartzites micacés supérieurs

Quartzites massifs (niveau repère)

Micaschistes et quartzites micacés inférieurs

Complexe volcano-sédimentaire basique.

Cette série est plissée en une succession de synclinaux et anticlinaux très réguliers, allongés N-S et déversés vers l'Est. Le socle n'a jamais été vu à l'affleurement.

b)- Le secteur central est presque entièrement composé par un complexe d'origine volcano-sédimentaire en majeure partie acide. Le socle affleure dans deux massifs ovoïdes cernés par la série métamorphique, et se devine dans une dorsale N-S réunissant ces deux massifs. Au voisinage de l'un d'eux, une lentille de conglomérat à galets de socle a été vue interstratifiée dans le complexe volcano-sédimentaire.

La structure d'ensemble de ce secteur est probablement due, comme nous le verrons plus loin (2ème partie), à la superposition de 2 tectoniques, l'une en moyenne N-S, l'autre en moyenne E-W. Le socle affleure toujours en position anticlinale.

c)- Dans les massifs de bordure est, nous avons vu, du Sud au Nord, un passage latéral entre deux types de successions; soit du haut en bas :

<u>Sud</u>	<u>Nord</u>
(massif d'Artemou)	(Djajibine-Kadiel et Tajalt M'Beidia)
Quartzschistes supérieurs	Quartzschistes supérieurs
Quartzites massifs (niveau repère)	Quartzites massifs
Quartzschistes inférieurs	Quartzschistes inférieurs
Séricitoschistes	Séricitoschistes
Conglomérat à galets de socle	Complexes volcano-sédimentaires acides et basiques contenant des lentilles de conglomérat à galets de socle.

Les structures principales sont comparables à celles des monts Wa-Wa, mais ont une moins grande régularité. Le socle affleure constamment à l'Est de la série métamorphique où, fréquemment, il est directement surmonté par le conglomérat.

Toutes les coupes nous ont montré l'absence de discontinuité entre les niveaux des 3 secteurs d'étude, et l'hypothèse la plus simple concernant leurs relations semble la suivante :

- le complexe volcano-sédimentaire du secteur central est l'équivalent latéral, d'une part de celui des monts Wa-Wa, d'autre part de celui des massifs de bordure est;

- les quartzites, quartzites micacés et micaschistes des monts Wa-Wa sont l'équivalent latéral des quartzites, quartzschistes et séricitoschistes des massifs de bordure est. Le niveau de quartzites massifs à lits de minéraux lourds semble constituer un bon niveau repère présent dans ces deux secteurs. Il serait absent dans le secteur central, soit du fait de l'érosion succédant aux tectogénèses, soit du fait d'une lacune, soit enfin par passage latéral à des niveaux du complexe volcano-sédimentaire. Enfin l'érosion n'aurait laissé subsister les cipolins que dans les synclinaux les plus profonds des monts Wa-Wa.

I.2.1.5.2- Relation entre la Série de M'Bout et le socle granitisé

L'étude des contacts entre la série métamorphique et les granites du socle nous a fourni les deux ensembles d'information suivants, apparemment contradictoires.

a) Les contacts entre ces deux formations ont presque toujours, là où ils ont pu être vus, un caractère tectonique : les mêmes feuilletages et les mêmes linéations affectent les roches de la série métamorphique et les granites sous-jacents, ces derniers peuvent être laminés et chargés d'épidote sur une distance de plusieurs kilomètres.

b) Pourtant tout se passe comme si les lignes structurales révélées par l'actuelle morphologie du socle avaient guidé le dépôt des formations de la Série de M'Bout. Le complexe volcano-sédimentaire acide du secteur central est installé sur une ride anticlinale du socle, matérialisée par les massifs granitiques ovoïdes et la dorsale qui les réunit. Les plus puissants niveaux conglomératiques des massifs de bordure se trouvent compris entre cette ride et le massif granitique principal. Le complexe volcano-sédimentaire basique des monts Wa-Wa affleure, à l'Ouest de cette ride, dans une zone où le socle semble s'approfondir. Notons enfin que, dans les massifs de bordure est et dans le secteur central, nous avons souvent trouvé le conglomérat à galets de socle au contact même de celui-ci, ce qui semble indiquer que la série métamorphique ne s'est pas sensiblement décollée du granite.

Nous concluons donc que les tectoniques récentes, d'une part ont fait rejouer des directions anciennes, d'autre part ont affecté en même temps le socle et la série de couverture sans modifier fondamentalement leurs relations géométriques.

Comment cette conclusion est-elle compatible avec l'intensité du plissement de la Série de M'Bout, et l'apparent raccourcissement que celui-ci semblerait avoir entraîné ? Remarquons seulement que l'intensité, et même la réalité de ce raccourcissement ne sont pas du tout évidentes : il a été prouvé

qu'un plissement assez intense pouvait n'avoir entraîné qu'un raccourcissement minime perpendiculairement à son axe, les bancs s'étant amincis en proportion directe de la dilatation de leur surface. Or, nous verrons que le plissement de la Série de M'Bout s'apparente vraisemblablement aux plis semblables, ce qui entraîne un laminage des flancs, un nourrissage des charnières, soit des variations d'épaisseur assez considérables : le fait que cette tectogénèse ait été accompagnée, comme nous le verrons plus loin, par un métamorphisme synchrone n'est sans doute pas étranger à la facilité de ces fluages. Il n'y a donc, a priori, rien d'invraisemblable à supposer que le bilan final corresponde, ici aussi, à un faible raccourcissement compatible avec une déformation équivalente du socle : la série de couverture n'aurait fait que transposer dans un style souple les accidents cassants du socle.

I.2.1.5.3- Caractères chimiques du volcanisme de la Série de M'Bout

Rappelons brièvement la localisation et les caractéristiques des complexes volcaniques observés dans la Série de M'Bout. D'Ouest en Est, nous avons rencontré :

- à la base de la série des monts Wa-Wa, un complexe volcano-sédimentaire basique (schistes verts);
- dans le secteur central, un complexe volcano-sédimentaire en majeure partie acide (porphyroïdes, tufs et arkoses);
- à la base de la série des massifs de bordure est, des niveaux volcano-sédimentaires acides et basiques.

Cette organisation en bandes de nature différente allongées N-S semble en relation, comme nous l'avons vu dans le paragraphe précédent, avec la morphologie du socle. Nous retrouvons là une observation faite au Sénégal Oriental par J.P. BASSOT (1963) : les roches volcaniques basiques se sont mises en place dans l'axe des fosses, les roches volcaniques acides en bordure de celles-ci.

Les caractères pétrographiques des porphyroïdes les rapprochent des dellénites : tous les phénocristaux sont d'albite, et le feldspath potassique n'est exprimé que dans la mésoctase. Notons toutefois que G. ROCCI (1962) a reconnu dans certains phénocristaux le résultat de l'albitisation de feldspaths potassiques, ce qui oblige à nuancer cette conclusion.

Les caractères pétrographiques des schistes verts ont été en grande partie effacés par le métamorphisme, et le plus souvent, il est seulement possible de reconnaître leur origine volcanique (quelques structures trachytiques ont pourtant été observées).

Six analyses chimiques ont été effectuées : trois sur des porphyroïdes, une sur un tuf acide, deux sur des schistes verts; les paramètres pétrochimiques suivants ont été calculés.

Paramètres Q L M de C. BURRI et P. NIGGLI (1945)
Paramètres R et S de J. JUNG et R. BROUSSE (1958)
Paramètres de P. NIGGLI.

Le détail de ces calculs est exposé en annexe, le tableau ci-joint comporte ces paramètres et les résultats de l'analyse exprimés en unités monométalliques pour 100 g de roche. Les résultats bruts exprimés en poids d'oxyde sont d'autre part indiqués dans le paragraphe I.2.3.4 (micaschistes albitiques).

L'interprétation de ces paramètres nécessite une hypothèse sur le caractère topochimique du métamorphisme; je ne le ferai donc, dans la conclusion de la première partie de ce mémoire, qu'après avoir comparé le volcanisme de la Série de M'Bout à celui de la série non métamorphique de Sélibabi.

Indiquons néanmoins, quitte à les justifier plus loin, les résultats suivants.

- Tous les échantillons analysés tombent, d'après le diagramme Q L M de C. BURRI et P. NIGGLI, dans le domaine des ophiolites.

- Les porphyroïdes correspondraient, d'après J. JUNG et R. BROUSSE, au terminus acide d'une association calco-alcaline un peu plus siliceuse que celle du "Cascade Range" donnée en exemple par les auteurs.

- Les schistes verts ont un paramètre R qui les rapproche des basaltes de l'association calco-alcaline, et un paramètre S trop faible pour cette même association; ce décalage, que nous retrouverons constamment dans les roches volcaniques basiques du Guidimaka, est un des caractères habituels des spilites.

Enfin l'échantillon D 393, chimiquement proche d'une trachyandésite, a des paramètres R et S assez aberrants, ce qui peut être dû à son caractère tufacé.

TABLEAU VII

VOLCANISME DE LA SERIE DE M'BOUT

	PORPHYROIDES			TUF ACIDE	SCHISTES VERTS	
	F 134	D 391	F 126	D 393	F 48	F 3
	Lat. 16°08'30" Long. 12°33'30"	Lat. 16°01' Long. 12°31'	Lat. 16°08'30" Long. 12°33'30"	Lat. 16°01' Long. 12°31'	Lat. 15°58' Long. 12°25'	Lat. 16°31'30" Long. 12°39'30"
	1284,0	1270,0	1240,0	1040,0	925,0	783,0
	250,0	241,0	249,0	362,0	326,0	380,0
+++	14,4	27,0	33,0	75,6	32,4	66,2
++	9,0	3,2	8,3	1,2	80,0	67,0
	0,5	0	0,4	2,1	1,8	1,8
	1,0	2,5	2,0	39,5	103,5	97,5
	12,0	6,0	17,0	24,0	110,5	226,5
	135,2	116,0	136,8	89,0	140,0	70,8
	85,0	98,0	89,4	96,0	10,0	2,8
	1,2	1,9	1,5	9,4	12,0	12,0
	0,6	9,0	0,2	5,0	1,8	3,8
(1)	0	0	14,8	0	6,8	5,7
	1792,2	1774,6	1792,4	1743,8	1749,8	1716,5
	18,9	30,5	0	136,1	161,1	172,2
	472,06	477,08	415,68	249,82	163,37	114,22
	45,96	45,27	41,73	43,52	28,79	27,72
	2,72	12,28	14,65	28,47	38,45	33,92
	4,41	2,25	5,70	5,77	19,52	33,04
alk	40,48	40,20	37,91	22,24	13,25	5,32
	0,39	0,46	0,40	0,52	0,01	0,03
	0,04	0,08	0,05	0,33	0,48	0,42
	0	0	0	0		
	58	60	56	54	36	38
	40	38	40	41	39	47
	2	2	4	5	25	15
pour 100 cations	71,62	71,57	69,18	59,64	52,86	45,62
	94,83	97,27	93,01	88,52	57,58	24,37
	38,60	45,79	39,52	51,89	6,67	3,01

ne pas été compris dans le total des cations.

I.2.1.5.4- Age de la Série de M'Bout

Aucune observation directe ne nous permet jusqu'à présent de résoudre ce problème, qui ne sera donc abordé que dans la 3ème partie. Le seul fait actuellement certain est que cette série est plus jeune qu'un socle attribué au Birrimien et plus ancienne qu'une tectogénèse datant du début de l'Hercynien. Elle est essentiellement volcano-sédimentaire et détritique et les variations latérales de faciès en sont rapides. La présence épisodique d'un conglomérat de base et l'esquisse paléogéographique que nous avons tentée dans le § I.2.1.5.2 montreraient que son dépôt a succédé à une activité orogénique affectant le socle et qu'elle s'est ainsi déposée sur un socle non aplani.

I.2.1.5.5- Métamorphisme de la Série de M'Bout

Le métamorphisme des formations de la Série de M'Bout se situe dans l'un ou l'autre des sous-faciès du faciès schiste vert de F.J. TURNER, les zones les plus métamorphiques se trouvant dans le secteur central et les moins métamorphiques dans les massifs de bordure est. Il serait dès lors tentant de chercher une explication structurale à ces différences de métamorphisme et de faire du secteur central un anticlinorium flanqué à l'Est et à l'Ouest par les synclinoriums des massifs de bordure est et des monts Wa-Wa. Dans l'état actuel des connaissances sur cette région, cette hypothèse me semble toutefois trop aventureuse pour être encore retenue. Nous reprendrons ce problème dans la 3ème partie.

PLANCHE IV

- 1 - "Slumpings", visibles grâce à des lits de minéraux lourds, dans les quartzites des monts Wa-Wa (Série de M'Bout)
(paragraphe 2.1.2.3)

- 2 - Conglomérat à galets de socle affleurant dans l'oued Niomel (Série de M'Bout)
(paragraphe 2.1.4.2)

- 3 - Meneaux et cannelures affectant des quartzites ferrugineux (Complexe des micaschistes albitiques, région d'Oulombomé)
(paragraphe 2.3.2).



1



2



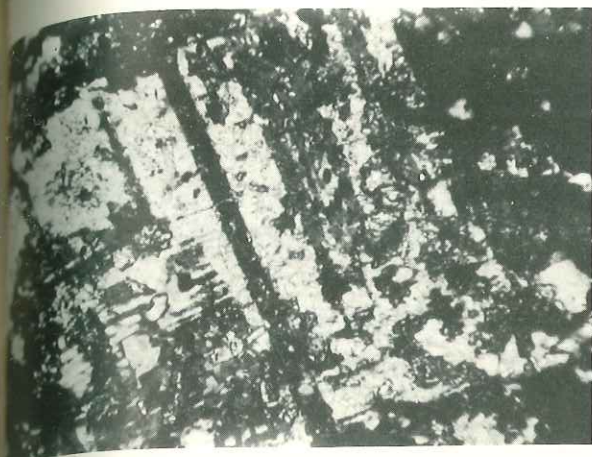
3

PLANCHE V

- 1 - Echantillon F 74 (paragraphe 2.1.2.3)
Schiste vert de la Série de M'Bout (monts Wa-Wa)
Phénocrystal automorphe d'albite séricitisé
Une partie de la séricite est localisée dans les clivages du phénocrystal.
Aux extrémités du phénocrystal, on observe une destruction de son réseau et sa fragmentation en petits individus bourgeonnants; ces derniers s'organisent, dans le coin inférieur droit, en une traînée parallèle à la foliation.
- 2 - Echantillon F 74
Phénocrystal d'albite séricitisé
La majeure partie de la séricite est disposée parallèlement aux clivages du phénocrystal.
- 3 - Echantillon F 126 (paragraphe 2.1.3.3)
Porphyroïde de la Série de M'Bout
Phénocrystal d'albite cataclasé et faculé de calcite (Ca)
Le résultat de la microcataclase est un allongement du phénocrystal parallèlement à la foliation.
Noter dans la mésostase l'abondance des petits feldspaths limpides non maclés.
- 4 - Echantillon F 126
Le mouvement fluidal de la mésostase autour des phénocristaux d'albite et de quartz est bien visible.
- 5 - Echantillon D 68 (paragraphe 2.1.4.3)
Tuf volcano-sédimentaire de la Série de M'Bout
Un phénocrystal d'albite est cataclasé suivant un plan parallèle à la foliation; la microfissure a été cimentée par du quartz et de petites albites.

0 0,1 0,2 0,3 0,4 0,5 mm

0 0,1 0,2 0,3 0,4 0,5 mm

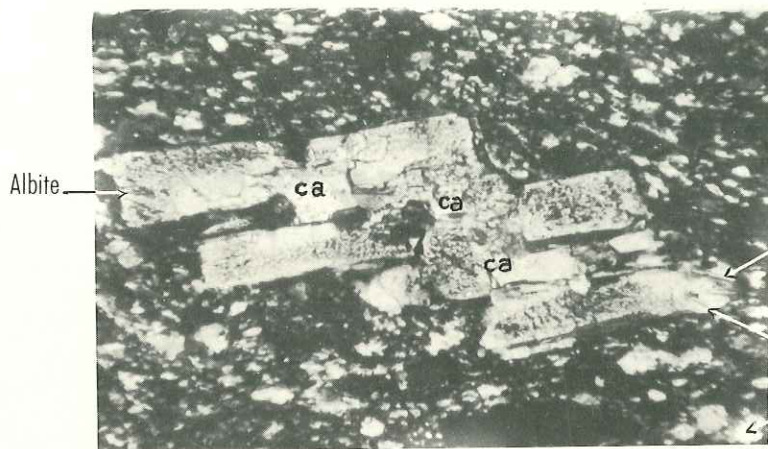


1



2

0 0,1 0,2 0,3 0,4 0,5 mm



3

0 1 2 mm

0 1 2 mm



4



5

I.2.2 - SERIE DE BAKEL

I.2.2.1- Généralités

Rappelons (cf. Introduction) que nous avons redéfini la Série de Bakel comme la série plissée épimétamorphique affleurant au Sud du parallèle 15°20, dans le prolongement Sud de la Série de M'Bout. Comme cette dernière, elle fait partie de l'arc épimétamorphique de Bakel-Akjoujt.

Mon étude se limitera à la partie mauritanienne de cette série, située au Nord du fleuve Sénégal. La partie sénégalaise a été étudiée par L. RENAUD (1958), J. BOIS (1961) et J.P. BASSOT (1963). Comme nous l'avons vu en introduction, les interprétations de ces auteurs divergent sensiblement.

- L. RENAUD appelle Série de Bakel "l'ensemble des formations métamorphiques affleurant aux environs du poste du même nom, sur le Sénégal". Conformément à cette définition, la carte de cette série correspond à la carte lithologique des roches métamorphiques (quartzites et schistes). L'auteur considère, nous l'avons vu, que cette Série de Bakel a un âge birrimien.

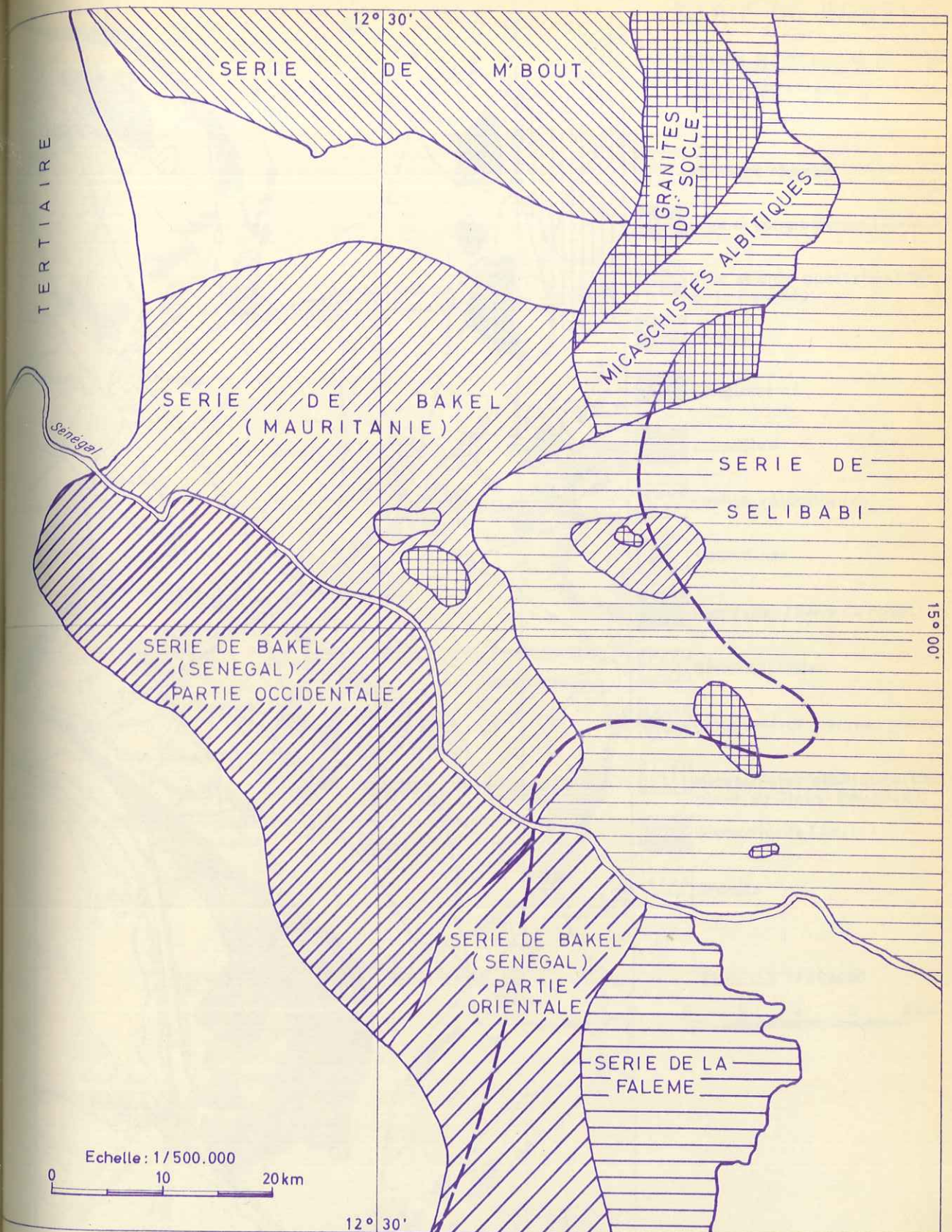
- J. BOIS ne change pas la définition ni les contours indiqués par L. RENAUD, mais considère l'ensemble de la Série de Bakel comme un faciès métamorphique du Cambrien; les contacts entre Série de Falémé (à l'Est) et Série de Bakel (à l'Ouest) refléteraient ainsi l'apparition progressive du métamorphisme dans des séries primaires.

- J.P. BASSOT, plus prudemment, scinde en 2 parties la Série de Bakel sénégalaise :

- une partie orientale, composée de quartzites et schistes séréciteux, serait un équivalent métamorphique de la série cambrienne de la Falémé;

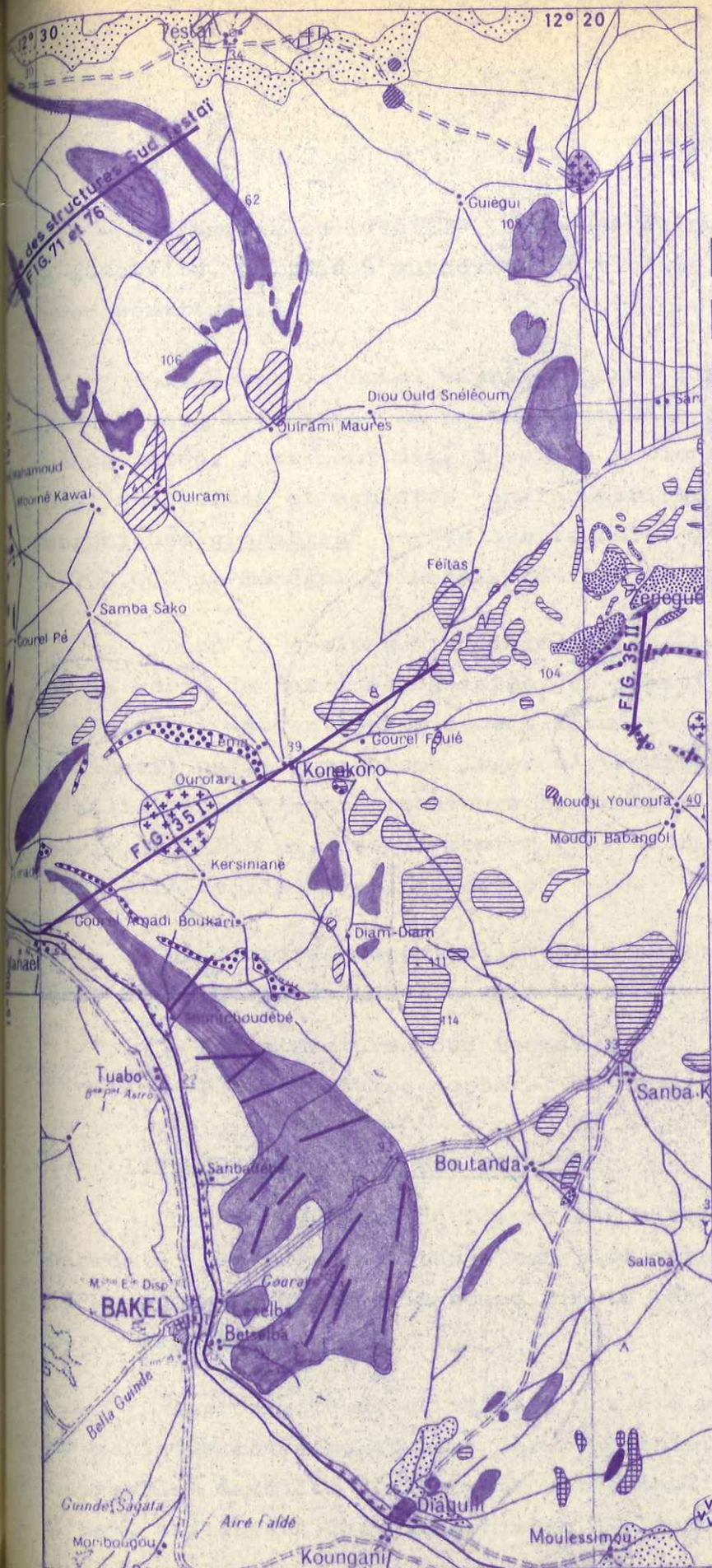
LIMITES ET ENVIRONNEMENT DE LA SERIE DE BAKEL MAURITANIENNE










FIG. 34 a



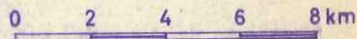
La répartition géographique des Séries sénégalaises a été dessinée d'après J.P. BASSOT (1963)
Les tiretés indiquent la limite orientale de la Série de Bakel telle que l'avait définie L. RENAUD (1958)

SERIE DE BAKEL
EMPLACEMENT
DES COUPES



-  Alluvions récentes
-  Grès et conglomérats (Eocène ?)
-  Grès et grès-quartzites (Série de La Falémé)
-  Pélites
-  Conglomérat
-  Jaspilites
-  Roches volcaniques
-  Serpentes
-  Quartzites (Série de Bakel)
-  Séricitoschistes
-  Conglomérat métamorphique
-  Micaschistes albitiques (Complexe de Diala-Bouanzé)
-  Granodiorite (Socle)
-  Granite

ECHELLE 1 / 200.000



- une partie occidentale, composée de quartzites et schistes à muscovite, ou même à muscovite et biotite, n'est pas datable avec certitude.

La Série de Bakel mauritanienne (fig. 34) est le prolongement vers le Nord de la partie orientale de la Série de Bakel sénégalaise. Autrement dit, c'est le prolongement vers le Nord des "quartzites et schistes infracambriens ou cambriens métamorphiques probables" portés sur la carte géologique au 1/200.000 du Sénégal Oriental, feuille de Bakel (1963).

Dans le prolongement immédiat de la partie occidentale de la Série de Bakel sénégalaise, je n'ai trouvé que des affleurements qui doivent certainement être rattachés à la Série de Sélibabi; un métamorphisme léger s'y manifeste parfois, comme d'ailleurs en d'autres secteurs beaucoup plus orientaux de cette Série de Sélibabi, ce qui montre que le critère du métamorphisme doit être utilisé avec prudence.

Je décrirai essentiellement deux ensembles de structures dans cette Série de Bakel mauritanienne :

- Les structures Sud Testaï
- Les structures de Bakel et Moudji Youroufa.

I.2.2.2- Structure Sud Testaï

Le gros village de Testaï est situé en bordure de l'oued Niordé qui draine cette bande sans affleurement du parallèle 15°20 que nous avons pris comme limite méridionale de la Série de M'Bout.

A proximité de ce village ont été retrouvés deux types de schistes métamorphiques : des micaschistes verts sont reconnaissables dans les déblais des puits tandis que, un peu à l'Est, affleurent des micaschistes albitiques.

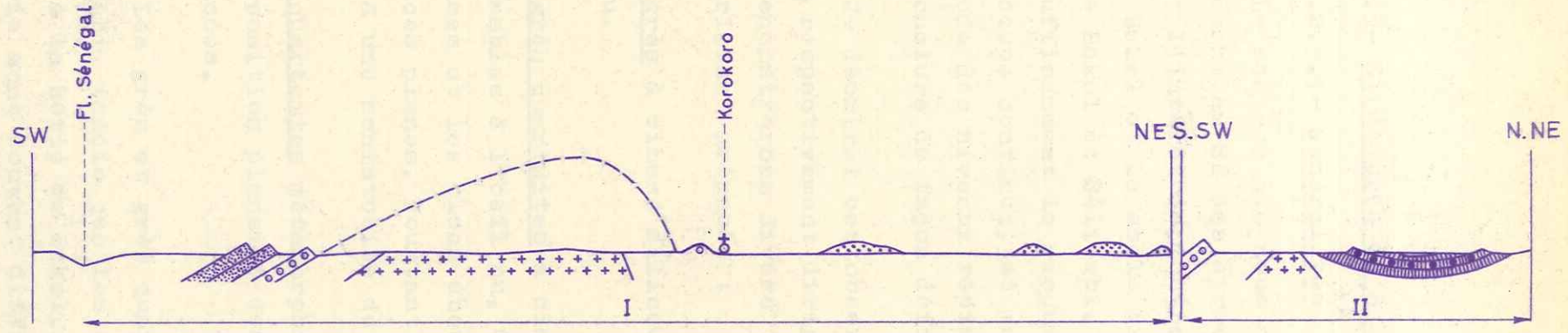
Enfin, au SW de Testaï s'élèvent à nouveau des reliefs de quartzites organisés suivant de grandes structures allongées NW-SE (fig. 76). Des fermetures synclinales sont bien reconnaissables et l'analyse structurale en sera faite dans le paragraphe II.2.6. Nous en tirerons la conclusion que ces structures sont formées par un ensemble de synclinaux et anticlinaux, déversés vers le NE. Leurs axes sont en moyenne SE plongeant faiblement NW, tandis que leurs plans axiaux sont en moyenne SE avec un pendage de 30° SW. D'importants laminages, sans doute synchrones de plissements, font disparaître des flancs entiers de ces structures, ne laissant subsister que les fermetures. Enfin, une tectonique seconde, qui sera décrite dans la deuxième partie de ce mémoire, a repris ces structures de manière généralement cassante.

La coupe de la figure 76 résulte de ces interprétations. Il s'en déduit la succession stratigraphique suivante, de haut en bas :

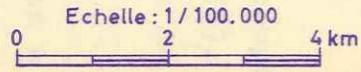
quartzite à muscovite,
quartzites micacés à muscovite,
micaschistes verts.

L'importance des laminages, et le fait que la base des micaschistes verts n'a pas été observée, empêchent d'indiquer des épaisseurs : celles-ci semblent toutefois du même ordre de grandeur que celles des niveaux lithologiques semblables rencontrés dans la Série de M'Bout.

Quartzites et micaschistes ne sont guère différents de leurs homologues de la Série de M'Bout. Je les décrirai dans le paragraphe I.2.2.4.



-  Quartzites métamorphiques
-  Conglomérat métamorphique
-  Grès quartzites
-  Pélites
-  Conglomérat
-  Granite



I.2.2.3- Structures de Bakel et Moudji Youroufa

I.2.2.3.1- Généralités

Le secteur que nous allons étudier à présent est situé immédiatement au SE des structures Sud Testaf. Il présente théoriquement l'intérêt de montrer les contacts d'une part entre la Série de Bakel et le socle granitique, d'autre part entre les Séries de Bakel et Sélibabi. Malheureusement, aucun oued n'entaille suffisamment le recouvrement argilo-sableux pour permettre une coupe continue, et mes observations, basées uniquement sur l'étude des niveaux résistant à l'érosion, ne permettront pas de conclure de façon définitive.

Je décrirai ces observations à l'occasion de deux coupes en relief, respectivement dirigées NE-SW et N.NE-S.SW (fig. 35). Nous y rencontrerons divers types de roches, métamorphiques ou non, d'origine arénacée :

- a)- Des grès à ciment siliceux dont les grains sont visibles à l'œil nu.
- b)- Des grès quartzites à ciment siliceux dont les grains sont indiscernables à l'œil nu. Ces roches sont souvent hachées de lithoclastes et les blocs éboulés sont fréquemment limités par des surfaces planes. Pourtant, aucune schistosité régulière assimilable à une schistosité de flux n'est perceptible.
- c)- Des quartzites métamorphiques possédant une schistosité due à la disposition planaire des lentilles de quartz et des lamelles micacées.

Les grès et grès quartzites seront rattachés à la Série de Sélibabi, tandis que les quartzites métamorphiques sont attribués à la Série de Bakel. Ces divisions qui semblent simples en théorie sont souvent difficiles à établir sur le terrain.

I.2.2.3.2- Description de coupes

Du NW au SE des coupes I et II, on rencontre :

Coupe I

- 1 - Quartzites gris à muscovite. La roche se délite suivant une schistosité 130° pendage 30° à 50° SW, due à la disposition planaire des lamelles de muscovite. Un débit en meneaux dirigés SE à faible plongement NW est également fréquent et une orientation linéaire des lamelles de muscovite peut lui être parallèle.

Quelques passages de micaschistes verts s'intercalent localement entre les bancs de quartzites.

----- 200 m sans affleurement. -----

- 2 - Conglomérat à ciment de quartzite micacé et galets de quartz et quartzites. Les galets ont des dimensions allant de quelques millimètres à plusieurs centimètres. Ils sont souvent très étirés suivant une direction SE à faible plongement NW. Certains affleurements sont en outre riches en petites lentilles de quartz plissotées ce qui peut leur donner un aspect de pseudo-conglomérat. Enfin, les muscovites du ciment ont le plus souvent une orientation linéaire parallèle à celle des galets.

Deux schistosités sont parfois bien visibles sur un même affleurement. L'une (schistosité de flux) est parallèle à la foliation des quartzites, tandis que l'autre (schistosité de fracture) est dirigée NE pendage NW.

----- 15 km sans affleurement. -----

- 3 - Granite à muscovite et rare biotite, à gros grain et texture équante. Les feldspaths blancs ont une tendance automorphe. Ce granite est identique à certains types non tectonisés du massif principal de granites du socle (paragraphe I.1.2.2).

----- 1,5 km sans affleurement -----

- 4 - Conglomérat identique à 2.

- 5 - Dans toute la fin de la coupe I, on ne rencontre plus que des reliefs de grès quartzites gris ou de grès blancs moyens faits de grains de quartz liés par un rare ciment siliceux.

Aucune surface stratigraphique n'a pu être observée et il n'est possible d'indiquer ni la structure de cette zone, ni l'épaisseur des grès.

Enfin, une de ces guelbs comporte, de la base au sommet :

- un conglomérat métamorphique, identique au niveau 2, dont la schistosité est dirigée 105° pendage 65° N;

- un grès moyen, haché par des diaclases approximativement parallèles aux plans de schistosité du conglomérat.

Ce conglomérat fait certainement partie du même niveau que la section 4 de la coupe I.

Coupe II

- 6 - 6 km W.SW de la fin de la coupe I, on retrouve un conglomérat métamorphique, identique à celui de la section 2 de cette coupe. Les galets sont très étirés dans une direction 130° plongeant 5 à 10° NW, et les muscovites du ciment ont une orientation linéaire parallèle à cette direction. Aucune schistosité n'est perceptible.

- 7 - Dans un oued affleure un granite à biotite (1).
- 8 - Guelbs isolés de quartzites.
- 9 - Synclinal allongé E.NE formé de pélites rouges micacées dans lesquelles est interstratifié un conglomérat à galets centimétriques de quartz et quartzites et ciment grésopélitique.

Une schistosité dirigée E-W à fort pendage N se manifeste parfois dans les pélites. Les galets du conglomérat sont faiblement étirés dans une direction E-W, mais deux lames minces perpendiculaires entre elles, taillées dans le ciment, n'ont révélé aucune orientation préférentielle des phyllites. Ces roches semblent n'avoir subi qu'un métamorphisme faible ou inexistant.

1.2.2.3.3- Interprétations


a)- Relations entre la Série de Bakel et le socle granitisé

L'examen de la carte géologique ne laisse pas de doutes sur la nature de la structure de Bakel (niveaux 1 à 4 de la coupe I): quartzites et conglomérat sont organisés en un anticlinal dont l'axe est dirigé SE à faible plongement NW (approximativement parallèle, donc, à l'axe des structures Sud Testaï). Au coeur de cette structure affleure, en position anticlinale, le socle granitisé.

La structure de Moudji Youroufa (niveaux 6 et 7 de la coupe II) montre encore le même conglomérat surmontant des granites du socle.

(1) Cet affleurement m'a été signalé par C. BENSE (communication orale).

D'après les coupes I et II, la succession lithostratigraphique observée dans ces structures serait, du haut en bas :

Quartzites
Conglomérat

Granites du socle.

Toutefois, l'examen de la carte d'affleurement (fig. 35) montre que la série métamorphique comporte également des micaschistes et d'autres quartzites dont certains semblent situés sous le conglomérat. La succession réelle est donc certainement plus complexe qu'il n'apparaît dans la figure.

Malgré ces restrictions, la présence d'un conglomérat situé à proximité du contact entre la Série de Bakel et le granite rappelle trop ce que nous avons vu dans la Série de M'Bout pour ne pas suggérer qu'ici encore la série métamorphique repose directement en place sur le socle granitique. Le fait que ce conglomérat ne contienne ici que des galets de quartz et quartzites, à l'exclusion de galets de socle, peut être expliqué simplement comme l'effet de facteurs paléogéographiques légèrement différents de ceux qui ont conditionné le dépôt de la base de la Série de M'Bout.

b)- Relations entre la Série de Bakel et la Série de Sélibabi

On sait (cf. Introduction) que deux théories contradictoires se sont efforcées de rendre compte des relations entre Séries de Bakel et de Sélibabi.

Suivant la première théorie, ces deux séries constituent deux ensembles d'âge différent.

Suivant la seconde, elles ne seraient que deux faciès différents d'un même ensemble lithostratigraphique.

Ni la coupe que nous venons de décrire, ni la carte d'affleurement de la figure 35 ne peuvent permettre de trancher entre ces interprétations opposées.

Si l'on se place dans l'hypothèse d'un passage latéral d'une série à l'autre, les grès, grès quartzites et quartzites appartiendraient à un même niveau stratigraphique. Ce n'est pas impossible : il est souvent difficile de décider si les grès quartzites, en particulier, ont subi ou non un début de métamorphisme. Toujours dans cette hypothèse, le conglomérat de la section 8 de la coupe II serait alors l'équivalent latéral du conglomérat métamorphique 6, les pélites rouges l'équivalent des micaschistes, tandis que grès, grès quartzites et quartzites constitueraient un seul et même niveau.

Cette interprétation est séduisante, mais difficile à démontrer, dans un secteur où les affleurements sont aussi discontinus et où l'on est obligé de chercher l'apparition progressive du métamorphisme dans des roches telles que des grès ou conglomérats, matériaux bien peu favorables pour une telle entreprise.

D'autre part, l'étude cartographique ne montre pas un passage réellement progressif d'un secteur métamorphique à un secteur non métamorphique : les différents secteurs, métamorphiques ou non, sont imbriqués sans ordre apparent; si passage latéral il y a, celui-ci devrait être à la fois très rapide et très capricieux.

Enfin, rien ne s'oppose formellement à l'hypothèse contraire suivant laquelle les formations de la Série de Sélibabi reposeraient en discordance sur celles de la Série de Bakel, l'ensemble ayant été ultérieurement repris par une ou plusieurs tectoniques.

selon les de la terre
BIUS
JUSSEU
CADIS

Nous garderons donc à la Série de Bakel sa vieille définition et considèrerons qu'elle ne contient que des roches nettement métamorphiques. Les roches sédimentaires ou très faiblement métamorphiques seront étudiées avec la Série de Sélibabi. Enfin, la discussion sur l'âge relatif de ces deux séries sera reprise dans la 3ème partie de ce mémoire.

I.2.2.4- Pétrographie

I.2.2.4.1- Généralités

Nous avons déduit de l'étude des structures Sud Testaï d'une part, des structures de Bakel et Moudji Youroufa d'autre part, les successions stratigraphiques suivantes, du haut en bas :

- | | |
|--------------------|---------------|
| 1) Quartzites | 2) Quartzites |
| Quartzites micacés | Conglomérat |
| Micaschistes verts | |

Les quartzites (1) et (2) ont le même aspect et ont été affectés par les mêmes tectoniques. Comme dans la Série de M'Bout, nous admettrons qu'elles appartiennent à un même niveau stratigraphique.

Les coupes étudiées étaient trop discontinues pour que l'absence apparente de conglomérat dans la succession (1) ou de micaschistes dans la succession (2) soient significatives d'un changement lithologiques dans la succession stratigraphique complète.

Nous considèrerons donc que la Série de Bakel est constituée par un niveau de quartzite dominant stratigraphiquement un ensemble de quartzites micacés, micaschistes et conglomérat, et étudierons successivement ces différentes roches.

I.2.2.4.2- Quartzites

Macroscopiquement, ces roches ressemblent plus aux quartzites des monts Wa-Wa qu'à celles des massifs de bordure de la Série de M'Bout. La muscovite se présente souvent en paillettes visibles à l'oeil nu. Les meneaux sont fréquents, et forment parfois le délit majeur de la roche; dans les autres cas, la schistosité (foliation) est bien marquée.

Ce sont le plus souvent des quartzites blancs, assez purs. Seuls, les quartzites de l'une des structures Sud Testaï contiennent des lits riches en minéraux lourds.

Microscopiquement, ce sont des roches composées presque uniquement de quartz (dont la taille va de 140^M à 40^u), les autres éléments détritiques étant la tourmaline, les épidotes et le zircon parfois abondant. La muscovite peut être orientée soit parallèlement à une foliation, soit parallèlement à une linéation (observation faite sur deux lames minces orientées perpendiculairement). Dans certains échantillons, le quartz forme des lentilles ou fuseaux parallèles à la linéation. Dans d'autres, les grains de quartz apparaissent isométriques et à contours polyédriques aussi bien sur la lame parallèle à la linéation que sur celle qui lui est perpendiculaire.

Les grains d'ilménite et magnétite, parfois abondants, sont usuellement allongés parallèlement aux cristaux de muscovite.

Ces quartzites ont subi un métamorphisme syntectonique se situant dans le sous faciès quartz - albite - muscovite - chlorite du faciès schiste vert. Rien ne les différencie de leurs homologues de la Série de M'Bout.

I.2.2.4.3- Quartzites micacés

Rien non plus ne différencie ces roches des quartzites micacés de la Série de M'Bout. Comme eux, elles dérivent des quartzites par simple augmentation de la teneur en micas.

I.2.2.4.4- Micaschistes verts

Ces micaschistes à muscovite ou muscovite et biotite ne diffèrent pas de leurs homologues du secteur central de la Série de M'Bout. J'en décrirai deux échantillons provenant, l'un d'un déblai de puits du village de Harr, l'autre des structures Sud Testaï.

Echantillon F 334 Lat. 15°17'30" - Long. 12°32'30"

- Macroscopiquement

Micaschiste à muscovite et biotite dans lequel se manifeste un litage millimétrique entre éléments micacés et éléments quartzo-feldspathiques. La schistosité est parallèle au litage.

- Microscopiquement

Quartz	Muscovite
Plagioclase	Epidote (clinozoïsite)
Biotite brune	Apatite
	Microcline.

Quartz, plagioclases et micas sont orientés parallèlement à un plan (foliation). Les quartz ont 120 μ de largeur et 230 μ de longueur moyenne.

Le quartz est prépondérant, le plagioclase (albite) abondant; il est limpide, non maclé ou maclé albite.

La biotite brune domine nettement sur la muscovite.

L'épidote est abondante, l'apatite fréquente; un grain de microcline est présent.

Ce micaschiste feldspathique à deux micas dérive vraisemblablement d'une arkose métamorphisée dans le sous faciès quartz-albite - muscovite-biotite du faciès schiste vert.

Echantillon D 407 Lat. 15°13' - Long. 12°27'

- Macroscopiquement

Micaschiste vert à grain invisible à l'oeil nu.

- Microscopiquement

Muscovite

Epidote (clinzoïsite)

Quartz

Leucoxène

Plagioclases.

Les quartz ont 40 μ de largeur et 70 μ de longueur moyenne.

La cristallisation est beaucoup plus fine que dans l'échantillon précédent, et la foliation moins bien marquée. La muscovite est prépondérante, le quartz domine nettement sur le plagioclase. Ce dernier est limpide, non maclé ou maclé albite (albite probable).

Ce micaschiste quartzo-feldspathique à muscovite dérive vraisemblablement d'une pélite gréseuse métamorphisée dans le sous faciès quartz-albite-muscovite-chlorite du faciès schiste vert.

On voit que, comme dans la Série de M'Bout, le métamorphisme de ces micaschistes peut se situer ici dans l'un ou l'autre des sous faciès du faciès schiste vert.

Bien que je n'ai pu trouver de cause à ces variations, je pense que la biotite a été déjà trouvée en suffisamment de secteurs de l'ensemble Série de M'Bout - Série de Bakel pour qu'on ne s'étonne pas de la revoir dans l'échantillon F 334 (1).

I.2.2.4.5- Conglomérat

Rappelons la description que nous avons donnée plus haut (p. 165) de ce conglomérat : des galets de quartz et quartzites, généralement très étirés, dont les dimensions principales sont de quelques millimètres à plusieurs centimètres ou même plusieurs décimètres, sont pris dans un ciment quartzo-micacé possédant une orientation linéaire souvent bien marquée.

Je décrirai ci-dessous deux lames minces perpendiculaires entre elles taillées dans le ciment :

Echantillon F 314 Lat. 15°03'30" - Long. 12°16'30"

Quartz	Tourmaline verte
Muscovite	Zircon
Chlorite	Oligiste
Epidote	Limonite.

(1) On sait que cette région de Harr avait été considérée comme une boutonnière de Dahomeyen affleurant au milieu de l'ensemble "birrimien" de la Série de Bakel - Akjoujt. L. RENAUD (1958) abandonna cette interprétation et rattacha les micaschistes de Harr, comme ceux de Thiagnaff, à la Série de Bakel. Ce problème de l'apparition épisodique de biotite reste toutefois irritant. Il n'est pas impossible qu'elle soit ici en grande partie détritique et résiduelle : pour s'en assurer, il faudrait la séparer et l'analyser, ce qui était impossible avec les échantillons dont je disposais.

Quartz et muscovite sont à peu près à égalité. La chlorite est très rare. La tourmaline est présente en grains roulés. L'oligiste est abondant et se présente soit en grains à tendance automorphe (martite), soit, beaucoup plus souvent, en baguettes parallèles à la linéation,

Le contraste entre la lame parallèle à la linéation et celle qui lui est perpendiculaire est frappant : aucune schistosité n'est perceptible, mais, en revanche, tous les minéraux sont allongés parallèlement à la linéation. Les lentilles de quartz peuvent avoir toutes les tailles depuis quelques dixièmes de millimètres jusqu'à plusieurs millimètres.

On retrouve en petit, dans ce ciment, tous les éléments décelables macroscopiquement parmi les galets.

L'étude au microscope n'ajoute donc pas grand chose à la connaissance de ce conglomérat. L'étude de terrain, en revanche, nous avait suggéré qu'il pourrait provenir du démantèlement du socle granitique et ou de niveaux quartzo-micacés dominant directement ce socle.

I.2.2.5- Conclusion à l'étude de la Série de Bakel

L'étude qui précède nous a révélé de grandes analogies entre la Série de Bakel et la Série de M'Bout : les types pétrographiques rencontrés sont pratiquement les mêmes; les successions stratigraphiques de la Série de Bakel semblent comparables, malgré leurs nombreuses lacunes, à celles des secteurs détritiques de la Série de M'Bout. Enfin, les positions structurales de ces séries, qui dominent toutes deux directement le socle granitisé, sont semblables. La présence d'un niveau repère conglomératique paraît indiquer que la Série de Bakel, comme la Série de M'Bout, est généralement en place sur ce socle qui se trouve être ici très peu tectonisé.

sciences de la terre
BIUS
JUSSEU
CADIST

Je propose donc de paralléliser les quartzites de Bakel aux quartzites de la Série de M'Bout, et d'interpréter la Série de Bakel mauritanienne tout entière comme l'équivalent stratigraphique des secteurs purement détritiques de la Série de M'Bout.

Les descriptions de J. BOIS (1961) indiqueraient par ailleurs que des niveaux volcaniques peuvent réapparaître au Sud du fleuve Sénégal, ce qui confirme encore la corrélation proposée.

La distinction faite entre Série de M'Bout et Série de Bakel ne repose donc plus que sur des critères tectoniques. Nous verrons, dans la 2ème partie de ce mémoire, comment on peut les interpréter.

I.2.3- COMPLEXE DES MICASCHISTES ALBITIQUES DE DIALA-BOUANZE

I.2.3.1- Introduction (fig. 36 A)

Les observations de terrain et l'étude au microscope amènent à considérer en dehors des Séries de M'Bout et de Bakel un ensemble de roches, à caractères pétrographiques spécifiques, occupant des surfaces cartographiables bien délimitées et d'extension respectable (800 km² au moins dans le secteur cartographié). J'ai été ainsi amené à regrouper dans ce "complexe des micaschistes albitiques de Diala-Bouanze" :

- toutes les formations cartographiées par L. RENAUD en "Série de M'Bout" et situées à l'Est du massif principal de granites du Guidimaka;
- un ensemble d'affleurements cartographiés par L. RENAUD en "Série de Bakel" et que l'auteur décrit, d'après F. JACQUET, comme des "flots de schistes métamorphiques affleurant au milieu des granito-gneiss, au NW de Sélibabi".

Notons à ce propos que cette disposition en enclaves dans le granite, dont F. JACQUET et L. RENAUD tiraient argument pour considérer celui-ci comme postérieur aux séries métamorphiques, ne me semble nullement prouvée par la cartographie, du fait principalement de la trop grande discontinuité des affleurements granitiques.

Enfin, certaines descriptions de L. RENAUD, dans le secteur de Ynk Gouerarate en particulier, laissent prévoir que des formations identiques pourraient encore exister loin au Nord du Guidimaka, dans des régions actuellement cartographiées en "Série de Bakel-Akjoujt"; toutefois, il ne s'agit là que d'une hypothèse de travail que des études ultérieures de terrain devront confirmer ou infirmer.

L'étude de ces régions a été faite par une série d'itinéraires, principalement E-W, reliés ensuite en photogéologie. Il n'a pu être fait de stratigraphie des formations rencontrées, et mon étude sera donc essentiellement pétrographique. Une brève description d'affleurements nous permettra auparavant de définir les principaux types de roches constituant ce complexe.

I.2.3.2- Description d'affleurements

I.2.3.2.1- Région Diala-Keninkoumou-Dangueremou

Les premières descriptions détaillées de cette région sont dues à G. ROCCI (1962). Aussi les premières études d'affleurement que je donnerai ci-dessous sont-elles empruntées à cet auteur : "... Dans la région de Diala-Keninkoumou-Dangueremou affleure une succession de roches très particulières. Une très belle coupe m'a été donnée par un oued, passant au village de Keninkoumou que longe la piste allant à Diala. Sur 1.200 m environ, j'ai observé une succession régulière de schistes feldspathiques, tantôt bien lités, tantôt un peu amygdalaires, de teinte vert pâle, parfois blanchâtres, à pendages faibles (0 à 10° SW). A l'oeil nu, des yeux de feldspaths très abondants de quelques dixièmes de millimètres sont bien visibles dans la trame. Les roches sont intensément étirées... J'ai retrouvé une roche identique au village de Diala, au pied d'une colline constituée de quartzites ferrugineux. Malheureusement le contact entre ces deux types de roches n'est pas visible. Le long de la piste qui amène de Keninkoumou à Dangueremou on ne trouve pas de granite, mais des schistes subhorizontaux à séricite et muscovite, également étirés et plissotés, truffés de lentilles de quartz. Enfin à Dangueremou, on trouve côte à côte, des séricitoschistes très quartzeux et un schiste vert formé d'une trame de chlorite, calcite, épidote et séricite, avec très peu de quartz et d'actinote et d'assez nombreux cristaux de plagioclases brisés, sur laquelle se surimposent des phénoblastes d'albite non maclés, très riches en inclusions. Il s'agit donc d'un calchlorito-schiste feldspathisé dérivant peut-être d'un tuf basique ...".

Ultérieurement, une tournée effectuée avec G. ROCCI nous permet de voir, un peu à l'Ouest de Diala, le contact entre la barre de quartzites ferrugineux dont parle l'auteur et des "micaschistes feldspathiques" : les schistosités de ces deux types de roches sont parallèles, d'une part entre elles, d'autre part à la surface de contact; la schistosité des quartzites ferrugineux est parallèle, ici, à un litage entre niveaux noirs et blancs qui pourrait être dû à une ancienne stratification.

Ces quartzites ferrugineux ont un aspect assez particulier, différent de celui des quartzites de la série de M'Bout. La couleur en est toujours noire ou blanche, jamais rose comme dans la série de M'Bout; les phyllites sont absentes et l'étude au microscope nous montrera que la schistosité est seulement due à l'orientation planaire des lentilles de quartz; enfin sont particulièrement caractéristiques l'abondance et la régularité des cannelures ou meneaux millimétriques à centimétriques, parallèles, quand ces derniers sont visibles, à l'axe B de plis mésoscopiques.

On constate donc, d'une part que quartzites ferrugineux et micaschistes feldspathiques appartiennent à une même série, d'autre part que cette série a été assez intensément plissée.

En résumé, des observations de G. ROCCI et des miennes, il résulte que trois types pétrographiques bien caractérisés se partagent l'ensemble d'affleurements décrits ci-dessus, qui correspond aux "îlots de schistes métamorphiques" de F. JACQUET et L. RENAUD.

a)- Micaschistes à muscovite abondante, biotite rare, exceptionnellement riches en nodules feldspathiques xénomorphes dont la taille peut aller de 1/10 à plusieurs millimètres. L'étude microscopique montre que ces nodules sont de l'albite et qu'ils ont généralement des caractères de phénoblastes, ce qui différencie

ces roches des tufs et arkoses de la Série de M'Bout. Aucune structure gneissique ("lits grenus de quartz et de feldspath alternant avec des lits micacés") n'a été observée, et nous conserverons donc à ces roches le nom de micaschistes malgré leur richesse en feldspaths (on pourrait également les appeler des leptynolites).

Le problème de la schistosité de ces formations est complexe, les surfaces principales de foliation étant souvent plissotées et recoupées par une schistosité seconde dans laquelle ont pu également recristalliser des micas. Une linéation minérale due à l'allongement des muscovites est souvent apparente, parfois reprise elle aussi par des plissements. Nous reverrons cette question plus en détail dans l'étude pétrographique.

Notons enfin la grande richesse de ces micaschistes en lentilles de quartz d'exsudation, orientées parallèlement à la schistosité.

b)- Prasinites et schistes verts (chloritoschistes, calc-chloritoschistes, schistes à actinote etc... dans lesquels le quartz peut être présent ou non), parfois massifs et passant alors à des roches vertes, toujours riches en nodules feldspathiques allant de 1/10 à plusieurs millimètres. L'étude microscopique montre encore que ces nodules sont de l'albite et ont généralement des caractères de phénoblastes, ce qui différencie ces roches des formations volcaniques basiques des Séries de M'Bout ou de Sélibabi.

La schistosité est plus ou moins bien marquée, une linéation due à l'orientation préférentielle de l'un ou l'autre des minéraux constitutifs est parfois visible à l'oeil nu. Nous préciserons cette question dans l'étude pétrographique.

c)- Quartzites à oligiste, noirs et blancs souvent plissotés (1).

C'est l'ensemble de ces trois types de roche que je désignerai sous le terme de "complexe des micaschistes albitiques".

I.2.3.2.2- Région Niéléba-Bouanze

Au Nord du parallèle 15°20', dans une bande méridienne s'intercalant entre le massif principal de socle du Guidimaka à l'Ouest et la Série de la Falémé à l'Est, l'étude photogéologique de l'I.F.P. indique une succession de panneaux de schistes métamorphiques séparés par des zones sans affleurement. La morphologie de ces panneaux est effectivement assez caractéristique (2): collines molles à recouvrement de galets de quartz blanc, où la photogéologie révèle l'existence de lignes structurales sinueuses dont les directions peuvent être aussi bien E-W que N-S, parallèles ou perpendiculaires au contact avec le massif de socle.

Certains oueds, entaillant suffisamment le recouvrement caillouteux et argilo-sableux, m'ont fourni dans tous ces panneaux des coupes E-W utilisables. J'ai presque uniquement rencontré les trois types de roches décrits ci-dessus, les micaschistes albitiques l'emportant nettement sur les schistes verts albitiques, les quartzites ferrugineux étant les moins bien représentés. Les autres types pétrographiques sont les suivants.

-
- (1) Au Nord de la piste M'Bout-Soufa, G. ROCCI (trav. inédits) a également trouvé des quartzites à grenat qui appartiennent vraisemblablement au même complexe.
 - (2) Il est curieux de constater que cette morphologie est identique à celle de la dorsale E-W terminant au Sud le massif d'Artemou (Série de M'Bout). Les formations affleurant dans ces deux secteurs sont pourtant différentes, mais elles ont en commun de comprendre essentiellement des schistes métamorphiques exceptionnellement riches en lentilles de quartz d'exsudation, ce qui leur a donné une certaine résistance à l'érosion.

- A 2 km au SE de Nieléba, des filons de serpentine orientés NE à pendage NW. Nous les étudierons en même temps que les roches analogues de la Série de Sélibabi.
- A l'Ouest de Dafort, un filon de dolérite fraîche recoupant les micaschistes.
- A l'Ouest de Dafort, à proximité du contact avec les amphibolites du socle, quelques pointements isolés d'amphibolites au milieu des micaschistes.

La description détaillée de ces coupes serait fastidieuse : il n'a pas été possible de faire de stratigraphie, et les faciès pétrographiques rencontrés restent remarquablement identiques à eux-mêmes. J'indiquerai donc seulement ci-dessous celles qui apportent des éléments nouveaux à la connaissance interne de ce complexe.

- a)- A 3 km au SE de Nieléba, dans un oued coulant E-W, ont été observées des alternances de micaschistes et schistes verts albitiques, à schistosité NE, pendage 20 à 30° NW; aucune discordance n'est perceptible entre les schistosités de ces deux types de roches qui semblent avoir été, à l'origine, interstratifiées. D'autres coupes, en particulier à l'Est d'Oulombomé, confirment cette observation.
- b)- A l'Est du village d'Oulombomé, au milieu de micaschistes et schistes verts albitiques, affleurent de petites barres de quartzites à oligiste (fig. 36 B).

Le premier oued rencontré à l'Est du village montre quartzites et micaschistes au contact : dans le prolongement d'une barre de quartzites dirigée W.NW, s'observe un très beau petit synclinal de quartzites, de style isoclinal, déversé vers le

N.NE (Photo 6, Pl. VI). L'axe de cette structure est subhorizontal et dirigé W.NW. Sous les quartzites du flanc droit et 50 m au Sud des quartzites du flanc inverse affleurent des micaschistes albitiques à schistosité W.NW, pendage S.SW, parallèle au plan axial du synclinal.

La barre de quartzites en question est relayée, à l'Est de l'affleurement décrit ci-dessus, par une seconde barre où l'on discerne de petites structures anticlinales. Des cannelures et meneaux très bien marqués, comme à l'ordinaire, sont parallèles à l'axe subhorizontal de ces structures, et des stries de surface lui sont perpendiculaires. Des lithoclasses verticales sont parfois bien développées, obliques sur la linéation B. Enfin, des failles transversales marquent la terminaison SE de cette barre.

Affleurent sporadiquement à proximité immédiate (parfois quelques mètres) des quartzites, on retrouve, au Nord et au Sud de ceux-ci, des micaschistes dont la schistosité est dirigée parallèlement à l'allongement de la barre de quartzites.

Ces observations confirment et précisent celles que nous avons faites à proximité de Diala.

- Quartzites et micaschistes semblent avoir été, à l'origine, interstratifiés.
- Ils ont été plissés dans un style isoclinal, ce qui rend impossible les évaluations de puissance tant qu'une stratigraphie précise n'a pu être faite.
- Le seul examen de la carte de la figure 36b montre qu'un second plissement de direction différente a repris ces plis isoclinaux précoces.

c)- Enfin, au Nord du village de Bouanze, sur la piste Bouanze-Oudелеmguil affleurent sporadiquement des micaschistes albitiques et des quartzites à oligiste; ces derniers sont, comme d'ordinaire, très plissotés, l'axe des plis étant dirigé 100 à 110°, plongement 0 à 5° W; les micaschistes albitiques ont une orientation linéaire si marquée qu'ils n'ont plus, au lieu de schistosité, qu'une "fibrosité"; tous les minéraux visibles à l'oeil nu participent à cette orientation : muscovite, fuseaux de quartz, et même phénoblastes d'albite (Photo 3 et 4, Pl. VI); la linéation minérale ainsi définie est en moyenne 120° plongement 5° W, c'est à dire rigoureusement parallèle aux linéations visibles dans les quartzites.

I.2.3.3- Contacts avec les formations avoisinantes

Les conditions d'affleurement n'ont pratiquement jamais permis de voir ces contacts; dans les cas les plus favorables, ils ont pu être approchés sur le terrain à quelques centaines de mètres de part et d'autre; la plupart du temps, j'ai dû les dessiner en photogéologie.

I.2.3.3.1- Contact avec les granites

Dans la région de Diala-Keninkoumou-Dangueremou, les affleurements de granite d'une part, de micaschistes albitiques d'autre part, sont trop dispersés pour fournir des enseignements : il est même impossible de décider si les affleurements granitiques sont continus sous le recouvrement argilo-sableux et englobent des panneaux isolés de micaschistes albitiques, à la façon d'enclaves, ou si, au contraire, les affleurements de ces derniers sont continus et partagent en deux le massif granitique. La photogéologie n'est pas non plus d'un grand secours dans ce secteur.

Dans la région Nieléba-Bouanze en revanche, l'étude photogéologique permet de dessiner assez bien la ligne de contact. Les directions de schistosité des micaschistes serpentent parallèlement à celle-ci, et les pendages, partout où j'ai pu les observer, sont dirigés vers le massif granitique, c'est à dire en moyenne vers l'Ouest.

Aucune de ces observations ne nous fournit d'indications sur les relations géométriques entre granites et micaschistes, non plus que sur leur âge relatif. C'est une question que je laisserai en suspens.

I.2.3.3.2- Contact avec les amphibolites

a)- Amphibolites de Seteïba

Le panneau principal d'amphibolites du socle a un allongement méridien; sa ligne de contact avec les micaschistes albitiques, dessinée en photogéologie et vérifiée par des itinéraires, a, sur une grande longueur, une orientation moyenne méridienne.

Nous avons vu que les directions de schistosité de ces amphibolites, bien qu'assez variables, semblent en moyenne E-W, tout au moins dans la partie centrale du massif, ce qui les rend perpendiculaires à cette ligne de contact N-S. A proximité de celle-ci, les directions structurales des micaschistes, sont également E-W, parallèles à celles des amphibolites et perpendiculaires au contact.

Enfin, comme je l'ai dit plus haut, des pointements isolés d'amphibolites ont été retrouvés au milieu des micaschistes jusqu'à 3 km à l'Est de cette ligne de contact.

Si l'on admet que ces amphibolites mésozonales, plus métamorphiques que les micaschistes, sont probablement plus anciennes et se trouvent donc, en principe, plutôt dessous que dessus, cet ensemble d'observations peut s'interpréter ainsi :

- la ligne de contact actuellement visible entre micaschistes et amphibolites est un simple hasard d'érosion;
- les amphibolites se continuent, sous les micaschistes, jusqu'à une certaine distance, impossible à déterminer, à l'Est de cette ligne de contact; l'érosion les fait parfois réapparaître;
- une même tectogenèse ou des tectogenèses de direction voisine ont pu s'exercer sur ces deux formations.

b)- Amphibolites de Oudelemguil

Au Nord de ce panneau principal, un petit massif d'amphibolites du socle a été retrouvé entre les villages de Bouanze et d'Oudelemguil. Ses contours, bien visibles en photogéologie et vérifiés par des itinéraires, montrent un allongement W.SW-E.NE. Au Sud et au Nord de ce petit massif affleurent des micaschistes albitiques; leurs lignes structurales, visibles en photogéologie, sont également dirigées W.SW-E.NE; telle est aussi la direction des linéations B mesurées sur le terrain.

Dans le cadre des hypothèses avancées plus haut, on peut interpréter cette disposition comme résultant d'une structure anticlinale allongée W.SW-E.NE dont le coeur serait occupé par ces amphibolites.

En conclusion, l'argumentation (assez fragile) que je viens de développer appuierait l'hypothèse que les micaschistes albitiques reposent par endroits sur les amphibolites du socle qui réapparaîtraient au gré de l'érosion et des structures tectoniques.

I.2.3.3.3- Contact avec la Série de Sélibabi

Nous verrons, lors de l'étude de cette série, que ce contact se fait généralement par l'intermédiaire de grandes failles de direction moyenne N et pendage W. Ces failles n'ont pu être vues sur le terrain, mais certaines, perpendiculaires aux lignes structurales des micaschistes, sont bien visibles sur photographies aériennes et peuvent provoquer, dans les formations de la Série de Sélibabi situées à proximité, l'apparition d'une schistosité.

Si l'on admet que les micaschistes sont plus anciens que la Série - généralement non métamorphique - de Sélibabi, ces failles seraient des failles inverses.

I.2.3.3.4- Enfin, les contacts avec les Séries de M'Bout et de Bakel n'ont été vus ni en photogéologie, ni sur le terrain.

I.2.3.4- Etude pétrographique

I.2.3.4.1- Introduction

Nous nous attacherons particulièrement, dans cette étude pétrographique, à cerner le problème de la genèse des phénoblastes albitiques, constamment présents dans les micaschistes et schistes verts de ce complexe. Cette prolifération amène en effet à se poser deux questions :

- la trame de ces roches et leurs phénoblastes correspondent-ils à deux temps de cristallisation distincts ?
- quelle est l'origine du sodium nécessaire pour former cette albite?

Des albitisations comparables ont été décrites dans de nombreuses régions et, suivant ces régions, des réponses diverses ont pu être apportées aux questions posées ci-dessus. Schématiquement, les observations effectuées permettent de définir deux types de structures.

1)- Les phénoblastes, ou tout au moins la plus grande partie d'entre eux, sont de cristallisation tardive et se surimposent à une trame déjà métamorphique; une métasomatose sodique, ultime manifestation du métamorphisme, permet d'expliquer ce phénomène et de trouver une origine au sodium.

2)- Les phénoblastes ont cristallisé pratiquement en même temps que la trame ou, plus précisément, ont participé à la même paragenèse que la trame; l'ensemble de la roche a ainsi cristallisé au cours d'une même phase de métamorphisme, qui peut être topochimique si le sodium était déjà présent en quantité suffisante dans la roche originelle.

Les publications géologiques offrent des exemples de ces deux phénomènes : un cas très remarquable d'albitisation tardive due à une métasomatose sodique est décrit par R. MICHEL (1953), dans le massif du Grand-Paradis; la présence d'albite, parfois abondante, parfois porphyroblastique, dans des paragenèses métamorphiques tout à fait normales, est d'autre part décrite par de nombreux auteurs : J. JUNG et M. ROQUES (1952, zones des Micaschistes supérieurs et inférieurs); A. HARKER (1952, zone à chlorite et zone à biotite), F.J. TURNER et coll. (1960, faciès schiste vert), M. CHENEVOY (1961, albitisation topochimique succédant à une rétro-morphose dans le Mont Pilat)...

L'étude microscopique, les analyses chimiques, l'examen du contexte géologique, nous permettront de choisir l'hypothèse la mieux adaptée aux formations du Guidimaka.

I.2.3.4.2- Etude des micaschistes albitiques

32 lames minces ont été taillées dans ces roches; les paragenèses rencontrées sont assez constantes : trame de muscovite, biotite, quartz, épidote et phénoblastes poecilites d'albite ainsi que (plus rarement) de quartz.

La muscovite est probablement une phengite. L'albite est toujours biaxe positive, ce qui indiquerait une albite de basse température.

Je décrirai ci-dessous les échantillons les plus caractéristiques.

Echantillon D 266 Lat. 15°38' - Long. 12°12'30"

- Macroscopiquement

Micaschiste à muscovite, biotite et phénoblastes d'albite allant de 0,5 à 3 mm. En même temps que la foliation, une linéation minérale due à l'allongement des lamelles micacées est faiblement visible.

- Microscopiquement

Deux lames ont été taillées perpendiculairement au plan de foliation, l'une parallèle, l'autre perpendiculaire à la linéation; elles étaient peu différentes et seront décrites en même temps.

Trame

- Muscovite légèrement pléochroïque, biaxe, presque uniaxe : phengite probable. Prépondérante dans la trame.
- Biotite brun rouge, partiellement chloritisée. Assez abondante dans la trame.
- Epidote (pistacite dominante, clinozoïsite subordonnée). Assez abondante dans la trame.

- Tourmaline bleue automorphe, fréquente.
- Quartz engrené groupé dans des lentilles allongées dans la foliation. Un peu moins abondant que les micas.
- Minerai (oligiste ou martite).

Biotite et phengite sont souvent associées lamelle à lamelle : leur orientation planaire détermine la foliation.

L'épidote est fréquemment automorphe et se concentre dans des lits parallèles à la foliation.

Phénoblastes

Albite xénomorphe isométrique non maclée ou maclée CARLSBAD, très poecilitique et contenant : quartz (abondant), épidote (abondante), micas (rares) et petits minéraux aciculaires non identifiés.

Les inclusions de l'albite ont souvent une orientation planaire, spécialement le quartz et la clinzoïsite; ce plan peut faire un angle quelconque avec le plan de foliation de la trame et même lui être perpendiculaire (Photo 1 et 2, Pl. VII).

La trame se moule autour des phénoblastes sans, généralement, avoir subi d'écrasement mécanique visible; dans leurs fissures ont cristallisé des muscovites, biotites et épidotes; enfin, en bordure des phénoblastes, les recristallisations de muscovite, biotite, quartz, épidote (plus rare) se font souvent en ombres de pression (1), déterminant un étirement corpusculaire (2) parallèle à la foliation générale (Photo 3, Pl. VII).

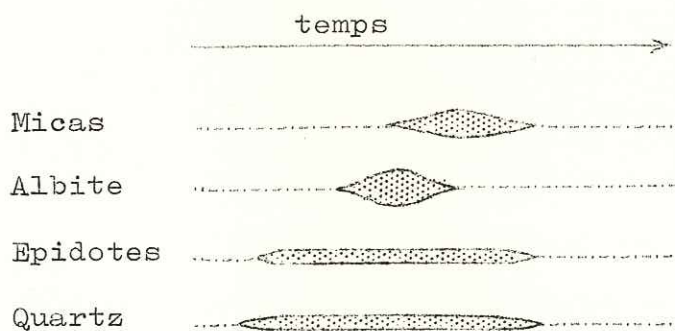
(1) Ombre de pression : "pressure shadows" des auteurs de langue anglaise.

(2) Etirement corpusculaire : "petites auréoles d'étirement autour de grains durs dans un matériau plus incompetent" (G. GUITARD, 1960, sur une suggestion de E. RAGUIN).

En conclusion, l'évolution de cette roche semble avoir été la suivante :

- cristallisations orientées de quartz et épidote
- cristallisation de phénoblastes poecilitiques d'albite incluant cette première trame
- cristallisation orientée de l'essentiel de la trame : muscovite, biotite, épidote, quartz.

Il serait évidemment difficile d'envisager que ces trois temps de cristallisation aient été nettement séparés : il est infiniment plus probable que ce sont trois étapes d'une seule paragénèse apparaissant dans des conditions de métamorphisme syntectonique; l'ordre de cristallisation pourrait alors être schématisé ainsi :



Echantillon D 160 Lat. 15°44'30" - Long. 12°14'

- Macroscopiquement

Les phénoblastes millimétriques d'albite forment l'essentiel de la roche, les interstices étant remplis par de la muscovite; la roche ne possède qu'une foliation très fruste, mais par contre une linéation bien marquée due à l'allongement des phénoblastes et des lamelles de muscovite (Photo 1 et 2, Pl. VI).

- Microscopiquement

Deux lames ont été taillées : lame 1, parallèle à la linéation, lame 2 perpendiculaire à celle-ci. Je partagerai encore les minéraux en phénoblastes et trame, étant entendu que les phénoblastes occupent un volume bien supérieur à la trame.

Trame

- Quartz, prépondérant
- Muscovite, pléochroïque dans les gris ou vert très clair, angle $2V$ inférieur à 20° : phengite probable, abondante
- Epidote (pistacite) rare.

Phénoblastes

Albite non maclée, maclée CARLSBAD ou, rarement, maclée albite. Très poecilitique, elle contient essentiellement des globules de quartz et de petites muscovites, le volume total des petites inclusions pouvant atteindre ou dépasser celui du minéral hôte (Photo 2, Pl. III).

Des efforts mécaniques se sont exercés sur les cristaux provoquant soit des torsions des plans de macle, soit des micro-cataclases cicatrisées par du quartz.

Les différences entre la section parallèle à la linéation et celle qui lui est perpendiculaire sont très spectaculaires: dans la lame 2, les phénoblastes sont isométriques, entièrement entourés par des lamelles de muscovite fraîche, généralement exempte de cataclase, le plan de ces lamelles restant parallèle aux contours des phénoblastes. Dans la lame 1, les phénoblastes ont un allongement préférentiel plus ou moins accusé, les lamelles de muscovite une orientation linéaire bien marquée.

Ainsi le quartz a pu cristalliser avant, pendant et après l'albitisation; la majeure partie de la muscovite a cristallisé (ou recristallisé) en même temps que l'albite ou postérieurement à celle-ci.

Cet ensemble d'observations confirme les conclusions tirées de l'étude de l'échantillon D 266 : l'ensemble des minéraux constitue une seule paragenèse qui s'est formée dans des conditions de métamorphisme syntectonique. Les directions de contraintes ont peu varié au cours de ce métamorphisme et l'ensemble de la roche a acquis une symétrie axiale (symétrie d'un cylindre).

Echantillon F 185 Lat. 15°51' - Long. 12°14'30"

- Macroscopiquement

Micaschiste à muscovite et phénoblastes millimétriques d'albite. Au lieu de foliation est seulement visible une fibrosité due à l'allongement linéaire de tous les minéraux : muscovite, quartz et albite (Photo 3 et 4, Pl. VI).

- Microscopiquement

Deux lames ont été taillées, l'une parallèle, l'autre perpendiculaire à la linéation.

sciences de la terre
BIUS
JUSSEAU
CADIST

Trame

- Muscovite pléochroïque dans les vert très clair, presque uniaxe : phengite probable; prépondérante
- Biotite chloritisée et limonitisée; abondante
- Quartz dentelliforme souvent groupé dans de longs fuseaux; abondant.

Phénoblastes

Albite faiblement poecilitique et contenant presque uniquement du quartz.

Les phénoblastes sont souvent craquelés et envahis par des produits limoniteux.

Les lamelles de micas peuvent être soit intactes, enchevêtrées de façon désordonnée ou articulées suivant des microplis, soit ployées et tordues dans ces mêmes microplis. Des écrasements mécaniques sont parfois visibles en bordure des phénoblastes, mais ce phénomène est relativement rare. Beaucoup plus fréquentes sont les cristallisations de biotite quartz et muscovite en ombres de pression, aux extrémités des phénoblastes, déterminant ainsi un étirement corpusculaire parallèle à la linéation.

Cette étude confirme celle de l'échantillon D 160 et les mêmes conclusions peuvent en être tirées : la majeure partie de la trame, une partie du quartz exceptée, semble avoir cristallisé soit en même temps que les phénoblastes soit postérieurement à ceux-ci; la direction des contraintes subies par la roche a peu varié au cours de ces cristallisations, qu'on peut donc raisonnablement estimer être presque synchrones et dues à un même métamorphisme syntectonique.

Les autres échantillons étudiés fournissent des informations plus confuses.

Echantillon D 128 (région de Keninkoumou)

Des plissements reprennent une ancienne foliation due à l'orientation planaire des lamelles de muscovite ainsi qu'à un litage entre zones plus ou moins riches en nodules d'albite ou de quartz (Photo 5, Pl. VI). Une linéation minérale (allongement des lamelles de muscovite) est également reprise par ces plissements.

- Microscopiquement

On voit les minéraux primaires de la trame (phengite, biotite chloritisée, chlorite, quartz, épidote, tourmaline) ployés ou cataclasés par ces plissements. Un clivage de fracture matérialise la direction de plan axial des microplis. Les phénoblastes d'albite, très poecilites, sont souvent cataclasés, fragmentés, envahis par des produits secondaires (limonite, chlorite, quartz); leurs inclusions, à disposition souvent planaire, n'ont pas de rapports géométriques constants avec la trame environnante.

Echantillon D 125 (région de Keninkoumou)

Comparable au précédent mais cette fois de la muscovite a recristallisé dans le clivage de fracture, provoquant ainsi l'apparition d'une foliation seconde, (Photo 4, Pl. III).

Ces deux échantillons montrent qu'une phase tectonique et un métamorphisme tardifs ont pu affecter les micaschistes déjà albitiques; je n'ai jamais observé de remobilisations d'albite lors de cette deuxième phase. Enfin les rapports géométriques des phénoblastes et de la trame primaire sont devenus pratiquement impossibles à analyser.

I.2.3.4.3- Schistes verts albitiques

Dix lames minces ont été taillées dans ces roches; les minéraux rencontrés sont plus variés que dans les micaschistes albitiques, mais appartiennent tous au faciès schiste vert de P. ESKOLA-F.J. TURNER : actinote, épidote, chlorite, calcite, muscovite, quartz, albite. La présence de quartz empêche souvent de les définir comme des prasinites. L'habitus de l'albite en phénoblastes poecilitiques est souvent spectaculaire.

Comme dans l'étude des micaschistes albitiques, je m'attacherai, par la description des échantillons les plus caractéristiques, à définir les relations des phénoblastes et de la trame.

Echantillon D 583 Lat. 15°32' - Long. 12°11'30"

- Macroscopiquement

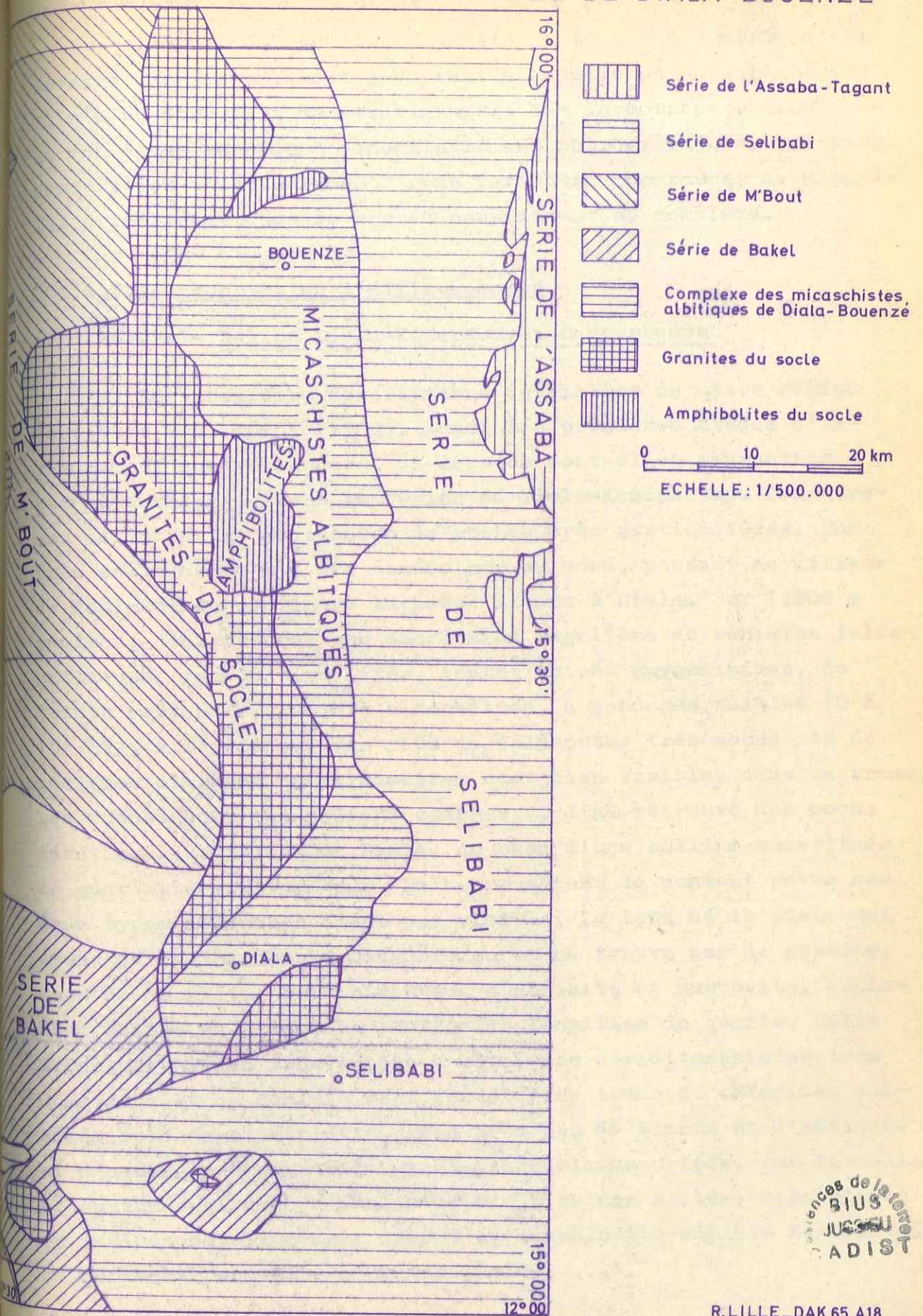
Schiste vert assez massif ponctué de nodules albitiques allant de 0,5 à 2 mm. Une linéation est perceptible, due à l'orientation linéaire de la trame et à un léger allongement des phénoblastes.

- Microscopiquement

Deux lames ont été taillées perpendiculairement à la foliation : lame 1 parallèle à la linéation, lame 2 perpendiculaire à celle-ci.

Comme dans l'étude des micaschistes albitiques, je classerai les minéraux en phénoblastes et trame.

LIMITES ET ENVIRONNEMENT DU COMPLEXE DES MICASCHISTES ALBITIQUES DE DIALA-BOUENZE FIG.36a



BIUS
JUSQU'AU
ADIST

Trame

- Epidotes prépondérantes (pistacite principalement)
- Chlorite (pennine) fréquente
- Muscovite abondante
- Calcite rare
- Actinote abondante
- Quartz abondant
- Leucoxène
- Magnétite ou martite.

Phénoblastes

Albite limpide, très poecilitique, contenant quartz, épidote, quelques zircons.

- L'actinote est faiblement pléochroïque avec une teinte bleutée, très pâle, suivant Ng, une teinte jaune très pâle suivant Np. L'angle maximal d'extinction des sections allongées est de 20°; ce serait donc une actinote magnésienne.

- L'albite est, comme à l'ordinaire, une albite de basse température, biaxe positive, non maclée ou maclée CARLSBAD.

Le contraste entre les lames 1 et 2, ainsi que les relations géométriques entre les inclusions des phénoblastes et la trame sont assez remarquables.

- Dans la lame 1, l'actinote est présente presque uniquement en sections parallèles à l'axe du prisme et parallèles entre elles; tous les autres minéraux sont également allongés parallèlement à cette linéation : lamelles de muscovite et chlorite, prismes de clinozoisite et de pistacite, phénoblastes xénomorphes d'albite, fuseaux de quartz. La chlorite cristallise souvent en ombres de pression aux extrémités des phénoblastes, déterminant un étirement corpusculaire parallèle à la linéation (Photo 4 et 6, Pl. IX).

Aucun écrasement mécanique de la trame ne se manifeste en bordure des phénoblastes. Les inclusions de ceux-ci, comprenant presque uniquement des épidotes et du quartz, s'alignent souvent parallèlement à cette linéation et semblent alors se relier sans discontinuité à la trame environnante. Toutefois, dans un certain nombre d'entre eux, les inclusions ont un aspect tourbillonnant et ne se relient pas à la trame.

- Dans la lame 2, la trame apparaît intensément plissotée, bien que souvent sans torsion ni cataclase des minéraux. Les sections basales prédominent dans l'actinote et les épidotes. Les phénoblastes d'albite sont isométriques et leurs inclusions, fréquemment plissotées, poursuivent parfois en continuité les microplis de la trame environnante (Photo 1 à 3, Pl. IV). Enfin, les lamelles de chlorite peuvent, comme l'albite, être poecilitiques et contenir des inclusions plissotées d'épidote (Photo 5, Pl. IX).

En conclusion, les phénoblastes d'albite semblent avoir cristallisé postérieurement à une partie du quartz et de l'épidote. Enfin les mêmes contraintes ont imposé à tous les minéraux les mêmes orientations et on peut raisonnablement penser qu'ils se sont tous formés lors d'une même phase de métamorphisme syntectonique.

Echantillon D 167 Lat.: 15°42' - Long.: 12°11'

- Macroscopiquement

Schiste vert à nodules d'albite millimétriques. La schistosité est grossière, mais bien visible. Une linéation, due à l'allongement des minéraux de la trame, est parfaitement perceptible.

- Microscopiquement

Deux lames ont été taillées perpendiculairement à la foliation : lame 1 parallèle à la linéation, lame 2 perpendiculaire à celle-ci.

Trame

- Epidotes prépondérantes (pistacite essentiellement, clinozoisite en plus faible proportion)
- Chlorite (pennine) abondante
- Muscovite légèrement pléochroïque, peu abondante
- Quartz.

Phénoblastes

Albite très poecilitique contenant essentiellement des épidotes et un peu de quartz.

La linéation apparaît essentiellement provoquée par l'allongement des prismes d'épidote (dans la lame 1, les prismes de clinozoisite peuvent avoir plusieurs millimètres de longueur).

L'aspect imbibant de l'albite, dû à l'absence d'écrasement mécanique en bordure des phénoblastes d'une part, à la fréquente continuité entre les inclusions alignées d'épidote et la trame environnante d'autre part, est assez remarquable dans la lame 1. Dans la lame 2, en revanche, les inclusions sont souvent en désordre, sans relation nette avec la foliation de la trame environnante.

Chlorite et quartz forment souvent des ombres de pression allongées dans la linéation, en bordure des phénoblastes.

Enfin des structures concentriques sont visibles dans une albite poecilitique de la lame 2 (Photo 1, Pl. X) : un noyau d'épidote (pistacite et clinozoisite) est au centre d'une albite riche en baguettes de clinozoisite disposées parallèlement aux contours du phénoblaste, lui-même entouré par les épidotes et chlorites de la trame.



En conclusion, il apparaît encore que, même si l'albite est postérieure à une partie de la trame (épidote et quartz, pro parte), l'ensemble de la cristallisation s'est fait lors d'une même phase de métamorphisme syntectonique.

Les autres échantillons étudiés avaient, à travers des paragenèses plus ou moins riches en tel ou tel minéral, des caractéristiques comparables. L'albite est plus ou moins abondante d'un échantillon à l'autre et reste parfois microscopique; le quartz est plus ou moins abondant, parfois phénoblastique comme l'albite; la linéation, principalement due aux actinotes et épidotes, est souvent bien visible et affecte, à des degrés divers, tous les minéraux.

Enfin, un dernier échantillon, collectionné par G. ROCCI, révèle une évolution plus complexe que celle des précédents : c'est le schiste vert à phénoblastes d'albite décrit par l'auteur dans la région de Dangueremou (L.M. G. ROCCI, GUI 64). Les "plagioclases brisés" dont parle l'auteur sont également de l'albite faiblement poecilitique, à fond limpide, rarement maclée, mais cette fois-ci très cataclastique et envahie par des plages et filonnets de calcite; les recristallisations de calcite et quartz en ombres de pression, parallèles à la foliation, sont très fréquentes; enfin les inclusions des albites (épidotes essentiellement) n'ont aucune relation géométrique constante avec la trame, que les nodules soient intacts ou cataclasés (Photo 2, Pl. X). Une partie au moins de l'albite apparaît donc non seulement antérieure à la majeure partie de la trame, mais affectée par une cataclase assez intense. La ressemblance est grande entre d'une part certains de ces nodules, entourés et envahis par de la calcite, contenant des inclusions rectilignes d'épidote, d'autre part les phénocristaux métamorphisés des tufs de la Série de M'Bout; dans ces derniers, les minéraux néoformés dans les plagioclases, guidés par les clivages du minéral primaire, pouvaient, eux aussi, avoir une orientation préférentielle; les exsudations de calcite étaient également

fréquentes dans des microfissures du phénocrystal ou en ombres de pression en bordure de celui-ci. Peut-on en déduire qu'il y a là non seulement une convergence de faciès, mais une identité d'évolution, et que certains nodules d'albite de nos schistes verts albitiques sont non pas des phénoblastes mais des phénocristaux rétro-morphosés, c'est à dire un cas extrême de saussuritisation ? L'hypothèse est séduisante, mais impossible à prouver, les phénomènes de cataclase et de recristallisation étant trop importants dans l'échantillon GUI 64; elle semble d'autre part peu vraisemblable pour tous les autres échantillons analysés ci-dessus. Je pense donc qu'il vaut mieux garder seulement cette hypothèse à l'esprit comme une possibilité et considérer séparément les problèmes de la cristallisation de l'albite et celui de l'origine des ions qui la composent.

I.2.3.4.4- Quartzites ferrugineux

A l'échelle microscopique comme à l'échelle macroscopique, les caractères de ces roches sont remarquablement constants.

Echantillon D 147 Lat.: 15°42'30" - Long.: 12°17'30"

- Macroscopiquement

Quartzite noir et blanc; un litage millimétrique irrégulier entre les niveaux noirs et blancs est parallèle à la schistosité. Une orientation linéaire, parallèle à ce plan de schistosité, se traduit par des meneaux centimétriques et par des cannelures millimétriques.

- Microscopiquement

Deux sections ont été taillées perpendiculairement au plan de foliation, l'une parallèle, l'autre perpendiculaire à la linéation.

Archives de la
G.I.U.S.
11/2/61
A O I S T

Toutes deux sont assez comparables : le quartz, en lentilles dentelliformes engrenées les unes dans les autres comme un jeu de patience, forme la quasi-totalité de la roche. Les lentilles ont toutes la même orientation et donnent ainsi à la roche sa foliation. De nombreux grains métalliques (oligiste) sont allongés parallèlement à cette foliation et leur plus ou moins grande abondance est responsable du litage de la roche. Quelques gros grains métalliques carrés représentent probablement de la martite. Enfin quelques très rares lentilles de muscovite et chlorite sont visibles.

La seule différence entre les deux sections réside dans le plus ou moins grand allongement des lentilles de quartz.

Nous avons là un quartzite à oligiste et martite presque exempt de phyllites, dont la cristallisation a été orientée par un métamorphisme syntectonique.

Les autres échantillons étudiés sont très comparables; l'allongement des lentilles de quartz parallèlement à une linéation est toujours bien visible; la foliation est moins constamment perceptible; enfin, dans certains échantillons, on voit que le quartz a subi des efforts mécaniques importants postérieurement à sa cristallisation : l'extinction ondulante est la règle et peut révéler des plans de microcataclase, orientés suivant une ou plusieurs directions privilégiées. Il serait toutefois nécessaire de faire de la structurologie pour préciser ces observations.

I.2.3.5- Analyses chimiques

Quatre analyses de micaschistes et schistes verts albitiques ont été effectuées. Pour permettre les comparaisons, je les ai placées, dans le tableau VIII, entre les 4 analyses de porphyroïdes et tufs acides et les 2 analyses de tufs basiques de la Série de M'Bout. (1).

(1) Il s'agit uniquement là de situer un chimisme; je n'en tirerai aucune hypothèse de corrélation stratigraphique.

ANALYSES CHIMIQUES DE MICASCHISTES ET SCHISTES VERTS ALBITIQUES

ECHANTILLONS	PORPHYROIDES ET TUFFS ACIDES DE LA SERIE DE M'BOU				MICASCHISTES ALBITIQUES		SCHISTES VERTS ALBITIQUES		TUFFS BASIQUES DE LA SERIE DE M'BOU	
	D 393	F 391	F 126	F 134	D 165	D 128	F 145	D 583	F 3	F 48
SiO ₂	63,35	76,10	74,20	77,00	78,75	70,55	66,25	46,85	46,95	55,45
Al ₂ O ₃	18,45	12,30	12,70	12,75	11,15	13,20	15,66	16,26	19,35	16,65
Fe ₂ O ₃	6,05	2,15	2,65	1,15	2,05	4,75	2,95	6,50	5,30	2,60
FeO	0,09	0,23	0,60	0,65	0,62	1,25	2,75	5,15	4,82	5,75
MnO	0,15		0,03	0,03	0,07	0,07	0,065	0,15	0,13	0,13
MgO	1,60	0,10	0,08	0,04	0,72	1,31	1,60	5,40	3,95	4,17
CaO	1,35	0,35	0,95	0,67	0,22	1,12	1,12	11,70	12,70	6,20
Na ₂ O	2,75	3,60	4,25	4,20	1,65	1,37	2,65	1,85	2,20	4,35
K ₂ O	4,50	4,60	4,20	4,00	2,90	2,45	3,25	0,11	0,10	0,47
TiO ₂	0,75	0,15	0,12	0,05	0,25	0,60	0,65	1,50	0,95	0,95
P ₂ O ₅	0,35	0,66	0,02	0,04	0,02	0,10	0,10	0,18	0,27	0,12
H ₂ C ⁺	2,45	0,55	0	0,34	1,50	2,80	1,40	2,00	3,10	2,90
H ₂ C ⁻	0,10	0,07	0,15	0,02	0,25	0,20	0,28	0,60	0,13	0,50
CO ₂			0,65				0,85	0,90	0,25	0,30
Total	100,94	100,66	100,60	100,94	100,95	99,77	99,62	99,15	100,30	100,54
Albite (= pénéral)					15,61 %	11,53 %	22,37 %	15,61 %		

On voit que :

- hormis le carbone et le calcium entrant dans la calcite et l'épidote des schistes verts, aucun élément chimique n'a de teneur systématiquement anormale dans ces schistes albitiques;

- les teneurs en sodium sont un peu fortes pour un sédiment classique, argile ou marne, mais seraient tout à fait normales pour des arkoses d'origine détritique ou volcano-détritique.

Or, les études régionales voisines, ainsi que ma propre étude, montrent que les occurrences volcaniques à tendance sodique sont extrêmement fréquentes dans cette bordure ouest du synéclise de Taoudenni, et ceci à toutes les époques (précambriennes ou paléozoïque). Presque toutes les séries sédimentaires systématiquement étudiées dans cette région se sont ainsi révélées riches en matériaux d'origine volcanique; il n'y aurait donc rien d'anormal à vérifier une fois de plus cette règle.

Enfin, le fait que les teneurs en sodium ne soient pas très élevées confirme nos observations pétrographiques : l'abondance des phénoblastes d'albite est trompeuse, dans le sens où ces phénoblastes sont à tel point poecilites que la proportion réelle d'albite n'est pas exagérément forte : le pourcentage pondéral, calculé d'après les analyses, varie entre 11 et 23 %. Paradoxalement, c'est l'échantillon D 145, celui dans lequel l'albite était la moins spectaculaire, qui a la plus forte teneur.

Il va de soi que quatre analyses ne prétendent pas être représentatives d'un complexe aussi varié. Leur seul intérêt est de vérifier que les interprétations proposées ne se heurtent pas à des improbabilités.

I.2.3.6- Conclusion

L'étude pétrographique nous a montré que les phénoblastes d'albite des micaschistes et schistes verts ne correspondaient pas à une cristallisation tardive par rapport à l'ensemble de la trame : une partie des minéraux a cristallisé vraisemblablement avant eux, une autre partie en même temps ou après eux. Les mêmes contraintes ont orienté tous ces minéraux et nous avons donc conclu à une paragenèse unique constituée dans des conditions de métamorphisme syntectonique. Enfin une deuxième tectogenèse et un deuxième métamorphisme ont pu affecter à nouveau ces roches, mais il semble qu'ils n'aient provoqué que des recristallisations de phyllites.

L'examen d'analyses chimiques globales nous a montré que les teneurs en ions sodium ne sont pas anormalement élevées, si l'on prête à ces formations une origine détritique ou volcano-détritique.

L'interprétation la plus simple semble donc de considérer ce "complexe des micaschistes albitiques" comme le résultat d'un métamorphisme syntectonique s'exerçant sur une série riche en arkoses et tufs.

Dans cette hypothèse, les rares passées de quartzites ferrugineux que comporte également cette série représenteraient plus vraisemblablement d'anciens jaspes ou radiolarites que d'anciens grès : ainsi s'expliqueraient leur richesse en oligiste, leur grande pauvreté en phyllites, et la totale absence de feldspaths.

Le métamorphisme, se situant toujours dans le schiste vert, n'est pas beaucoup plus fort que celui des Séries de M'Bout ou de Bakel; seules les modalités de ce métamorphisme apparaissent différentes, aboutissant à une recristallisation totale de la roche et à la disparition de toute structure primaire. La présence de phengite indiquerait un métamorphisme de basse température et haute pression (G. VELDE, à paraître).

RIUS
JUSSEU
CADIST

Il est difficile de relier les directions tectoniques relevées, trop peu nombreuses et trop dispersées, à celles des Séries de M'Bout et de Bakel. En l'absence de repères stratigraphiques continus, il faudrait inventorier tous les affleurements (dans une région qui en comporte très peu), relever dans chacun d'eux les principaux éléments de structure et vérifier, par une étude microscopique, leur nature - bref, faire une étude statistique rigoureuse que je n'avais malheureusement pas le temps de mener à bien. Je laisserai donc cette question en suspens.

La question de l'âge de cette formation ne sera pas non plus résolue et je ne vois pas comment, avec les éléments dont je dispose, elle pourrait l'être.

Je n'ai donc pu, en définitive, que cerner un problème; je pense que si des études ultérieures le reconsidèrent, elles devraient s'attacher principalement, d'une part à étudier les rapports du granite et de ce complexe, d'autre part à tenter l'étude structurale détaillée de celui-ci; là se trouvent sans doute les éléments d'une solution (1).

(1) Je pense en particulier à des mesures géochronologiques, succédant à cette étude structurale, qui pourraient permettre de dater métamorphismes et tectoniques et de donner une limite supérieure pour l'âge de cette formation.

PLANCHE VI

- 1 - Echantillon D 160 (paragraphe 2.3.4.2)
Micaschiste albitique; section perpendiculaire
à la linéation minérale

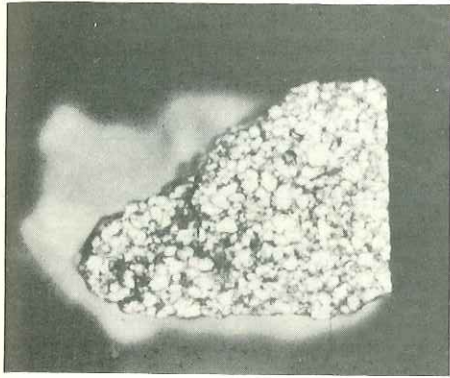
- 2 - Echantillon D 160
Section parallèle à la linéation minérale

- 3 - Echantillon F 185 (paragraphe 2.3.4.2)
Micaschiste albitique; section perpendiculaire
à la linéation minérale

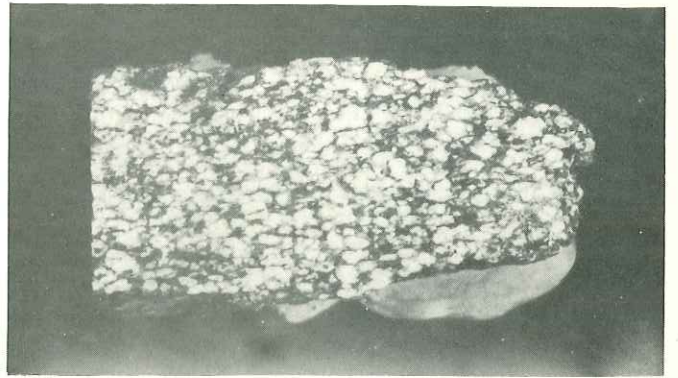
- 4 - Echantillon F 185 (paragraphe 2.3.2.2 et 2.3.4.2)
Section parallèle à la linéation minérale
Noter l'allongement des muscovites, des fuseaux
de quartz, des albites

- 5 - Echantillon D 180 (paragraphe 2.3.4.2)
Plissements tardifs affectant un micaschiste
albitique. Noter le litage dû à la répartition
des phénoblastes d'albite

- 6 - Région d'Oulombomé (paragraphe 2.3.2.2)
Pli mésoscopique affectant des quartzites
ferrugineux.

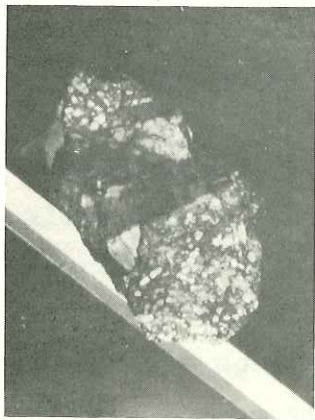


1

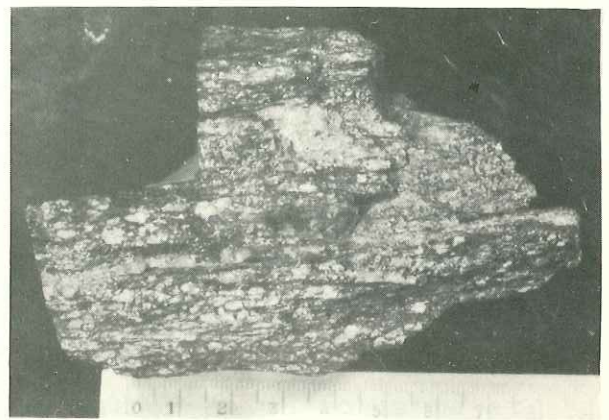


0 1 2 3 4 5 6 7 cm

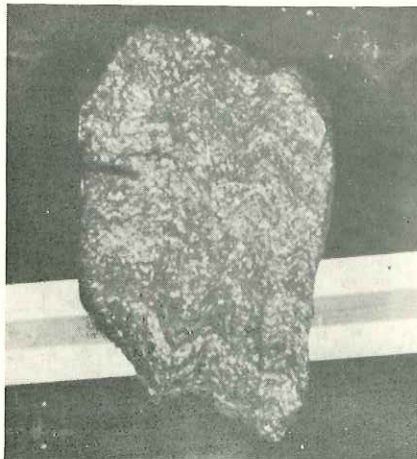
2



3



4



5

SSW



NNE

6

Micropis dans les porphyres ferrugineux

PLANCHE VII

- 1 - Echantillon D 266 (paragraphe 2.3.4.2)

Micaschiste albitique LP

Phénoblaste d'albite poecilitique contenant des épidotes et du quartz.

Noter le mouvement de la trame autour du phénoblaste, les cristallisations de quartz et micas en ombres de pression, et enfin, dans le phénoblaste, la répartition des inclusions dans des lits obliques par rapport à la foliation générale.

- 2 - Echantillon D 266

Détail de la photo précédente.

- 3 - Echantillon D 266

Micaschiste albitique LP

Phénoblaste d'albite contenant en inclusions du quartz (goutelettes) des épidotes (prismes automorphes) et des baguettes non identifiées.

Noter le mouvement de la trame autour du phénoblaste et les cristallisations de quartz et micas (biotite surtout) en ombres de pression.

- 4 - Echantillon F 185 (paragraphe 2.3.4.2)

Micaschiste albitique LP

Lame perpendiculaire à la linéation minérale

Muscovite et quartz. La muscovite est organisée suivant des microplis, parfois aussi légèrement ployée par ceux-ci.

- 5 - Echantillon F 185

Micaschiste albitique LP

Lame perpendiculaire à la linéation minérale. Un phénoblaste d'albite, maclé Carlsbad, légèrement cataclaté, est entouré par des muscovites organisées suivant des microplis. Noter le fréquent parallélisme des lamelles de muscovites et des contours du phénoblaste, à la périphérie de celui-ci

0 1 2 mm

0 0,1 0,2 0,3 0,4 0,5 mm

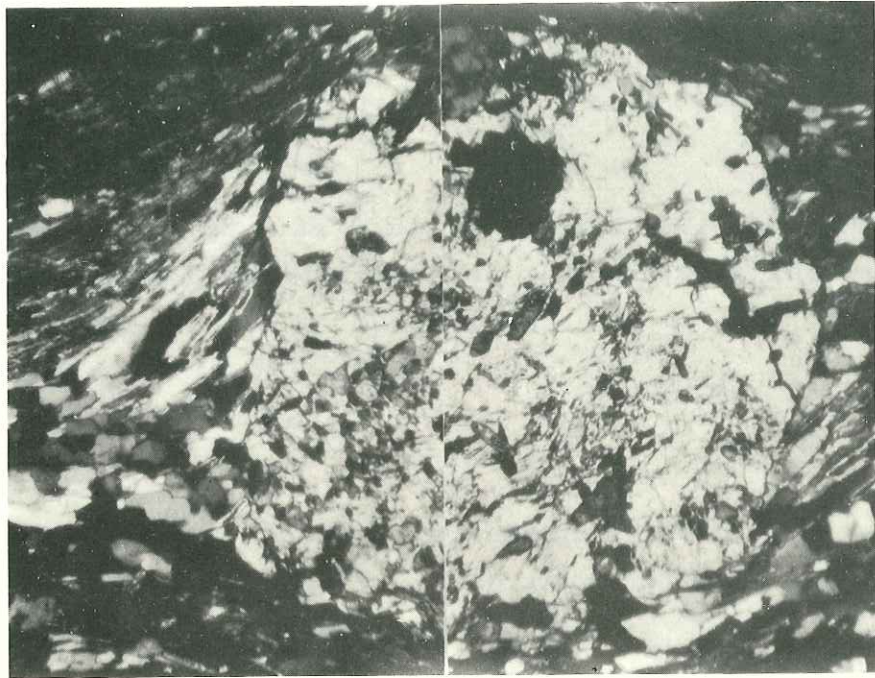


1



2

0 1 2 mm



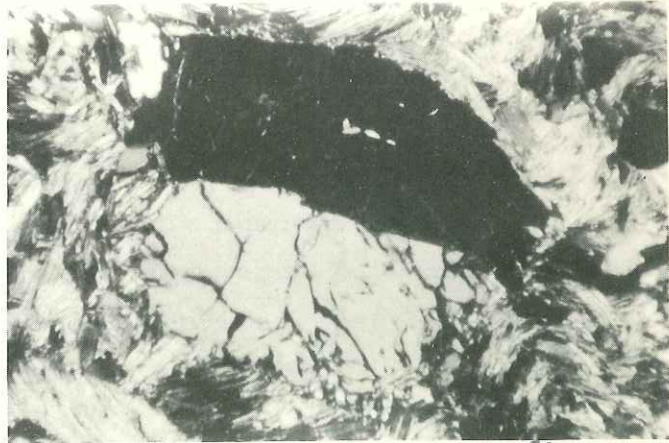
3

0 1 2 mm

0 1 2 mm



4



5

Services de la Faculté
GIUS
JUSSEU
CADIST

PLANCHE VIII

1 - Echantillon D 160 (paragraphe 2.3.4.2)

Micaschiste albitique LP

Lame parallèle à la linéation minérale : des alignements de muscovite séparent des bandes contenant des albites poecilitiques et du quartz. A gauche de la photo, une albite maclée Carlsbad est légèrement cataclasé et cicatrisée par du quartz.

2 - Echantillon D 160

Micaschiste albitique LN

Lame perpendiculaire à la linéation minérale. La lame apparaît essentiellement formée de phénoblastes isométriques cloisonnés par de la muscovite.

3 - Echantillon D 160

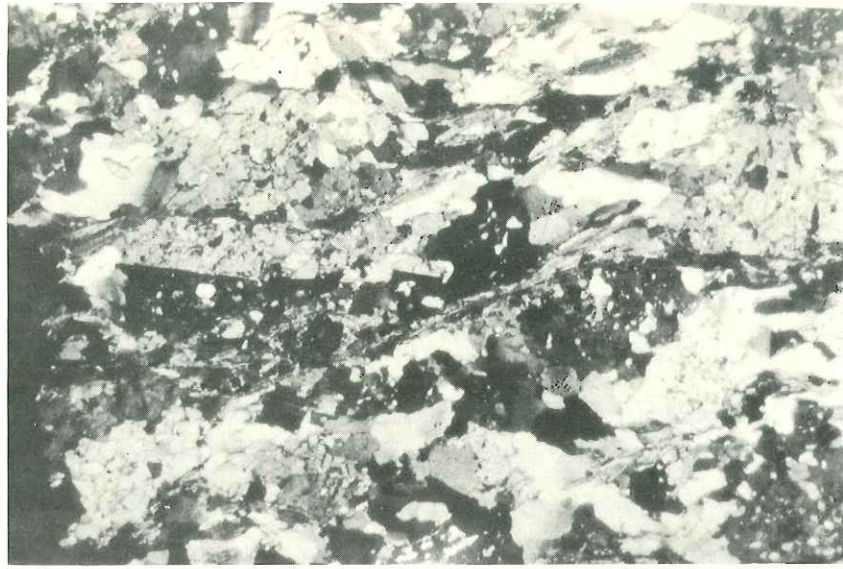
Même lame en LP

Les phénoblastes apparaissent extrêmement poecilitiques (quartz et petites muscovites); on remarque également quelques assemblages ovoïdes de quartz.

4 - Echantillon D 125 (paragraphe 2.3.4.2)

Micaschiste albitique LN

Lame parallèle à la linéation minérale, contenant des phénoblastes poecilitiques d'albite, du quartz et des muscovites; au bas de la photo on distingue un lit de quartz. Une foliation première, visible grâce aux muscovites, est parallèle à ce lit; une foliation seconde, dans laquelle ont pu également recristalliser des muscovites, est oblique sur lui.



0
1
2 mm

1



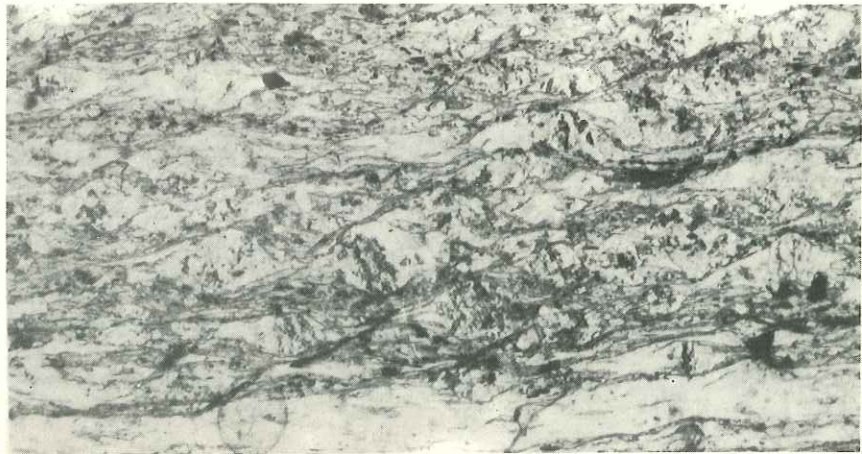
0
1
2 mm

3



2 mm

2



4

PLANCHE IX
(Paragraphe 2.3.4.3)

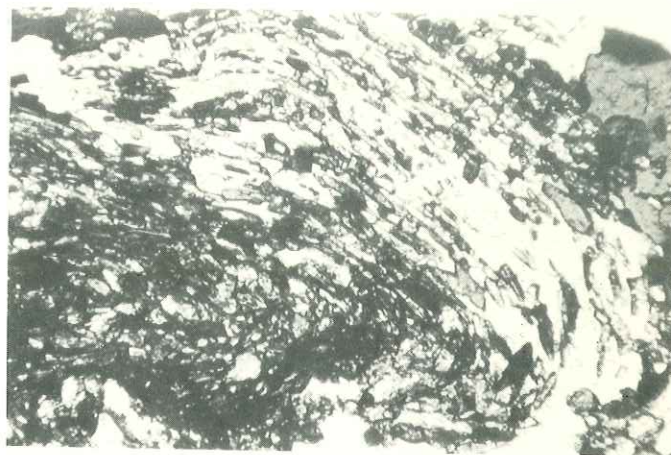
- 1 - Echantillon D 583
Schiste vert albitique LP
Lame perpendiculaire à la linéation minérale. L'aspect d'albite imbiante est assez spectaculaire : un phénoblaste d'albite contient des lits microplissés d'épidote, parallèles aux microplis de la trame environnante (essentiellement formée d'épidotes)
- 2 - Echantillon D 583
Détail de la photo précédente
- 3 - Echantillon D 583
Schiste vert albitique LP
Lame perpendiculaire à la linéation minérale; même légende que pour la précédente; on remarque également dans l'albite des inclusions de quartz
- 4 - Echantillon D 583
Lame parallèle à la linéation minérale. Les inclusions d'épidote dans le phénoblaste d'albite sont parallèles au dessin linéaire de la trame environnante; l'allongement même du phénoblaste est parallèle à cette linéation. Enfin, de la chlorite a cristallisé en ombres de pression aux extrémités du phénoblaste
- 5 - Echantillon D 583
Schiste vert albitique LN
Lame perpendiculaire à la linéation minérale. De la chlorite poecilitique contient des inclusions plissotées d'épidote
- 6 - Echantillon D 583
Lame parallèle à la linéation minérale. Cristallisation de chlorite en ombres de pression, à l'extrémité d'une albite poecilitique contenant des prismes automorphes d'épidote

0 1 2 mm



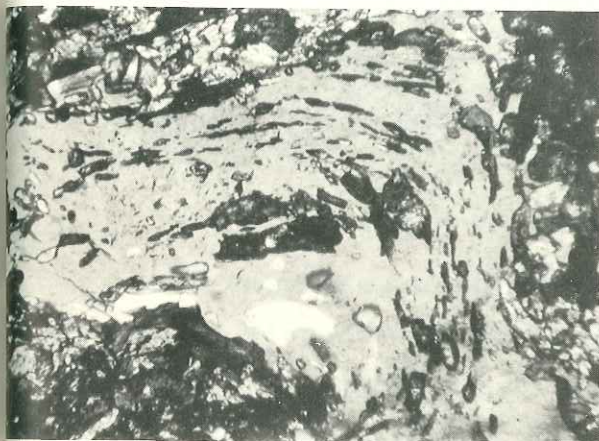
1

0 0,1 0,2 0,3 0,4 0,5 mm



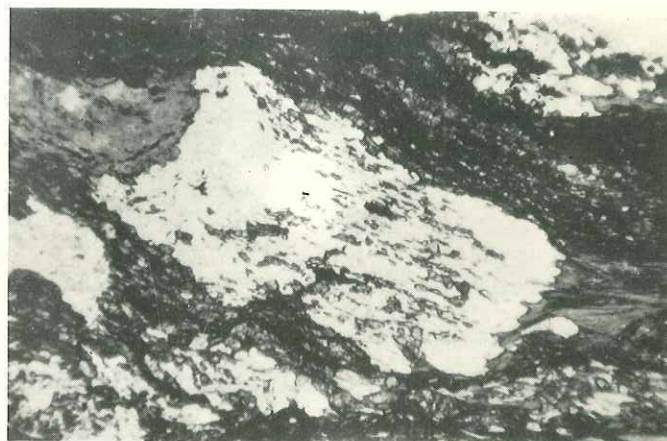
2

0 1 2 mm



3

0 1 2 mm



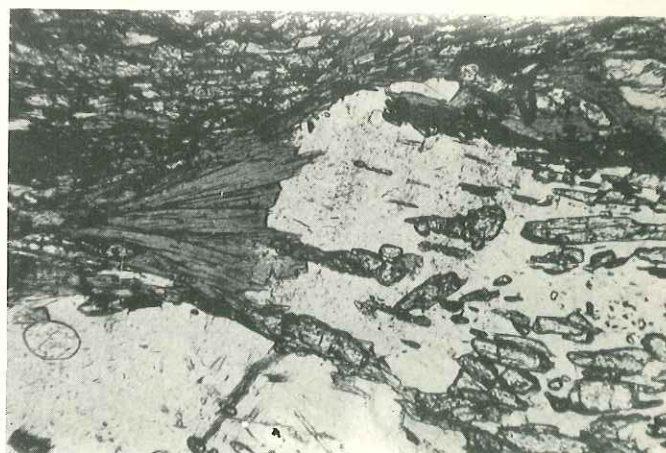
4

0 0,1 0,2 0,3 0,4 0,5 mm



5

0 0,1 0,2 0,3 0,4 0,5 mm



6

PLANCHE X

- 1 - Echantillon D 157 { Latitude 15°42' LP
 { Longitude 12°11'

Schiste vert albitique

Lame perpendiculaire à la linéation minérale. Structure concentrique : épidote au centre, entourée par de l'albite, elle même entourée par l'épidote de la trame. Dans l'albite, on distingue des baguettes de clinozoïzite disposées parallèlement aux contours du phénoblaste.

- 2 - Echantillon G. ROCCI { Latitude 15°42' LP
 { Longitude 12°11'

Schiste vert albitique

Un phénoblaste automorphe d'albite contient des inclusions d'épidote parallèles à ses propres contours et obliques sur la foliation de la trame environnante. Calcite et chlorite ont cristallisé en ombres de pression parallèles à la foliation générale

- 3 et 4 - Echantillon F 621 (Série de Sélibabi)

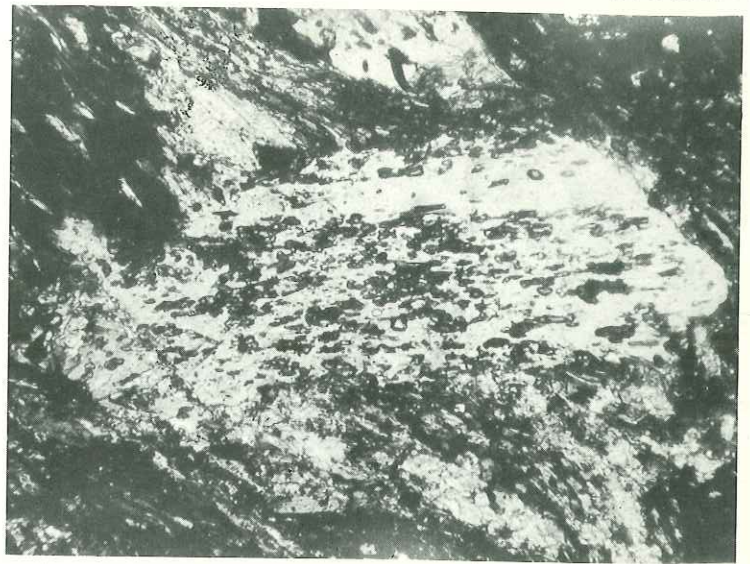
Des traînées fluidales de chlorite chargées de phénocristaux (augite, épidote, etc...) emballent des galets hétérogènes de laves microlitiques

- 5 et 6 - Echantillon F 292 (Série de Sélibabi)

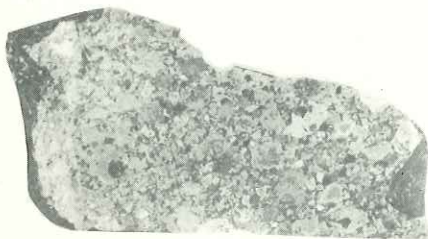
Cet échantillon est, dans ses grandes lignes, identique au précédent.



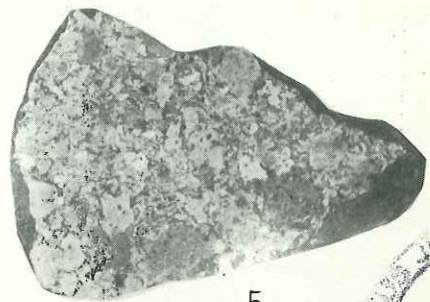
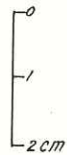
1



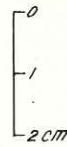
2



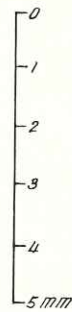
3



5



4



6

Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble

Année :

n° d'ordre :

T H E S E Sprésentées pour obtenir le grade de
DOCTEUR ES-SCIENCES APPLIQUEES

par

Roger LILLEPremière Thèse :

ETUDE GEOLOGIQUE DU GUIDIMAKA (Mauritanie)

Essai de résolution structurale d'une série épimétamorphique

Deuxième Thèse :

PROPOSITIONS DE LA FACULTE

soutenues publiquement le

devant la Commission

d'examen :

MM. R. BARBIER

Président

R. MICHEL

P. GIRAUD

} *Examineurs*

G. ROCCI

Invité

I.3 - FORMATIONS DE LA SERIE DE L'ASSABA-TAGANT ET DE LA SERIE DE SELIBABI

I.3.1- INTRODUCTION

La Série de l'Assaba-Tagant a été définie par C. BENSE (1961) comme un ensemble de formations sédimentaires comportant essentiellement des grès et constituant les plateaux mauritaniens de l'Assaba et du Tagant. Stratigraphiquement, cette série surmonte la série cambrienne de Kiffa et passerait, au Nord du secteur étudié par l'auteur, sous les "formations schisto-gréseuses renfermant, d'après J. DELPY, des fossiles gothlando-dévonien" (1). C. BENSE lui attribue donc un âge cambro-ordovicien (C. 17 à 04 de Th. MONOD). Seule nous intéresse ici la bordure ouest de l'Assaba, zone de contact entre les formations primaires du synclise de Taoudeni (à l'Est) et celles de la Série de Sélibabi (à l'Ouest).

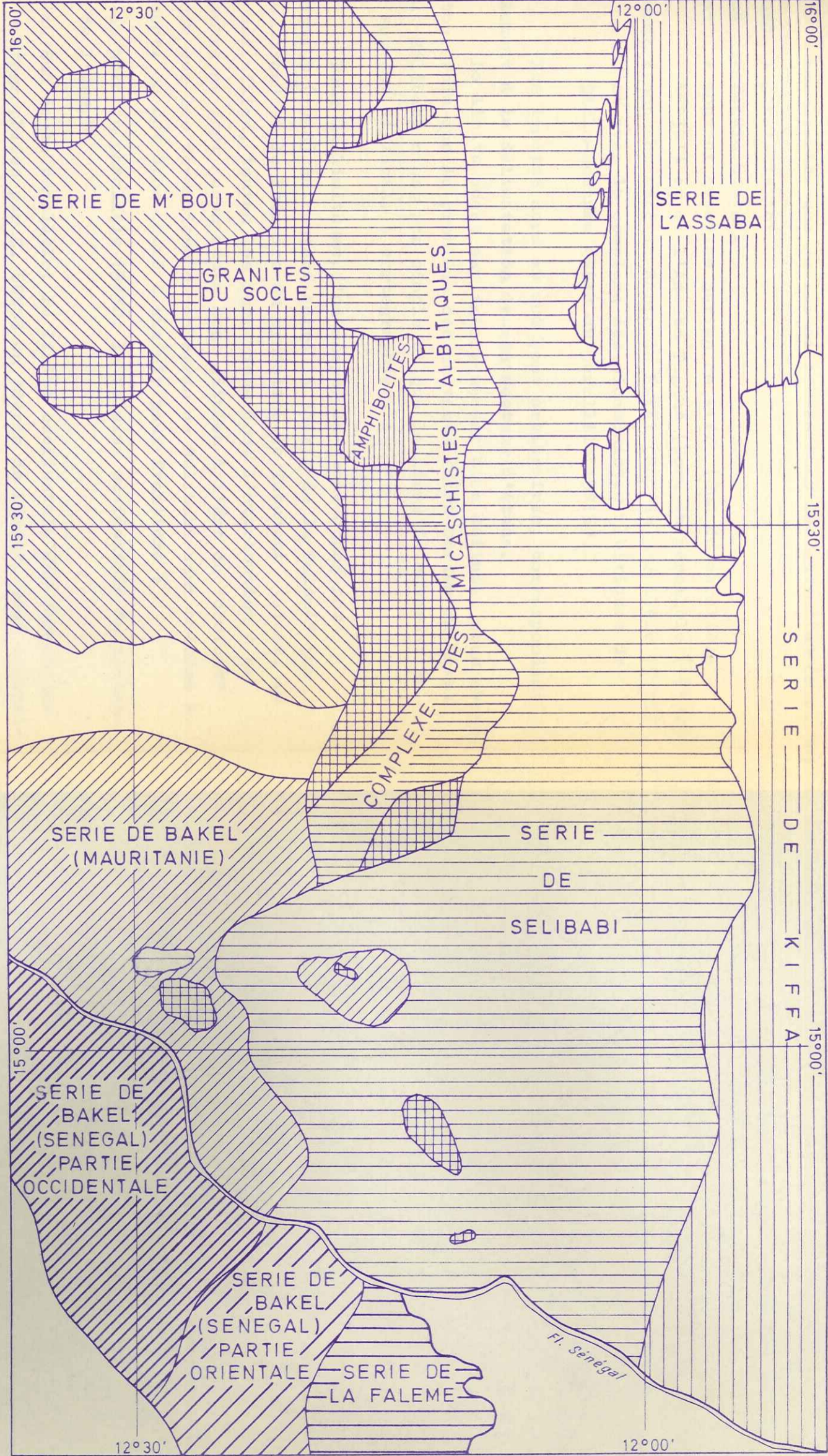
J'ai créé le terme de Série de Sélibabi pour désigner le prolongement vers le Nord de la Série sénégalaise de la Falémé, récemment réétudiée par J.P. BASSOT (1963) : il est en effet dangereux, dans l'étude de ces formations azoïques dont les variations latérales de faciès sont par ailleurs rapides, de donner une trop grande extension géographique aux ensembles définis. Le terme "Série de la Falémé mauritanienne" aurait constitué un abus de langage, la rivière Falémé ne coulant pas en Mauritanie; les termes de "Falémien" ou de "Primaire plissé" reflètent deux théories opposées et ne peuvent donc intervenir qu'en conclusion d'une étude. Enfin la ville de Sélibabi, chef lieu du cercle du Guidimaka, à proximité de laquelle affleurent la majeure partie des faciès pétrographiques constituant cette nouvelle série, était toute désignée pour lui donner son nom.

(1) C. BENSE, 1964, p. 134

LIMITES ET ENVIRONNEMENT DE LA SERIE DE SELIBABI

FIG.37

ECHELLE: 1/500.000
0 10 20 km



Les limites que je lui ai fixées sont les suivantes (fig. 37)

- Nord : parallèle 16°
- Sud : fleuve Sénégal
- Est : contact avec les Séries de Kiffa (Sud du parallèle $15^{\circ}30'$) et de l'Assaba-Tagant (Nord du parallèle ($15^{\circ}30'$))
- Ouest : contact avec la Série de Bakel (Sud du parallèle $15^{\circ}15'$) et avec le complexe des micaschistes albitiques de Diala-Bouanne (Nord du parallèle $15^{\circ}15'$).

Les limites nord et sud sont arbitraires, correspondant seulement à la délimitation de mon secteur d'étude.

La limite ouest est théoriquement bien définie; nous avons vu toutefois que le problème des contacts entre Séries de Bakel et de Sélibabi n'est pas simple et que la ligne de démarcation est souvent difficile à cartographier.

Pour la limite est, j'ai adopté le tracé donné par L. RENAUD (1958) du contact entre la "Série de la Falémé" (au sens large) et le Primaire du synclise de Taoudeni ainsi, et par définition, toutes les formations dont l'attribution à ce Primaire ne font aucun doute sont situées à l'Est du "contact" tandis que les formations de la Série de Sélibabi sont situées à l'Ouest; On est donc amené à choisir pour frontière :

- au Nord du parallèle $15^{\circ}30'$, la falaise occidentale du plateau de l'Assaba
- au Sud de ce parallèle, la limite occidentale des formations cartographiées par C. BENSE en "Série de Kiffa", soit approximativement le méridien $11^{\circ}56'$.

J'insiste sur le fait que cette ligne de démarcation entre Série de Sélibabi et Primaire du synéclise de Taouden est, pour l'instant, arbitrairement tracée et que c'est seulement en conclusion de l'étude de la Série de Sélibabi que nous verrons si elle correspond ou non à une réalité géologique.

I.3.2- PLATEAU DE L'ASSABA

La Série de l'Assaba-Tagant a fait récemment l'objet d'une analyse détaillée [C. BENSE (1961)], et ne m'intéresse ici que dans ses rapports avec la Série de Sélibabi. La description ci-dessous provient d'études bibliographiques, d'études photogéologiques et de coupes de terrain faites dans la falaise W de la pointe méridionale du plateau de l'Assaba.

I.3.2.1- Bibliographie

a)- L'étude photogéologique de l'I.F.P (R. LACOT et coll., 1958), tout d'abord, indique que :

"le Tagant au Nord et l'Assaba au Sud constituent deux synclinoria en cuvette douce, perchés et entourés de falaises, allongés dans le sens Nord-Sud et séparés par la voûte anticlinale de la passe de Diouk, orientée d'Est en Ouest;

- l'Assaba forme un plateau peu plissé, sauf à l'Ouest dans l'avant pays...;
- le Tagant, au contraire, est fortement plissé au Sud et faille au Nord, sans ordre apparent; ces deux zones sont séparées par une grande faille Est-Ouest.

Trois niveaux de grès cambro-ordoviciens s'individualisent très bien sur le plateau de l'Assaba;

- les grès supérieurs "à corridors" (grès massifs ainsi dénommés à cause de "leurs nombreuses diaclases parallèles et ouvertes") forment des buttes-témoins à l'intérieur et au Sud du plateau de l'Assaba;

- les grès moyens (1) affleurent en bordure de l'Assaba formant un ressaut dans la falaise principale. De ce fait, bien que toujours présents, ils n'ont pu toujours être cartographiés pour de simples raisons graphiques;
- les grès et pélites inférieurs... affleurent dans l'Assaba à la faveur de gorges profondes et ils forment au Sud la table gréseuse du plateau".

Ces descriptions, et les cartes qui les accompagnent, appellent quelques remarques.

- La quasi-totalité de la falaise ouest de l'Assaba est, dans le secteur qui nous intéresse, cartographiée en "grès supérieur à corridors". Quelques témoins de grès inférieurs sont visibles dans les sables, au pied de la falaise. Les grès moyens sont invisibles (sur la carte du moins).

- Cette définition de "grès à corridors" est celle d'un faciès tectonique et son utilisation comme élément stratigraphique est peut-être discutable.

b)- C. BENSE a retenu, dans sa carte des grès de l'Assaba, trois ensembles dont les limites cartographiques ne coïncident souvent pas avec celles des ensembles photogéologiques de l'I.F.P. De haut en bas :

75 m (maximum):	Quartzites moyens (2) saccharoïdes (Ordovicien)	
100 m	: Quartzites fins	} Cambrien supérieur
150 m (3)	: Grès fins et très fins, shales argileux, argilites	

-
- (1) Le terme de "moyen" est pris ici dans un sens stratigraphique.
 - (2) Le terme de "moyen" a là une signification granulométrique.
 - (3) Ces épaisseurs sont valables pour la pointe méridionale de l'Assaba, celle qui nous intéresse ici.

Les premiers forment le couronnement, les seconds la base de la falaise W. Enfin le troisième terme est généralement absent dans cette falaise, du fait d'un "enfouissement d'Est en Ouest dû au "pendage général faible en direction de l'Ouest" de l'ensemble des formations.

Stratigraphiquement sous les termes du Cambrien supérieur, on trouve, à l'Est et au Sud de l'Assaba, la "Série de Kiffa" (Cambrien inférieur) dont le sommet est constitué par un niveau de dolomies ("dolomies du niveau supérieur") et la base par une tillite. Cette tillite est actuellement considérée, dans l'ensemble du synclise de Taoudeni, comme le niveau de base du Cambrien (M. ZIMMERMANN, 1960). Aucune de ces formations n'a été retrouvée, au Sud du parallèle 16° du moins, dans la falaise ouest.

Enfin, au terme de son étude sédimentologique, C. BENSE conclut que "les plateaux de l'Assaba et du Tagant apparaissent comme le résultat du comblement d'une plateforme continentale, les terres émergées étant situées au Sud de la partie méridionale de l'Assaba. Ceci est particulièrement net pour les formations inférieures dont la dimension des constituants décroît du Sud au Nord. L'analyse séquentielle appliquée aux trois groupes de formations citées ci-dessus montre une séquence négative impliquant une régression, ou tout simplement un comblement sous une profondeur d'eau de plus en plus faible, de la plateforme continentale".

Notons simplement, à propos de cette conclusion, que l'essentiel des coupes de l'auteur est approximativement situé sur une droite subméridienne. Ces coupes ne peuvent donc indiquer que la composante Sud-Nord de la direction des apports détritiques, ce qui n'exclut pas qu'une composante Ouest-Est puisse également exister.

I.3.2.2- Etude photogéologique et coupes de terrain

Je n'ai personnellement refait que l'étude photogéologique de la bordure ouest de l'Assaba méridional, au Sud du parallèle 16°. Les grès ont, dans ce secteur, le faciès de "grès à corridors" défini ci-dessus.

La densité des diaclases s'intensifie considérablement près de la bordure du plateau. Elles sont généralement subverticales et les directions subméridiennes prédominent. La falaise bordière est presque toujours parallèle à un jeu de diaclases. Des massifs rectangulaires, allongés parallèlement à la falaise principale, ne sont plus reliés au plateau que par un étroit pédoncule : un léger surcroît d'érosion en ferait des buttes-témoins à l'Ouest de cette falaise. Enfin, certains jeux de diaclases, à l'Est du village de NDieo en particulier, ont le dessin caractéristique de fractures de tension en échelon, dues à une fracturation principale parallèle à la falaise.

Ainsi la position actuelle de la bordure ouest du plateau de l'Assaba (au Sud du parallèle 16° du moins) est liée aux jeux combinés d'une tectonique cassante et de l'érosion qui l'a suivie.

Enfin, de légères ondulations, d'axes subméridiens, de la surface structurale sont parfois visibles dans ces grès.

Trois coupes ont été effectuées dans ces grès; je n'en donnerai que des descriptions globales.

a)- A l'Est du village de N'Diéo, le plateau domine de 150 m la plaine sableuse et argileuse; de la base au sommet on rencontre :

- 20 m de grès roses moyens (1), à belles stratifications entrecroisées;
- 130 m de grès blancs moyens contenant des passées conglomératiques, de minces passées quartzitiques et des niveaux hématisés plus sombres, peu nombreux. Les passées conglomératiques, grains de quartz de 2 ou 3 mm dans un ciment de grès moyen, sont irrégulières et n'ont pas de continuité latérale; j'en ai rencontrées jusqu'au sommet de la coupe.

Les observations de surfaces de stratification que l'on peut faire sont assez douteuses, du fait soit des stratifications entrecroisées, soit de la densité des diaclases. L'examen photographique indique un léger pendage Ouest.

b)- La coupe de la falaise de Dioubali (Sou Djiba de la carte topographique au 1/200.000) a déjà été décrite par C. BENSE; globalement, elle apparaît formée, d'après cet auteur, par 150 m de "grès durs, blancs ou roses, dans lesquels peuvent apparaître des stratifications entrecroisées".

(1) J'utiliserai dans toute la suite du texte une échelle granulométrique dérivée de celle de WENTWORTH (1936), ce qui conduit aux divisions suivantes :

<u>Majorité des grains</u>	<u>Nom de la roche considérée</u>
supérieure à 2 mm.....	Conglomérat
comprise entre 1 mm et 2 mm.....	Grès très grossier
comprise entre 0,5 mm et 1 mm.....	Grès grossier
comprise entre 0,250mm et 0,5 mm.....	Grès moyen
comprise entre 0,125mm et 0,250 mm.....	Grès fin
comprise entre 0,062mm et 0,125 mm.....	Grès très fin
inférieure à 0,062mm.....	Pélite.



J'ai également retrouvé dans ces grès, de la base au sommet de la falaise, des passées de grès grossiers ou conglomératiques contenant, dans un ciment de grès moyen, des grains anguleux allant de 2 mm à 2 cm, parfois granoclassés, de quartz blanc.

A la base de la coupe, les grès contiennent des grains esquilleux de silex noirs : nous retrouverons ce faciès dans les grès de la série de Sélibabi.

Les pendages apparaissent faibles vers l'Ouest.

c)- Enfin une coupe de la partie septentrionale du massif de Sakha, au Sud du village de Haïré, est très comparable : sur une hauteur de 180 m, la falaise est formée de grès blancs, fins ou moyens, parfois riches en pastilles limoniteuses. Les passées conglomératiques identiques à celles de la coupe de Dioubali (grains anguleux de quartz blanc, millimétriques à centimétriques, dans un ciment de grès moyen) se rencontrent de la base au sommet de la coupe.

Entre les villages de N'Diéo et la source de Dioubali, j'avais également retrouvé, quelques centaines de mètres à l'Ouest de la falaise, des affleurements de grès conglomératiques, à galets anguleux de quartz ou de quartzites noyés dans un ciment de grès moyens feldspathiques; de larges stratifications entrecroisées étaient également visibles.

En conclusion, et conformément à l'interprétation de C. BENSE, la sédimentation des grès de cette pointe méridionale de l'Assaba peut être due à des dépôts en mer peu profonde, alimentés par des cours d'eau à débit torrentiel (fréquence des lentilles de grès conglomératiques à galets mal roulés). Aucune coupure lithologique essentielle et aucune discordance ne semblent apparaître dans l'ensemble des niveaux étudiés. L'absence de niveau dolomitique et des raisons de continuité cartographique les placeraient dans le Cambrien supérieur ou l'Ordovicien de C. BENSE.

I.3.3- SERIE DE SELIBABI : ETUDES REGIONALES

Les coupes ou secteurs d'étude les plus caractéristiques de la Série de Sélibabi seront décrits du Nord au Sud; je m'étendrai particulièrement sur la région de N'Diéo Anietir, la plus propice à l'étude des relations entre la Série de l'Assaba Tagant et la Série de Sélibabi. L'emplacement des coupes est indiqué sur les figures 38 (Nord du parallèle 13°30') et 41 (Sud du parallèle 15°30').

I.3.3.1- Région de N'Diéo - Anietir

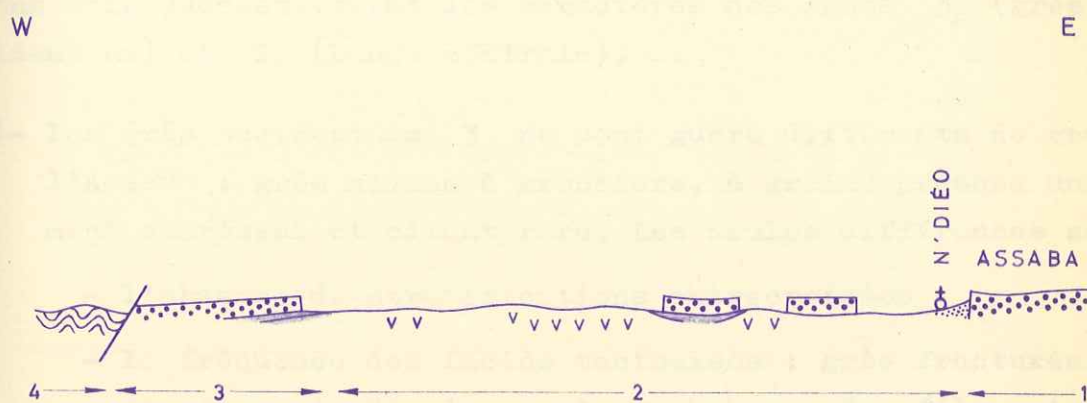
I.3.3.1.1- Description d'affleurements

Entre les parallèles 16° et 15°30', la Série de Sélibabi, assez bien délimitée, forme une bande méridienne, large au maximum de 20 km, comprise entre la falaise de l'Assaba à l'Est et les micaschistes albitiques de Diala-Bouanze à l'Ouest. La région de N'Diéo-Anietir constitue la moitié nord de ce secteur, dont la moitié sud sera dénommée région de Dafort.

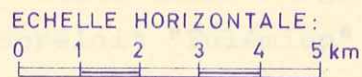
La structure de cette région de N'Diéo-Anietir est aussi simple dans ses grandes lignes qu'elle est complexe dans le détail; d'Est en Ouest, on rencontre (coupe schématique 39) :

- 1 - la falaise de l'Assaba, haute en moyenne de 150 m. Au pied de cette falaise une zone sableuse ou argileuse, sans affleurements, s'étend sur 1 à 3 km;
- 2 - dans une bande de 10 km, des guelbs et affleurements discontinus, comprenant d'une part des grès et pélites, d'autre part un ensemble composé de roches en majeure partie volcaniques;

COUPE SCHÉMATIQUE DE N'DIÉO



-  Sable quartzeux
-  Grès
-  Pélites
-  Roches volcaniques
-  Micaschistes albitiques



- 3 - une nouvelle table gréseuse (1), haute au maximum de 50 m, hachée par un réseau orthogonal de lithoclases. En certains points ont été retrouvées, stratigraphiquement sous les grès, des pélites. D'après l'étude photogéologique, la surface structurale des grès aurait un léger pendage ouest;
- 4 - enfin, une faille méridienne, visible en photogéologie, met au contact ces grès et pélites et les micaschistes albitiques de Diala-Bouanze.

Les grès de l'Assaba ont été décrits ci-dessus. Nous allons voir successivement les caractères des zones 3 (grès occidentaux) et 2. (bande centrale).

- a)- Les grès occidentaux 3 ne sont guère différents de ceux de l'Assaba : grès moyens à grossiers, à grains presque uniquement quartzeux et ciment rare. Les seules différences sont :
- l'absence de stratifications entrecroisées
 - la fréquence des faciès tectonisés : grès fracturés par un réseau de diaclases et envahis par des filonnets de quartz blanc ou des filonnets d'hématite
 - une fréquente hématisation du ciment; sur le terrain, il apparaît souvent évident que ce phénomène est guidé par les diaclases des grès; sur échantillon, il n'est pas rare de trouver, au centre d'un grès hématisé, un noyau résiduel de grès blanc; il ne s'agit donc pas, tout au moins dans

(1) L'examen de la carte montre que ces grès occidentaux sont vraisemblablement le prolongement vers le Sud de ceux du "synclinorium de Lawessi", tandis que la bande centrale 2 est le prolongement de l'"anticlinorium de Moudr" décrit par J. DELPY (1959). L'auteur tirait argument de ces structures pour faire de ce qu'on appelait "Palémien" du simple "Primaire plissé", stratigraphiquement identique à celui de l'Assaba. Toutefois il n'avait pas vu les roches volcaniques qui, d'après G. ROCCL (trav. inédits), affleurent au coeur de l'"anticlinorium de Moudr" et dont la découverte change un peu les données du problème

sciences de la terre
BIUS
JUG 1959

la majorité des cas, d'un phénomène synsédimentaire mais du résultat d'une circulation de solutions ferrugineuses favorisée par la fracturation des grès; quant à l'origine de ces solutions, de multiples hypothèses peuvent être envisagées dans cette région où les grès et pélites surmontent stratigraphiquement des jaspes à hématite, sont parfois couronnés par de la latérite, et contiennent vraisemblablement (nous le verrons dans l'étude pétrographique, paragraphe I.3.4) des niveaux à hématisation synsédimentaire.

Comme dans les grès de l'Assaba, les grains de quartz peuvent être blancs ou noir vitreux; ils sont en général bien arrondis; les autres éléments détritiques, rares, sont des feldspaths altérés, des muscovites, de l'épidote et de la tourmaline; le ciment est formé d'illite et d'hématite plus ou moins abondantes.

Stratigraphiquement situées sous ces grès, affleurent des pélites ou grès très fins, à ciment sériciteux, parfois un peu argileux; certains faciès sont riches en muscovites détritiques; leur couleur, due à l'état ou à l'abondance du fer, est variable, parfois sur des affleurements très voisins, et tous les intermédiaires existent entre les pélites sans hématite, vertes ou grises en cassure fraîche, les pélites limoniteuses jaunâtres, et enfin les schistes lie de vin.

- b)- Dans la bande centrale 2 affleurent des formations sédimentaires, des formations volcaniques et des formations dont l'origine volcanique ou volcano-sédimentaire, bien que plus douteuse, semble encore probable.

Les formations sédimentaires sont représentées par des guelbs de grès et pélites; les grès n'apparaissent guère différents de ceux de l'Assaba mais sont encore fréquemment tectonisés et envahis de filonnets de quartz et d'hématite; les guelbs sont le plus souvent formés de chaos de blocs, et il est rare de pouvoir distinguer sur le terrain ou en photogéologie des surface structurales.

Deux cuvettes synclinales incomplètes à pendages faibles (20° maximum) se discernent à l'W.SW et au SW de N'Diéó, sans qu'il soit possible d'en déduire une direction de plissement.

Dans la cuvette située au SW de N'Diéó (1), l'observation de surfaces structurales permet toutefois d'établir une succession stratigraphique qui, par chance, contient l'essentiel des types pétrographiques rencontrés dans les autres affleurements. On a ainsi, du haut en bas :

- grès blancs moyens, un peu feldspathiques, à ciment rare
- grès conglomératiques: grains de quartz de 2 ou 3 mm dans un ciment de grès moyen
- pélites limoniteuses (quelques mètres)
- grès fins, plus ou moins cohérents, parfois hématisés, riches en petits grains anguleux de quartz noir vitreux
- 50 m sans affleurements
- pélites grises.

Cet ensemble de grès et pélites ne diffère par aucun caractère de ceux que nous avons vus dans le paragraphe précédent. Les grès, tout au moins ceux dont la tectonisation et l'hématisation restent discrètes, ont également les mêmes faciès que ceux de la falaise occidentale de l'Assaba; les passées pélimitiques, dont je n'ai pas vu d'équivalent dans cette falaise, seraient, d'après C. BENISE, courantes dans les niveaux immédiatement inférieurs non encore dégagés par l'érosion.

(1) Précisément : 6,5 km à l'azimuth géographique 260° de N'Diéó.

Jusqu'à présent, rien ne permet donc de justifier une coupure stratigraphique entre le Cambro-Ordovicien de l'Assaba et les formations voisines de la Série de Sélibabi, dont les seuls caractères spécifiques sont une tectonisation plus poussée et une plus grande richesse en hématite.

Les formations que nous allons étudier maintenant sont par contre inconnues dans le Primaire de l'Assaba-Tagant ou de la Série de Kiffa.

Les formations certainement volcaniques comprennent

- des brèches : blocs anguleux, centimétriques à décimétriques, volcaniques, pris dans un ciment fluidal également volcanique;
- des conglomérats formés, comme les brèches, par des galets de roches volcaniques dans un ciment de même;
- des roches schisteuses fines, de couleur verte, dont l'étude pétrographique montrera la nature microlitique ou doléritique fine;
- des dolérites, également de couleur verte, et formant plutôt que des filons, des masses sans formes géométriques définies.

La couleur verte, claire ou sombre, est de règle dans toutes ces formations. Nous verrons qu'elle ne correspond vraisemblablement pas à un métamorphisme, mais plutôt à l'acquisition de paragéneses de type spilitique.

Dans les descriptions de terrain, j'éviterai donc l'emploi de termes tels que roche verte ou schiste vert, qui évoquent généralement des roches métamorphiques; dans le but de conserver néanmoins un vocabulaire essentiellement descriptif, je parlerai de roches volcaniques basiques grenues ou massives (aspect de roches vertes), de roches ou formations volcaniques basiques fines (aspect de schiste vert), de conglomérats, de brèches et de tufs basiques.

Les brèches d'une part, les dolérites d'autre part, ont une extension relativement faible et occupent des surfaces bien délimitées. Les roches schisteuses et les conglomérats, souvent interstratifiés, occupent de plus vastes surfaces et se sont vraisemblablement déposés horizontalement.

Les formations probablement volcaniques comprennent

- a)- Des roches ultra-basiques : serpentines, chloritites, trémolites. Dans les serpentines, largement dominantes, ont été trouvés des résidus de pyroxénolites. Elles forment, tantôt des masses isométriques, tantôt des filons souvent parallèles à des failles, visibles sur le terrain comme en photogéologie, et affectant en particulier grès et pélites.
- b)- Des roches siliceuses : jaspilites rouges à hématite et oliviste et jaspilites noires.

Ce type de roches est connu depuis longtemps dans le "Falémien" du Sénégal Oriental et de Mauritanie. Au Sénégal Oriental, J.P. BASSOT (1963) a récemment démontré leur origine volcano-sédimentaire et les a interprétées comme un ensemble de tufs et cinérites, interstratifiés dans les formations de la Série de la Falémé. Aucune radiolarite n'a, jusqu'à présent, été découverte.

J'ai effectivement retrouvé des tufs et cinérites très siliceux dans la partie S de la Série de Sélibabi; toutefois, il n'apparaît pas possible d'interpréter de cette manière les jaspilites de la région N'Diéo-Anietir, qui ne semblent pas résulter d'un dépôt horizontal. Elles forment, particulièrement aux alentours de la passe de Soufa, de petits guelbs isolés dans le recouvrement argilo-sableux; chacun de ces guelbs a une structure conique ou

semi conique assez curieuse, bien visible sur le terrain comme en photogéologie; dans un de ces guelbs, découvert en 1962 par G. ROCCI, un large trou coïncide avec l'axe du cône et s'enfonce de 4 m au moins (1) en dessous du niveau topographique de la plaine avoisinante. Les parois sont formées de couches sub-verticales de jaspilites, contenant en inclusion des blocs anguleux, pouvant atteindre 1 m³, de roches grenues très altérées. Le débit vertical des jaspilites coïncide avec un rubanement dû aux alternances d'une roche brun rouge, essentiellement siliceuse, à cassure conchoïdale, riche en filonnets d'oligiste, et d'une roche également brun rouge et siliceuse mais moins cohérente et contenant des passées gréseuses riches en grains de quartz anguleux millimétriques. Ces lits sont très plissotés, avec des axes sub-verticaux et les formes molles d'un matériel visqueux (Pl. photo XII).

A proximité d'autres guelbs, ont été trouvés des échantillons contournés, torsadés, rappelant certaines figures des laves cordées; de très beaux slumpings, des surfaces de couche à aspect de boue séchée (photos 5 et 6) ont également été observés.

Ces roches sont essentiellement composées de silice et hématite. L'étude pétrographique des blocs grenus emballés dans ces jaspilites est intéressante : à côté du quartz limpide, on reconnaît encore, à leur forme et à leurs macles, d'anciens plagioclases automorphes et des amphiboles, tous complètement transformés en un agrégat micro ou crypto-cristallin comportant essentiellement des phyllites (séricite); d'anciennes biotites sont également remplacées par des produits phylliteux et limoniteux; aucune cataclase visible n'affecte les minéraux anciens; leur forme, leur taille, leurs proportions relatives évoquent la granodiorite du socle qui affleure à une dizaine de kilomètres à l'Ouest, mais l'intensité de l'altération subie, en l'absence de toute cataclase, est frappante et n'avait jamais encore été observée dans les roches du socle affleurant dans le Guidimaka.

(1) Je n'ai pu en atteindre le fond.

La morphologie de ces guelbs de jaspilites et leur localisation à proximité immédiate d'un complexe volcanique suggérèrent, à G. ROCCI comme à moi-même, de les interpréter comme des paléoreliefs d'origine volcanique; nous tenterons, dans l'étude pétrographique (paragraphe I.3.4.3.2) d'élucider dans cet esprit leurs conditions de genèse.

Des agglomérats, conglomérats et brèches polygéniques à ciment siliceux ou silico-carbonaté; la genèse de ces roches constitue un des problèmes pétrographiques les plus curieux de cette Série de Sélibabi; leur interprétation comme un effet des phénomènes volcaniques semble probable sur le terrain, du fait de leur environnement, mais reste néanmoins discutable en théorie.

Deux gisements en ont été trouvés dans la région de N'Diéo-Anietir : l'un près d'Anietir, par G. ROCCI, l'autre près de N'Diéo, par moi-même; je décrirai ci-dessous ce dernier - le plus caractéristique - et nous reverrons celui d'Anietir lors de l'étude pétrographique.

Le conglomérat de N'Diéo forme d'une part un dyke dirigé NE, long d'une centaine de mètres et large d'une dizaine, d'autre part le soubassement de deux guelbs à couverture gréseuse. Dans les galets, dont la taille varie de plusieurs millimètres à plusieurs centimètres, on reconnaît des roches vertes, des roches granitiques, des serpentines, des jaspes, du quartz, des quartzites, des pélites. Les petits éléments sont roulés, les grands fréquemment anguleux; enfin, de petits grains de quartz, mal individualisés, à contours flous, se discernent dans le ciment; celui-ci est, dans les échantillons frais, très dur et cohérent, de couleur verdâtre; par altération limoniteuse il peut se fragmenter, perdre sa cohérence et prendre un aspect gréseux.

Apparemment associées à ce conglomérat ont été trouvées en éboulis, des pélites noires gréseuses, des roches grises très fines essentiellement siliceuses, riches en grains automorphes d'oligiste, et des brèches serpentineuses.

L'ensemble de ces roches est surmonté directement par les grès décrits ci-dessus.

L'étude pétrographique du conglomérat montrera que l'essentiel du ciment est fait d'un assemblage intime de quartz et de phyllites blanches; les structures sont floues, désordonnées, et les minéraux mal individualisés. Les petits grains de quartz décrits plus haut ont presque toujours des auréoles d'accroissement régulières, soulignées par des phyllites ou par de petits globules non identifiables, se développant à partir d'un nucleus extrêmement petit, parfois punctiforme; à leur périphérie, ces grains se confondent avec le ciment sans qu'il soit possible de tracer une limite nette.

Le problème soulevé par ces roches a bien des points communs avec celui des jaspilites; nous tenterons, après l'étude pétrographique, d'en donner une solution.

c)- Enfin des roches grises ou vertes, très dures et cohérentes, ont été trouvées en divers points directement surmontées par les grès. Il s'agit vraisemblablement de grauwackes, dont nous décrirons plus loin d'autres exemples.

I.3.3.1.2- Classification en groupes pétrographiques

En définitive, et compte tenu de l'étude pétrographique qui fera l'objet du paragraphe I.3.4, je classerai en quatre groupes les roches rencontrées dans cette région.

- Formations sédimentaires et volcano-sédimentaires : grès et pélites.
- Formations siliceuses d'origine volcanique ou volcano-sédimentaire probable : jaspilites, conglomérats polygéniques, pélites gréseuses noires.
- Formations volcaniques basiques.
- Formations ultrabasiques.

Les relations mutuelles de ces quatre groupes sont difficiles à définir : les affleurements sont assez dispersés, les contacts observés se font presque toujours entre éboulis et les surfaces structurales sont peu fréquentes. Le manque de continuité latérale des formations enlève beaucoup de leur intérêt aux classiques descriptions de coupes, chacune n'étant qu'un cas particulier. J'exposerai donc directement les conclusions déduites de ma cartographie et résultant d'un ensemble d'observations dont aucune, prise isolément, n'est à mon sens absolument décisive.

a)- Des grès, pétrographiquement semblables à ceux de l'Assaba, hormis une tectonisation et une hématisation plus ou moins poussées, constituent le niveau supérieur de la Série de Sélibabi. Ces grès peuvent reposer directement sur l'une ou l'autre des formations suivantes.

- 1) - Les formations volcaniques basiques (1); ces dernières peuvent former soit des paléoreliefs (cas des dolérites et de certaines brèches), soit des dépôts apparemment horizontaux (cas des conglomérats et des formations volcaniques basiques fines).
- 2) - Une partie des formations ultra-basiques.
- 3) - Les conglomérats et brèches polygéniques.
- 4) - Enfin (pour mémoire) un ensemble de pélites et grès.

b)- Les roches volcaniques basiques fines et conglomérats volcaniques peuvent être interstratifiées avec des pélites vertes argileuses (2).

c)- Aucune formation n'a été trouvée directement au contact des structures de jaspilites rouges décrites ci-dessus; toutefois ces structures se trouvent à peu de distance (3 km) de la falaise de l'Assaba et on peut se demander si, antérieurement aux phénomènes de tectonique et d'érosion qui ont créé cette falaise, elles ne formaient pas des paléoreliefs pris dans les grès et dégagés ensuite, grâce à leur dureté, par l'érosion.

Plusieurs observations faites en dehors de la région N'Diéo-Anietir confirment cette interprétation : 60 km au Nord, dans la région du lac El Behr, G. ROCCI (trav. inédits) a observé effectivement une arête verticale de jaspilites rouges pris dans les grès subhorizontaux de la falaise; dans la partie sud de la Série de Sélibabi, j'ai également observé des paléoreliefs de jaspilites surmontés par les grès de cette série.

(1) Cette observation a été faite pour la première fois par G. ROCCI (1960) dans la région d'Anietir.

(2) La meilleure observations de ce phénomène a été faite, également dans la région d'Anietir, lors d'une tournée faite avec MM. BESSOLES et BASSOT.

d)- Les roches ultra-basiques posent un problème apparemment insoluble; on les trouve en effet :

- en masses isométriques à enclaves de pyroxénolites, stratigraphiquement situées sous ces grès,
- en galets dans le conglomérat polygénique, lui aussi situé sous les grès,
- dans des filons parallèles à des failles affectant toutes les formations, grès compris,
- enfin, le massif de serpentines situé à l'Ouest de N'Diéou emboîte une structure de jaspilites noires; malheureusement les contacts entre ces deux roches n'ont pu être vus.

L'explication simple par des venues d'âges différents, les dernières étant postérieures à toutes les formations, se heurte à l'observation, faite également à l'Ouest de N'Diéou, d'une masse isométrique de serpentines passant vers le Nord à un filon N-S penté Ouest, coïncidant avec une faille affectant les grès.

Je proposerais plutôt, comme interprétation, des remobilisations de serpentines anciennes par des accidents plus récents.

Ces deux explications ne sont d'ailleurs pas absolument contradictoires dans la mesure où l'on pense que les mêmes accidents, qui auraient guidé le cheminement des serpentines, ou des roches qui devaient finalement se transformer en serpentines, ont pu rejouer à différentes reprises.

sciences de la terre
BIUC
JUL 1968
CA

I.3.3.1.3- Conclusions partielles

Dans la mesure où l'on admet l'origine volcanique de ce que nous avons appelé plus haut "formations volcaniques probables", deux questions principales se posent dans cette région.

- Les formations sédimentaires d'une part, les complexes volcaniques d'autre part, appartiennent-ils à une même série, ou constituent-ils deux ensembles d'âge différent ?
- Quels sont les rapports de ces ensembles avec les formations proches appartenant au synéclise de Taoudeni ?

a)- Les faits les plus probants qui doivent être retenus pour répondre à la première question sont les suivants.

- Les complexes volcaniques acides et basiques n'étaient pas pénéplanés lors du dépôt des grès : des paléoreliefs sont encore visibles et les roches de ces complexes prennent couramment, sous les grès, la place occupée ailleurs par des pélites.

- Les formations fines du complexe basique peuvent être interstratifiées avec des pélites, identiques à celles de l'ensemble sédimentaire.

- Enfin aucune de ces roches ne semble avoir subi de métamorphisme notable.

Je pense donc qu'on peut conclure à l'existence d'une série comportant au sommet des grès et, au dessous, soit des grès et pélites, soit les éléments acides ou basiques des complexes volcaniques.

b)- Au sujet de la deuxième question, on peut dire que les seules différences entre les grès ou les pélites de la Série de Sélilibabi et les roches équivalentes du Cambro-Ordovicien de l'Assaba-Tagant sont leur degré de tectonisation et leur fréquente hématisation.

J'ai noté les manifestations d'une part d'une tectonique souple, d'autre part d'une tectonique cassante.

- La première provoque l'apparition de larges plis à faibles pendages; de tels plis existent dans l'Assaba-Tagant, et ont tendance à s'intensifier vers la bordure ouest du plateau; il n'y a donc rien de surprenant à les retrouver ici.
- La seconde se traduit surtout par une intense fracturation des grès; les affleurements deviennent alors un chaos de blocs; aucune surface structurale n'est plus visible; les grès ainsi tectonisés prennent fréquemment ce qu'on appelle le "faciès Boundou" (L. REINAUD, 1958), c'est à dire qu'ils sont parcourus par des filonnets de quartz blanc, parfois désordonnés, parfois parallèles à une ou plusieurs directions de lithoclasses; des dessins caractéristiques de joints de tension, remplis de quartz blanc, ont été parfois observés, et il ne fait pas de doute que ce "faciès Boundou" est un faciès tectonique.

Cette morphologie en chaos de blocs rend l'étude de terrain des grès tectonisés assez décevante; l'examen photogéologique fournit par contre des renseignements intéressants.

- Les guelbs ou massifs de grès sont souvent limités par des plans subverticaux; un jeu de diaclases internes est parfois encore visible, parallèles à ces plans (ceci est particulièrement apparent dans un guelb à contour rectangulaire situé à l'Ouest de N'Diéou); enfin on discerne également de petites failles à

faible rejet affectant grès et roches volcaniques. Il est difficile de dégager une direction moyenne de fracturation, bien que les directions N-S soient peut-être plus fréquentes que les directions E-W.

En conclusion, les caractères tectoniques des grès de la Série de Sélibabi ne semblent pas fondamentalement différents de ceux des grès de l'Assaba : larges plis, fragmentation par un réseau de diaclases, failles à faible rejet, sont présents dans les deux formations. Cette tectonique, et l'érosion qui l'a suivie, semblent seulement avoir été plus intenses dans la Série de Sélibabi.

Le problème des corrélations entre la Série de Sélibabi et les séries paléozoïques de l'Assaba-Tagant et de Kiffa est donc essentiellement celui de l'apparition de formations volcaniques; nous le reprendrons en conclusion de l'étude de la Série de Sélibabi.

I.3.3.2- Région de Dafort

I.3.3.2.1- Introduction

Au Sud du parallèle 15°48', la table gréseuse occidentale de la région N'Diéo-Aniétir disparaît sous l'effet de l'érosion. Dans le prolongement commun de cette zone occidentale et de ce que nous avons appelé la bande centrale, on ne retrouve plus que des guelbs gréseux isolés, surmontant topographiquement un ensemble de roches volcaniques basiques fines, de pélites vertes et de conglomérats volcaniques.

Ces formations sont séparées de la falaise de l'Assaba par une bande essentiellement argileuse, sans affleurements, large de 5 km environ, drainée par l'oued Garfa et ses affluents.



A la hauteur du parallèle 15°40', par contre, on retrouve, jusqu'au pied même de la falaise de l'Assaba, de nouveaux affleurements : grès, pélites, conglomérats polygéniques, roches volcaniques, etc... Les types pétrographiques rencontrés dans ce secteur sont, à quelques exceptions près, semblables à ceux de la région de N'Diéo-Anietir; la tectonique, par contre en est un peu différente; je la décrirai à l'occasion de 2 coupes, l'une E-W, l'autre NW-SE (coupes 1 et 2, fig. 40)

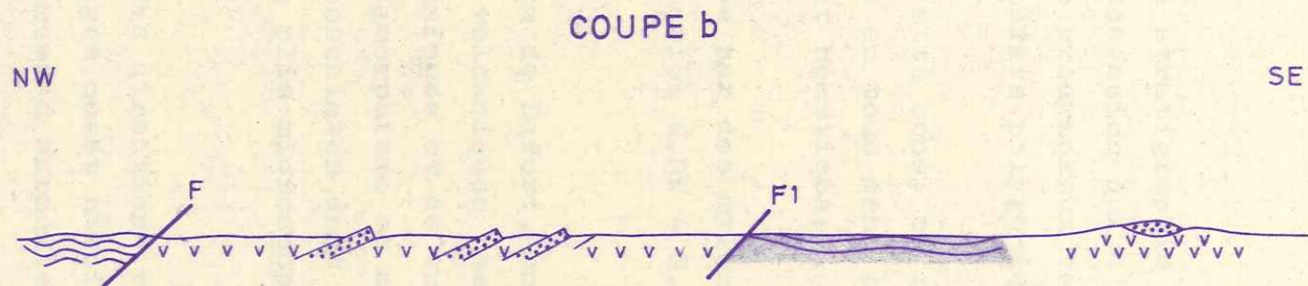
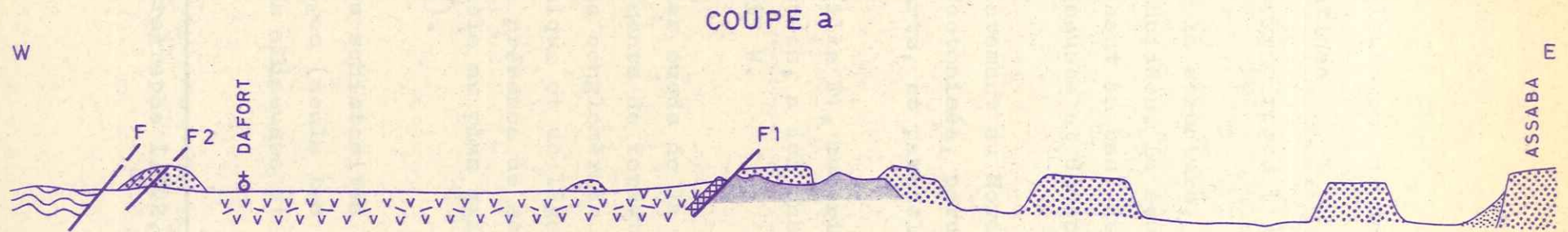
I.3.3.2.2- Coupes (fig.40)

Coupe N°1 d'Est en Ouest

- 1 - Les grès subhorizontaux du plateau de l'Assaba.
- 2 - Des guelbs de grès, pétrographiquement semblables à ceux de l'Assaba, hachés par un réseau de diaclases parallèles à celles de l'Assaba; leur caractère de buttes témoins ne fait pas de doute.
- 3 - Le dernier guelb 2 se trouve en bordure d'une zone extrêmement confuse dans laquelle ont été inventoriés des affleurements de roches très variées.
 - Pélites grises ou versicolores, hématisées par un réseau de fissures.
 - Pélites vertes, grès très fins et grès grauwackeux verts.
 - Pélites noires gréseuses.
 - Conglomérat polygénique, identique à celui de N'Diéo-Anietir mais contenant ici de nombreux blocs, pouvant atteindre 0,5 m³, de roches grenues; ces blocs sont généralement polyédriques, parfois entourés d'une mince carapace indurée; on reconnaît souvent des granites dont les plagioclases, totalement altérés, ont pris une teinte uniforme verte.

COUPES DE DAFORT

FIG.40



ECHELLE HORIZONTALE: 1/50.000 0 1000 2000 m

ECHELLE VERTICALE: 1/10.000 0 200 400 m

- Un affleurement de dolomies grises injectées de quartz
- Serpentes
- Grès moyens roses (1).

Ni la structure, ni la stratigraphie de ce secteur n'ont pu être élucidées. La seule succession qui ait été observée est celle (du haut en bas) de grès grauwackeux verts, de pélites noires gréseuses et de conglomérats polygéniques.

- 4 - Immédiatement au Nord de cette zone, on retrouve un guelb de grès tectonisés, parcourus en tous sens par des filonnets de quartz, et partiellement hématisés.
- 5 - Une faille F1, matérialisée par des mylonites verdâtres scoriacées, a ici une direction N.NW - S.SE et un pendage de 10 à 15° W.
- 6 - Dans les oueds de la plaine de Dafort, on retrouve des affleurements de formations volcaniques basiques fines intercalées de conglomérats volcaniques et de tufs basiques. Une tectonique et un léger métamorphisme se manifestent localement par la présence de séricitoschistes dont la foliation est parallèle au plan axial de plis microscopiques (Photo 4, Pl. XI).

Les schistosités ont des directions variables et de faibles pendages (seuls les pendages ouest atteignent parfois 20°). Des croûtes siliceuses et calcareuses surmontent parfois ces formations.

(1) cf. paragraphe I.3.2.2., note infrapaginale p. 212.

- 7 - Au village de Dafort même ont été également trouvées des trémolitites et, à 2 km au Nord, des roches volcaniques basiques grenues. Enfin, quelques guelbs de grès moyens accidentent la plaine.
- 8 - A l'Ouest du village de Dafort, une faille N-S est jalonnée par une ligne de collines à recouvrement de galets de quartz blanc où affleurent des filons de quartz blanc et des lentilles de quartzites roses.

A 5 km au Nord, cette faille traverse un guelb de grès et quartzites; de l'Est à l'Ouest de ce guelb, on passe progressivement d'un grès tectonisé envahi de filonnets de quartz blanc à un grès partiellement recristallisé puis à un quartzite métamorphique rose à schistosité 10° pendage 15° à 35° W.

- 9 et 10 - A l'Ouest de cette faille on retrouve, après quelques affleurements de roches volcaniques basiques, les micaschistes albitiques de Diala-Bouanze. Le contact entre ces deux formations a été approché à quelques dizaines de mètres mais n'a pas été vu. Par examen photogéologique et continuité cartographique avec la région de N'Diéou-Aniétir, il semble incontestable qu'il se fait par l'intermédiaire d'une faille F.

Coupe N°2

La faille F1, bien visible en photogéologie, s'infléchit au Sud de la coupe 1 et prend une direction NE-SW; la faille F, également visible en photogéologie, lui reste parallèle et subit la même inflexion.

sciences de la
plus
JOURNAL
GADIST

Du SE au NW de la coupe 2, on rencontre

- 1 - Un massif de roches volcaniques basiques contenant de nombreuses serpentines et des passées de talc.

Au coeur du massif subsiste un affleurement de grès moyens roses.

Au SE et à l'Est, en dehors du plan de coupe, ont été trouvés des affleurements ponctuels de grès roses, pélites gréseuses et grès très fins verts, et de formations volcaniques basiques (non représentées sur la coupe 2).

- 2 - Dans un oued situé au NE du plan de coupe ont été trouvés de bons affleurements de pélites vertes un peu argileuses, interstratifiées avec des grès verdâtres à ciment pélitique. De larges plis affectent cet ensemble; leur axe, déterminé à la fois par construction géométrique et par mesure directe de meneaux, est dirigé 110° plongeant 4 à 12° W.
- 3 - Au NW de la faille F 1 affleurent, au milieu de tufs basiques schisteux, trois bancs de grès quartzites schisteux; les schistosités des grès et tufs sont parallèles : direction moyenne NE, plongeant 10 à 20° W. Le contact entre grès et tufs se fait parallèlement à la schistosité. Enfin un léger métamorphisme se manifeste dans ces roches par des recristallisations orientées de quartz et chlorite et par l'altération des plagioclases.

Plutôt que des niveaux alternés de grès et tufs, je pense qu'il faut voir là le résultat d'écaillage se produisant parallèlement aux failles F 1 et F.

- 4 - La coupe se termine avec la faille F, au NW de laquelle on retrouve les micaschistes albitiques.

1.3.3.2.3 - Conclusions

La région de Dafort est extrêmement complexe, tant au point de vue stratigraphique que structural. Des descriptions faites ci-dessus, je tirerai néanmoins les conclusions partielles suivantes.

- a) - Au point de vue stratigraphique, nous voyons encore des grès surmonter soit les roches d'un complexe volcanique, soit des formations sédimentaires.

Sur la coupe 1, la continuité latérale entre ces grès et ceux de l'Assaba semble très probable; enfin l'examen de la coupe 2 montre que des formations volcaniques se retrouvent aussi bien à l'Est qu'à l'Ouest de la faille F 1.

- b) - Au point de vue structural, nous voyons
- une tectonique souple d'axe E.SE-W.NW
 - une tectonique cassante due à un système de failles, en moyenne méridiennes, à pendage Ouest, mais pouvant s'infléchir dans une direction NE-SW.

Appartiennent à ce dernier système :

- La grande faille, visible en photogéologie, séparant micaschistes albitiques et série de Sélibabi. A proximité de cette faille, depuis la partie sud de la région N'Diéo-Aniétir jusqu'au Sud de la région de Dafort, on observe dans les formations de la Série de Sélibabi l'apparition d'une schistosité sans doute parallèle au plan de faille.
- Des écaillages et failles affectant la Série de Sélibabi.

Dans les zones affectées par la tectonique cassante, un léger métamorphisme peut se manifester.

I.3.3.3 - Région située au Sud du parallèle 15°30'

I.3.3.3.1 - Introduction

Au Sud du parallèle de Dafort, le grand plateau gréseux de l'Assaba-Tagant commence à se fragmenter en massifs isolés, puis, au Sud du parallèle 15°30', disparaît complètement sous l'effet de l'érosion : dans son prolongement sud, on ne trouvera plus que des guelbs gréseux isolés dans la plaine; les grès de certains de ces guelbs ont toutefois une telle ressemblance avec ceux de l'Assaba que leur attribution au Cambro-Ordovicien n'a jamais été mise en doute ; les autres étaient considérés, suivant les auteurs, soit comme des "grès du Boundou" falémiens, soit comme des grès cambro-ordoviciens tectonisés.

Au Sud de ce parallèle 15°30', les limites occidentales et orientales de la série de Sélibabi deviennent beaucoup plus difficile à définir que dans la région précédemment étudiée.

Comme je l'ai dit plus haut, la limite orientale sera par définition la ligne de contact avec les formations que C. BENSE attribue avec sûreté à la Série de Kiffa, soit approximativement le méridien 11°56'.

La limite occidentale sera donnée, au Nord du parallèle 15°10', par le contact avec les micaschistes albitiques ou le socle granitisé et, au Sud de ce parallèle, par le contact avec la Série de Bakel.

Le secteur ainsi délimité est assez ingrat : variations latérales de faciès, tectonique cassante, érosion et recouvrement argilo-sableux se conjuguent pour ramener le travail du géologue de terrain à une simple collection d'affleurements, rarement interprétables d'un point de vue stratigraphique ou structural. Je synthétiserai dans l'étude pétrographique les résultats de cette cartographie et ne décrirai ici que quelques coupes caractéristiques classées, comme à l'ordinaire, du Nord au Sud (fig.41).

I.3.3.3.2 - Coupes de Soufi

Plusieurs coupes ont été faites dans la région de Soufi (18 km à l'Est de Sélibabi) par mes prédécesseurs. Elles ont été diversement interprétées.

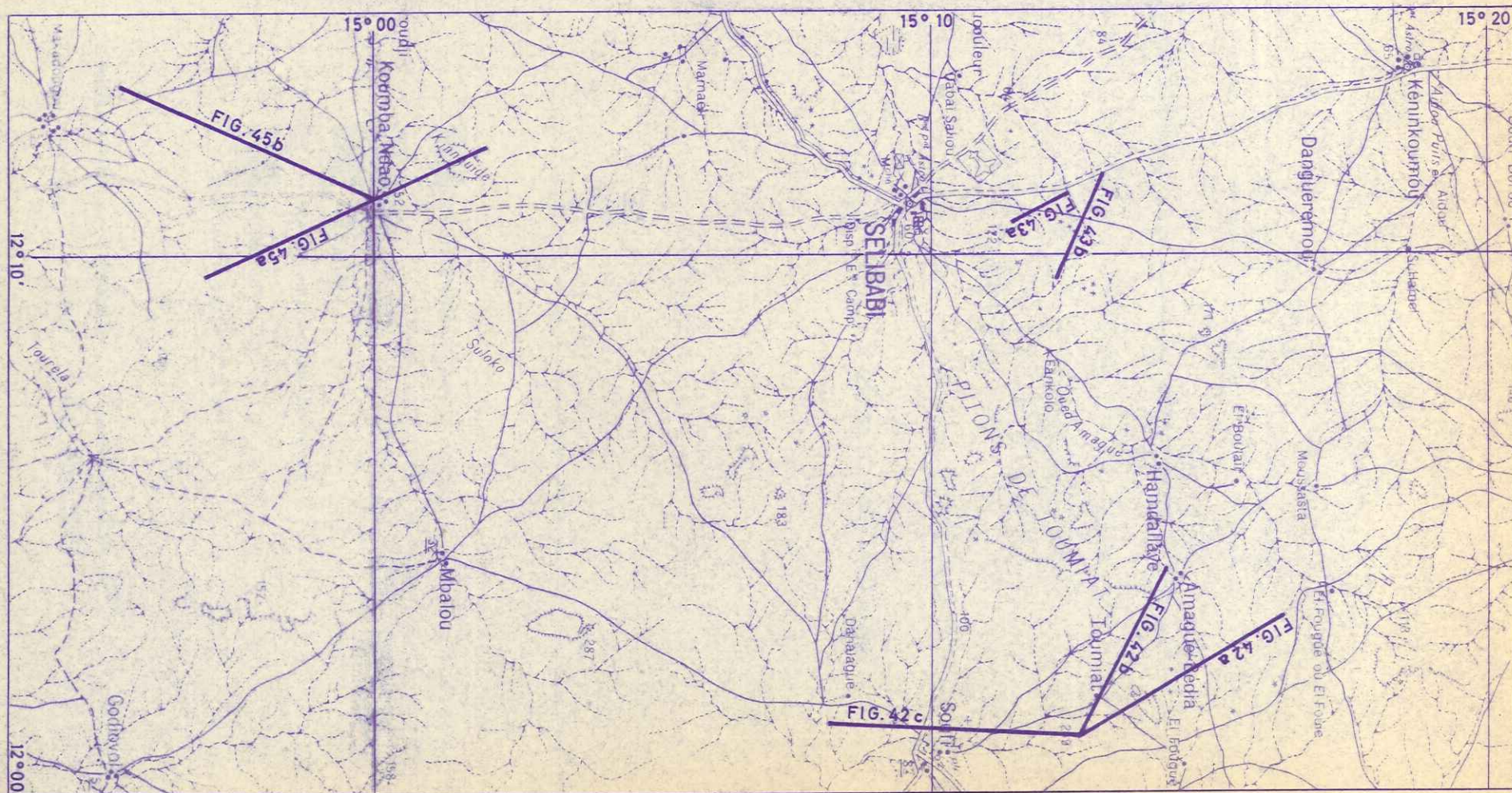
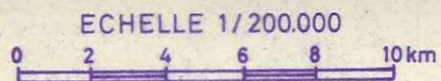
L. RENAUD (1958) indiquait : "A l'Est de Sélibabi s'étend une région de grès et phanites falémiens (1) redressés, surmontés par des petits témoins de grès primaires subhorizontaux (pitons de Soufi-massif de M'Balou). Il s'agit de grès quartzites blancs rosés analogues à ceux attribués à l'Ordovicien dans les falaises de l'Assaba et du Tagant. La discordance paraît ici certaine, mais le contact de la base de ces bûtes témoins est régulièrement masqué par d'importants éboulis".

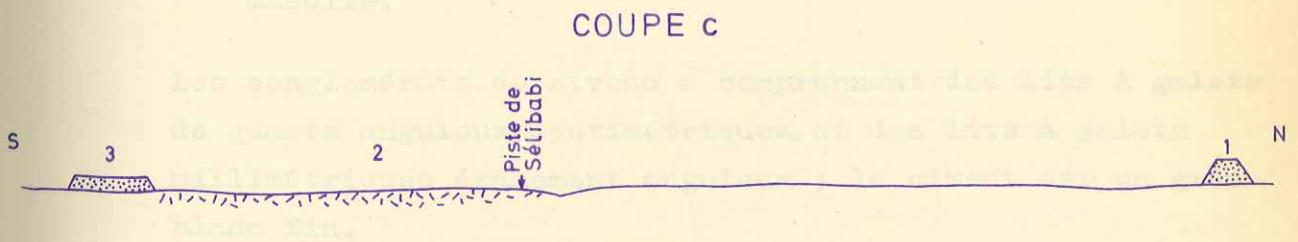
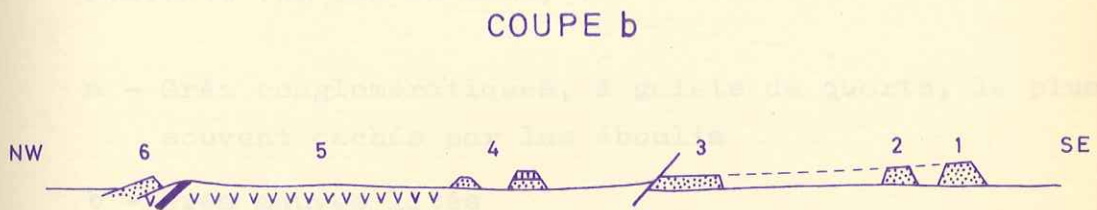
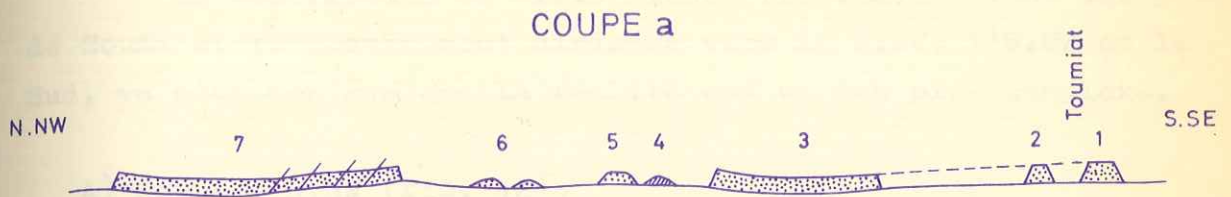
C. BENSE (1961), effectuant une coupe dans cette région, démontre au contraire que les grès des pitons de Soufi et les grès falémiens situés immédiatement au NW de ces pitons appartiennent à un même niveau gréseux modérément plissé ; cette observation est ensuite utilisée par l'auteur pour démontrer que le Falémien n'est pas autre chose que du Primaire tectonisé, par ailleurs identique à celui du synclise de Taoudeni.

(1) L'auteur considère que la quasi totalité des formations qui constituent ce que nous appelons "Série de Sélibabi" appartient à l'étage falémien.

LOCALISATION DES COUPES AU SUD DU PARALLELE 15°30

FIG. 41





-  Cuirasse latéritique
-  Grès
-  Jaspilites
-  Roches volcaniques basiques
-  Serpentes
-  Grauwackes, tufs, cinérites

Echelle horizontale: 1/100.000

Echelle verticale: 1/50.000

0 1 2 3 km

0 500 1000m

La description de trois coupes (fig.42) partant des pitons de Soufi et respectivement dirigées vers le N.NW, l'W.NW et le Sud, va nous montrer que la réalité est un peu plus complexe.

A) Coupe 1 N.NW (fig. 42)

1 et 2: Pitons de Soufi : C.BENSE (1961)⁽¹⁾ les décrit ainsi :

"Dominant la plaine de 150 m, ils montrent la succession suivante (du bas en haut) :

a - Grès conglomératiques, à galets de quartz, le plus souvent cachés par les éboulis

b - Grès mauves lités

Ces deux formations ont une puissance approximative de 100 m.

c - 50 m de grès quartzites à stratifications entrecroisées, massifs".

Les conglomérats du niveau a comprennent des lits à galets de quartz anguleux, centimétriques, et des lits à galets millimétriques également anguleux ; le ciment est un grès blanc fin.

Le niveau supérieur c est un grès blanc, fin à moyen, un peu feldspathique, contenant des pastilles rouillées; le ciment peut être un peu hématisé ; les stratifications entrecroisées sont très belles.

(1) in "Mémoires B.R.G.M." n°26 (1964), p. 192



Comme l'indiquaient L. RENAUD et C. BENSE, ces grès sont absolument identiques à ceux de l'Assaba méridional.

- 3 : Synclinal de grès identiques au niveau c précédent, dont ils constituent certainement le prolongement (C. BENSE, 1961).
- 4 : Petite arête de jaspilites rouges.
- 5 : Guelb de grès quartzites blancs moyens.
- 6 : Un peu au Nord du plan de coupe : guelbs de grès quartzites blancs et guelbs de jaspes rouges.
- 7 : Synclinal de grès, allongé W.SW - E.NE comme le synclinal 3 ; la structure synclinale est bien visible dans la partie occidentale, tandis que la partie orientale est hachée de failles.

L'existence d'un niveau unique de grès, localement tectonisés, semble ici assez évidente, ce qui confirmerait la théorie de C. BENSE ; toutefois la position des guelbs de jaspilites rouges est insolite dans l'hypothèse d'une stricte équivalence entre la Série de Sélibabi et le Primaire de Taoudeni.

B) Coupe 2 (fig.42)

- 1 et 2 : Pitons de Soufi (le piton 2 est un peu au Nord du plan de coupe).
- 3 : Prolongement sud du synclinal 3 de la coupe précédente, interrompu à l'Ouest par une faille.
- 4 : Guelbs de grès souvent surmontés d'une cuirasse ferrugineuse.

5 : Roches volcaniques basiques, en majorité fines, coupées dans leur partie ouest par des filons de serpentines.

6 : Petit guelb de grès quartzites blancs au contact des formations volcaniques (contacts entre éboulis).

Cette coupe est très comparable à celles que nous avons vu dans les régions de N'Diéo-Aniétir et de Dafort.

C) Coupe 3 (fig. 42)

1 : Piton de Soufi.

2 : Affleurant largement au SW du village de Soufi, roches noir verdâtre, dures, très cohérentes, dont le grain est indiscernable à l'oeil nu. En lame mince, on reconnaît des grains de quartz anguleux, prépondérants, de nombreux feldspaths (plagioclase essentiellement) plus ou moins altérés, des débris de roche, des muscovites et tourmalines détritiques dans un ciment ferrugineux et sériciteux. Ces grès feldspathiques fins sont très proches des grauwackes et sont identiques, macroscopiquement et microscopiquement, aux "grès à patine chamois" cambriens définis par C. BENSE (1961). Des intercalations de silexites blanches pourraient représenter d'anciennes cinérites.

3 : Dominant topographiquement le niveau 2, guelb de grès feldspathiques blancs à grain fin. Une tectonisation très discrète se marque par la présence de rares filonnets de quartz blanc. L'érosion dégage des bombements et peut sculpter de curieuses formes rappelant des circonvolutions cérébrales. Aucune surface de stratification n'est visible, mais l'examen des photos aériennes indiquerait une structure subhorizontale.

D) Enfin, 3 km au Sud des dernières formations volcaniques du niveau 5 de la coupe ouest de Soufi, on retrouve des grès feldspathiques fins, blancs ou mauves, dominant topographiquement des dolomies contenant de minces passées gréseuses horizontales ; plus au Sud encore, les grès surmontent à nouveau des roches volcaniques basiques, des serpentines et des pélites hématisées où apparaît parfois une schistosité redressée, discordante sur la stratification. Des failles ou lithoclasses accidentant ces grès sont bien visibles sur photographies aériennes ; leur direction est en moyenne N à NE, le pendage fort vers l'ouest ; elles peuvent provoquer l'apparition d'une schistosité de fracture qui guidera ensuite l'érosion : il se forme alors, parallèlement à la bordure faillée des tables gréseuses subhorizontales, de petites arêtes gréseuses dont la schistosité est fortement pentée, donnant ainsi l'illusion de "grès redressés" qui avait frappé L. RENAUD (figure 43 c). Ce phénomène est particulièrement net dans un ensemble d'affleurements situés 8 km à l'E.S.E de Sélibabi.

Ces coupes de Soufi, replacées dans leur contexte géologique, montrent bien la complexité des problèmes stratigraphiques de cette région ; l'existence, au sommet de la série de Sélibabi d'un niveau de grès pétrographiquement semblables à ceux de l'Assaba, mollement plissés et localement hachés par des failles et lithoclasses, semble assez bien établie. Ces grès reposent sur un ensemble assez hétérogène où dominent les types volcaniques et volcano-sédimentaires, ce qu'on peut expliquer soit par une discordance fondamentale des grès sur un substratum plus ancien (hypothèse avancée par G. ROCCI, 1962), soit par de rapides modifications latérales des niveaux infra-gréseux ; ces variations pourraient être dues au fait que les complexes volcaniques avaient une extension limitée et pouvaient former des paléoreliefs persistant lors du dépôt des sédiments.

Les observations de stratifications entrecroisées dans les grès et de minces passées gréseuses dans les dolomies, indiqueraient une sédimentation de faible profondeur.

I.3.3.3.3 - Coupes au Nord de Sélibabi

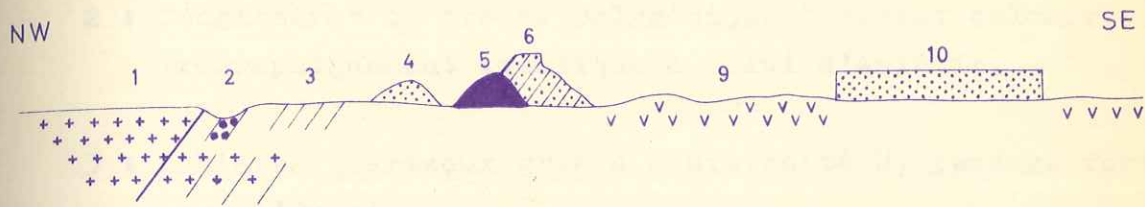
Au NW et Nord de Sélibabi on observe des alignements discontinus de grès quartzites tectonisés, orientés suivant deux directions, l'une NE, l'autre N ; les pendages apparents, beaucoup mieux visibles sur photographies aériennes que sur le terrain, se font vers le NW ou l'Ouest.

L. RENAUD (1958) plaçait ces grès quartzites dans la série métamorphique de Bakel. La carte photogéologique de l'I.F.P., par contre, interprétait ces alignements comme des zones faillées marquant le contact des granites du Guidimaka et de la série de Sélibabi.

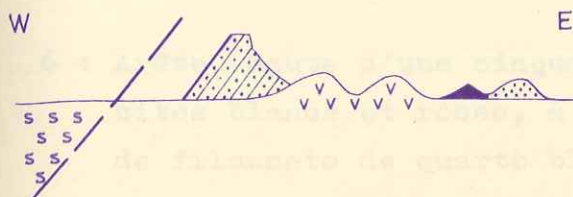
L'examen de la carte d'affleurements ne laisse aucun doute sur le fait que les pendages observés sont des pendages de schistosité, affectant les restes d'une couverture gréseuse ; il semble très probable que cette schistosité ait été induite par le contact faillé entre la série de Sélibabi d'une part, l'ensemble socle granitisé-micaschistes albitiques d'autre part ; ce contact se trouve un peu plus à l'Ouest que ne l'indiquait la carte photogéologique de l'I.F.P.

La coupe interprétée (1, fig.43) rassemble des affleurements observés à proximité des premiers kilomètres de la piste Sélibabi-M'Bout. Du NW au SE, on voit les formations suivantes.

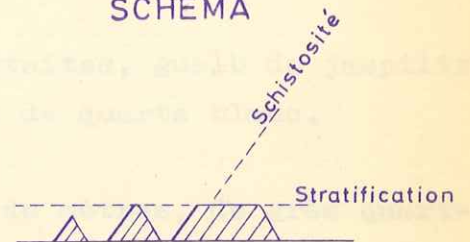
COUPE a









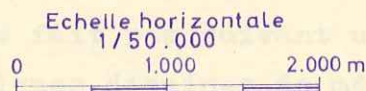
COUPE b



SCHEMA



-  Grès
-  Jaspilites
-  Roches volcaniques basiques
-  Brèche poligénique à ciment calcaire
-  Granite
-  Amphibolites



- 1 * Socle granitisé, comportant des granites à deux micaes, des pegmatites et des amphibolites.
- 2 : Conglomérat ou brèche polygénique à ciment calcaire, pétrographiquement identique à celui d'Aniétir.
- 3 : Schistes quartzeux gris à schistosité N, pendage fort (60°) vers l'Ouest.
- 4 : Guelb formé d'un éboulis de grès tectonisés à filonnets de quartz blancs.
- 5 : Flanquant une arête de grès quartzites, guelb de jaspilites rouges, tectonisées, à filonnets de quartz blanc.
- 6 : Arête, haute d'une cinquantaine de mètres, de grès quartzites blancs et roses, à grain indiscernable, sillonnés de filonnets de quartz blanc.
- 9 et 10 : Grès blancs moyens, un peu feldspathiques, tectonisés, dominant topographiquement des conglomérats volcaniques (2).

Au milieu des schistes quartzeux 3 ont été également observés de petits affleurements (quelques mètres) de granite à muscovite très altéré et de pegmatites à tourmaline ; ils représentent vraisemblablement des écailles et montrent que le contact visible, au niveau topographique actuel, entre socle et Série de Sélibabi ne se fait pas suivant une ligne mais suivant une bande large de quelques dizaines de mètres.

(1) Le début de la coupe est partiellement repris de G. ROCCI (1961)

(2) Découverts et décrits en détail par G. ROCCI (1961).

La coupe 2 figure 43, faite 2 km au Nord, est très comparable. D'Ouest en Est, on rencontre les niveaux suivants.

- 1 : Amphibolites du socle.
- 2 : Arête de grès quartzites, prolongement du niveau 6 de la coupe précédente.
- 3 : Affleurant jusque sous les éboulis de ces grès, roches volcaniques basiques, de couleur vert clair, très fraîches, comportant des brèches, des tufs parfois granoclassés, et des formations fines; ces roches ne sont généralement pas tectonisées.
- 4 : Grès blancs moyens un peu feldspathiques.

Entre le niveau 3 de cette coupe et le niveau 9 de la précédente affleurent des roches volcaniques basiques, des jaspilites rouges, des pélites rouges à hématite et des grès.

A 2 km au SW de la coupe 1 (fig. 43), ont été retrouvés, au SE de l'arête de grès quartzites 6, des serpentines et un conglomérat polygénique identique à celui de N'Diéou.

J'interprète ces coupes comme celles de Soufi : l'érosion postérieure à une tectonique cassante se serait exercée sur une série comportant initialement un niveau gréseux continu surmontant des complexes volcaniques variés.

L'étude pétrographique nous montrera que la couleur verte des formations volcaniques basiques est due plus généralement à leur nature spilitique qu'à un métamorphisme. Toutefois, certaines ont également subi un léger métamorphisme provoquant l'apparition d'une schistosité.

I.3.3.3.4 - Guelb M'Balou (fig. 93, p. 7, Annexe III)

De même que les pitons de Soufi, le guelb M'Balou était considéré par L. RENAUD comme une butte témoin cambro-ordovicienne discordante sur le "Falémien". Il est composé, de la base au sommet, soit sur une dénivelée de 180 m, de grès quartzites blancs contenant des passées de grès grossiers ou conglomératiques, formées de grains ou galets de quartz anguleux, allant du millimètre au centimètre, dans un ciment de grès fin. Dans la plaine entourant le guelb, affleurent des grès rouges feldspathiques surmontant un niveau massif de dolomies grises ; toutes ces formations semblent subhorizontales ; en éluvion sur les dolomies, j'ai trouvé des fragments de forme circulaire, ayant de 10 à 20 cm de rayon, également constitués de dolomies : il s'agit vraisemblablement de débris de ces Stromatolites qui sont connus aussi bien dans les formations cambro-ordoviciennes qu'infracambriennes (C. BENSE, 1961).

Ces grès et dolomies entourent tout le guelb, à l'exception de sa corne NW : en effet un itinéraire effectué dans cette direction et partant du guelb rencontre, après une zone de 1,3 km où affleurent sporadiquement des grès blancs, deux filons subméridiens de serpentine et talc, larges de quelques dizaines de mètres et longs d'une centaine ; ces filons sont surmontés d'abord par des pélites grises plissotées, assez altérées, à schistosité fortement pentée (jusqu'à 60° NW), puis par des grès pélitiques mauves, fins, et enfin par des grès quartzites blancs fins identiques à ceux du guelb M'Balou.

A proximité des filons ultrabasiqes ont été trouvés de nombreux blocs de granites et pegmatites très altérés. Enfin un petit indice de chromite, leur est manifestement lié (Annexe III).

Si l'on admet que les grès quartzites blancs cités ci-dessus sont les mêmes que ceux du guelb M'Balou, il faut envisager que des accidents cassants, ayant canalisé ou remobilisé les serpentines, aient pu survenir après le dépôt des dolomies et avant celui des grès. Il est tentant, dans cette hypothèse, de relier à ces accidents l'activité volcanique mise en évidence dans les coupes précédentes.

I.3.3.3.5 - Coupes de Koumba N'Dao

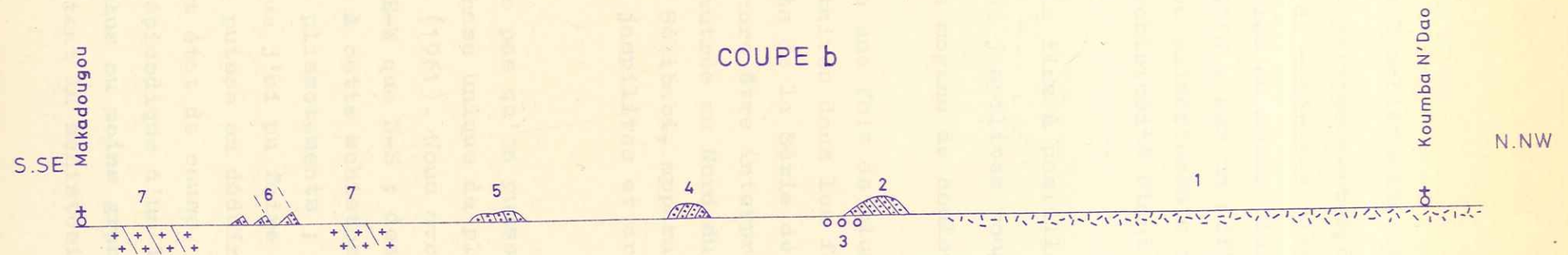
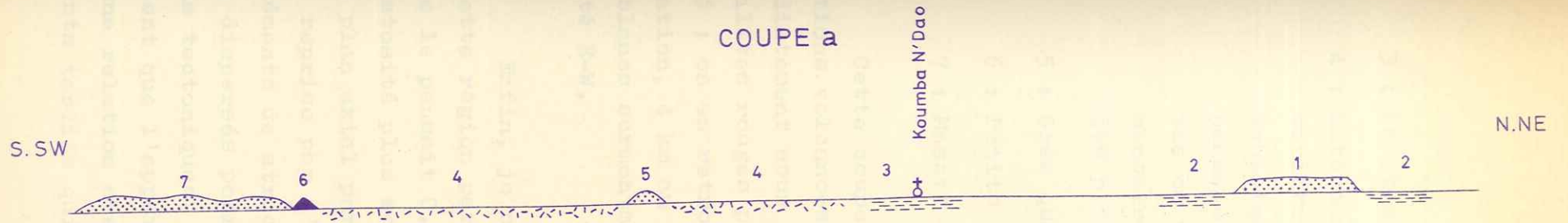
a) - A 15 km au Sud de Sélibabi, au NW du village de Koumba N'Dao, s'élèvent de petits guelbs de grès. Le plus important, le guelb Kinnguidé, haut d'une cinquantaine de mètres, est formé de grès feldspathiques, fins à grossiers, de couleur blanche, rose ou grise, contenant des passées de pélites mauves légèrement argileuses et des passées conglomératiques. Les galets de ces dernières ont 1 à 2 cm, sont anguleux, et comprennent du quartz, des quartzites, des jaspilites rouges et des pastilles d'argilites mauves. Un réseau de lithoclasses, en majeure partie méridiennes, se discerne sur les photographies aériennes. Des guelbs gréseux voisins, dont les contours sont encore bien visibles sur photographies aériennes, ont été presque entièrement démantelés par l'érosion : seuls subsistent des squelettes faits d'arêtes gréseuses à fort pendage apparent (pendage de schistosité).

En partant de ce guelb et se dirigeant vers le S.SE, on rencontre la succession suivante (1, fig.44).

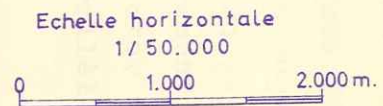
- 1 : Grès de Kinnguidé.
- 2 : Au pied même de ces grès, pélites vertes schisteuses; l'aspect luisant des surfaces de schistosité indique parfois un début de recristallisation; des plissements postérieurs à l'acquisition de la schistosité affectent localement ces surfaces.

COUPES DE KOUMBA N'DAO

FIG.45



- Grès
- Pélites
- Conglomérat
- Jaspilites
- Tufs, cinérites, pélites
- Granites



- 3 : Pélites vertes à schistosité est, pendage 15 à 25° N.
- 4 : Alternances de pélites vertes, de tufs fins, gris ou verdâtres, et de cinérites blanches ou grises; la schistosité, plus ou moins bien marquée, est E à NE, pendage 10 à 30°N ; sur un affleurement de pélites vertes on voit des plissements affecter un litage sédimentaire, la schistosité étant parallèle au plan axial des plis.
- 5 : Grès quartzites fins à pastilles rouille .
- 6 : Petits guelbs de jaspilites rouges.
- 7 : Massif de grès moyens de couleur grise.

Cette coupe montre une fois de plus la fréquence des intercalations volcano-sédimentaires dans les formations fines situées immédiatement sous les grès de la Série de Sélibabi ; le guelb de jaspilites rouges peut encore être interprété comme un paléorelief isolé ; on en retrouve d'autres au Nord du guelb Kinnguidé, et une élévation, 4 km au Sud de Sélibabi, apparaît formée de grès quartzites blancs surmontant des jaspilites et argilites rouges à schistosité E-W.

Enfin, je ne pense pas qu'on puisse expliquer la tectonique de cette région par une phase unique de plissement d'axe méridien comme le pensait C. BENSE (1961). Nous avons vu l'existence d'une schistosité plus souvent E-W que N-S ; des plis mésoscopiques ont leur plan axial parallèle à cette schistosité, qui peut elle même être reprise par d'autres plissements ; toutefois les mesures d'éléments de structure que j'ai pu faire donnent des résultats trop dispersés pour qu'on puisse en déduire avec sûreté des directions tectoniques. En tout état de cause, il semble néanmoins évident que l'apparition épisodique d'un léger métamorphisme n'a aucune relation avec la plus ou moins grande intensité des plissements tardifs qui affectent la schistosité.

b)- La coupe Koumba N'Dao - Makadougou est dirigée S.SW ; du Nord au Sud, on rencontre (2, fig.45) les formations suivantes.

- 1 : Ensemble volcano-sédimentaire, équivalent du niveau 2 de la coupe précédente.
- 2 : Arêtes dirigées N.NW - S.SE de grès quartzites gris légèrement sériciteux à schistosité 140° , pendage 20° SW.
- 3 : Sous l'extrémité S de cette arête affleure un conglomérat à galets subanguleux de quartz et quartzites, dont le grain va de 1 mm à 1 cm, dans un ciment argilo-gréseux, limoniteux, contenant des paillettes de muscovite.
- 4 : Grès très fins à schistosité 135° , pendage 70° SW.
- 5 : Pélites rouges gréseuses à schistosité 125° , pendage 45° NE.
- 6 : Arêtes dirigées NW - SE de quartzites blanches et roses à schistosité de fracture 140° , pendage 70° NE.
- 7 : Entourant ces quartzites : granite à muscovite et rare biotite, à grain millimétrique, riche en filons de pegmatite. Des laminages suivant des plans SW à S.SW et fort pendage NE interviennent localement ; en un endroit, on voit des filons pegmatitiques intacts recouper le granite laminé.

Cette coupe peut être interprétée de diverses manières, la principale difficulté étant de savoir si les quartzites 6 (en particulier) doivent être rattachés à la Série de Bakel ou à la Série de Sélibabi ; dans le premier cas, les affleurements 7 et 6 constitueraient une fenêtre de socle surmontée par des affleurements de la Série de Bakel ; dans le 2ème cas, on verrait des grès quartzites de la Série de Sélibabi reposer directement en discordance sur le socle granitique.

I.3.3.3.6 - Structures de Zénégué

La section 8 de la coupe de Bakel et Moudji Youroufa (fig. 35, p. 164), que nous avons étudiée avec la Série de Bakel, est un repli à l'intérieur d'un synclinal plus vaste : le synclinal de Zénégué. Ce dernier a un axe E-W et les pendages des couches affectées vont de 20 à 40° (pendages de stratification); elles comprennent des pélites vertes, des pélites limoniteuses jaunes ou rouges parfois riches en muscovite détritique et des grès feldspathiques de couleur mauve ou chamois; le niveau conglomératique de la section 8 a une faible extension latérale; des failles N-S et E-W accidentent cette structure et des complications visibles dans sa partie ouest suggèrent l'existence d'un deuxième plissement superposé d'axe différent. La mauvaise qualité des affleurements reconnus et l'absence de niveaux repères suffisamment continus ne me permettent malheureusement pas de préciser davantage.

I.3.3.3.7 - Conclusion

Comme nous l'avons dit en introduction (paragraphe I.3.3.3.1), l'ensemble de la région située au Sud du parallèle 15°30' est assez difficilement déchiffrable. J'ai donc seulement décrit les coupes les plus intéressantes, en m'efforçant toutefois de tracer une image représentative de l'ensemble de la région étudiée.

Ces coupes permettent de généraliser la plupart des résultats obtenus dans les chapitres précédents.

Au sommet de la succession stratigraphique, nous avons encore observé des grès blancs ou roses, à ciment rare, faiblement feldspathiques, identiques aux grès primaires de l'Assaba. Ils sont irrégulièrement tectonisés et peuvent acquérir une schistosité de fracture fortement pentée qui constitue alors leur délit majeur.

Sous ces grès affleure le cortège habituel de roches sédimentaires, volcano-sédimentaires et volcaniques.

Les roches sédimentaires comprennent encore des pélites vertes ou rouges qui peuvent contenir des intercalations, d'une part de grès feldspathiques, d'autre part de grauwackes, tufs et cinérites. Elles comprennent également des dolomies surmontées par un mince niveau de grès rouges feldspathiques, ainsi qu'un conglomérat à galets de quartz et quartzites. Tous ces niveaux semblent lenticulaires, et aucune succession stratigraphique ayant une valeur générale ne peut être établie.

Les roches volcano-sédimentaires comprennent encore des grauwackes, tufs et cinérites qui peuvent se rencontrer soit en formations massives situées sous les grès, soit en intercalations dans les pélites décrites ci-dessus.

Les roches d'origine volcanique sont identiques à celles que nous avons décrites dans les chapitres précédents : roches volcaniques basiques, massives ou schisteuses, serpentines, jaspilites, conglomérats polygéniques.

La tectonique de ce secteur apparaît encore essentiellement cassante. Des plis ont pourtant été observés dans la région de Zénégué, où semblent interférer deux directions de plissement.

I.3.4 - SERIE DE SELIBABI : ETUDE PETROGRAPHIQUE

I.3.4.1 - Introduction

Comme dans le chapitre précédent nous adopterons les divisions pétrographiques suivantes :

- roches sédimentaires et volcano-sédimentaires
- roches siliceuses d'origine volcanique ou volcano-sédimentaire probable
- roches volcaniques basiques
- roches ultrabasiques.

I.3.4.2 - Roches sédimentaires et volcano-sédimentaires

I.3.4.2.1- Grès

Les grès qui constituent le niveau supérieur de la Série de Sélibabi sont, dans leur majeure partie, des grès quartzites faiblement feldspathiques à ciment rare ou presque absent. Ils peuvent contenir, interstratifiées, des pélites gréseuses ou des pélites franches aussi bien que des passées conglomératiques à galets anguleux. Dans la région de N'Diéo Aniétir, ils sont souvent riches en grains esquilleux noirs de silexites; dans la région de Sélibabi le ciment, de couleur mauve, peut être plus abondant et les grès contiennent souvent des pastilles d'argilite mauve. En plusieurs endroits, des stratifications entrecroisées ont été observées.

Je décrirai ci-dessous des lames minces provenant des échantillons les plus caractéristiques de la région de N'Diéo Aniétir. Dans cette région, les grès sont souvent tectonisés et leur ciment est parfois riche en hématite.

Services de la
G.I.U.S.
JURASSIEN
CADIST

Echantillon F 157 Lat.: 15°52'30" - Long.: 12°04'30"

Grès quartziques moyens uniquement quartzeux.

La taille des grains va de 0,1 à 1 mm, le grain moyen ayant 0,3 mm; les gros grains sont arrondis, les petits sub-anguleux. L'accroissement des grains les rend jointifs et le ciment intergranulaire est réduit à un fin liseré d'hématite et séricite.

Echantillon F 159 Lat.: 15°53'20" - Long.: 12°04'

Grès grossier, légèrement feldspathique, tectonisé. Avec les grains de quartz et quartzites, largement prépondérants, ayant pour granulométrie moyenne 0,7 mm, on observe d'anciens feldspaths totalement transformés en phyllites.

L'accroissement des grains de quartz les rend souvent jointifs. Le ciment intergranulaire est constitué soit par une pellicule de séricite et hématite, soit par de petits quartz engrenés.

Dans d'autres échantillons ont été observés des grains anguleux de silicite ainsi que des grains de tourmaline bleu vert et d'épidote. La tectonisation peut créer, dans les grains de quartz, un jeu serré de fractures parallèles, simulant aux faibles grossissements des macles polysynthétiques, et gardant la même orientation dans tout un ensemble de grains.

Echantillon F 164 Lat.: 15°53'40" - Long.: 12°04'30"

Grès quartzite moyen uniquement quartzeux, hormis quelques grains de tourmaline.

L'accroissement des grains de quartz les rend généralement jointifs, engrenés en jeu de patience. En d'autres endroits le ciment intergranulaire est fait de petits quartz engrenés.

Les pigments d'hématite sont abondants dans la zone d'accroissement et permettent souvent de reconstituer les contours primaires des grains. Cette hématite est donc synsédimentaire et antérieure à la silicification.

Echantillon F 159 Lat.: 15°51' - Long.: 12°09'40"

Les grains de quartz corrodés, à contour dentelliforme, baignent dans un abondant ciment d'hématite massive, mêlée à un peu de kaolinite.

Il est impossible de dire sur cet échantillon si l'hématite est synsédimentaire ou d'origine plus tardive. L'étude de terrain nous a montré que les deux cas peuvent se présenter et que des solutions ferrugineuses ont dû circuler dans les fractures ouvertes par la tectonisation des grès.

Dans l'un et l'autre cas, l'hématite accroît généralement la cohérence des grès et on peut ainsi observer des arêtes de grès hématitisés en relief au milieu d'un massif de grès blanc.

L'hématite synsédimentaire est présente de façon trop irrégulière dans cette région de N'Diéou Aniétir, pour qu'on puisse en déduire un milieu de dépôt systématiquement oxydant, caractéristique d'un certain climat : il semble plutôt que des apports localisés aient pu intervenir au stade de la diagenèse. Rappelons en outre que dans cette même région, les paléoreliefs de jaspilites à oligiste sont nombreux, et que l'hypothèse de sources ferrugineuses d'origine profonde ne peut être négligée. Cette hématite est beaucoup plus rarement présente dans les autres secteurs de la Série de Sélibabi.

La silicification se traduit ici par un accroissement régulier des grains de quartz, l'auréole ayant même structure et même orientation que le grain nourri. Elle correspondrait donc, d'après G. MILLOT (1964), à un apport lent par des solutions siliceuses diluées.

La présence de stratifications entrecroisées et la fréquence des lentilles de conglomérat à galets de quartz anguleux, indiqueraient un dépôt épicontinental ou continental.

Ces grès de la Série de Sélibabi sont tout à fait comparables d'une part aux grès cambro-ordoviciens de l'Assaba décrits par C. BENSE (1961), d'autre part aux grès blancs, également cambro-ordoviciens, de la Série de la Falémé décrits par J.P. BASSOT (1963).

I.3.4.2.2- Pélites - Cinérites - Tufs acides - Grauwackes

a)- Généralités

J'utiliserai le terme de pélite pour désigner des roches détritiques fines, dont les éléments majeurs ont un diamètre inférieur à 62 μ (cf. note infrapaginale p. 212).

Sur le terrain ont été différenciées des pélites vertes, des pélites grises, des pélites rouges à hématite et des pélites gréseuses noires. Je décrirai ci-dessous les trois premiers types; le quatrième a été trouvé constamment en association avec des conglomérats polygéniques et des jaspilites et sera étudié avec eux dans le paragraphe I.3.4.2.3.

Enfin, après les pélites des trois premiers types, nous étudierons les roches volcano-sédimentaires qui leur sont fréquemment associées.

Il est souvent difficile de décider, au microscope comme à l'oeil nu, si les pélites de la Série de Sélibabi ont subi ou non un début de métamorphisme. Hormis certains cas où les phyllites sont bien orientées, bien cristallisées, et ont une biréfringence de muscovite, on n'observe le plus souvent qu'un feutrage de minéraux phylliteux qui peuvent être aussi bien des argiles que des micas. Les pigmentations argileuses crypto-cristallines sont également fréquentes. Tous les intermédiaires semblent exister entre des roches argileuses sans métamorphisme apparent et des séricitoschistes : la Série de Sélibabi, prise dans son ensemble, apparaît être au seuil du métamorphisme. Des examens diffractométriques ont permis d'établir, dans toutes les roches analysées, la présence d'illite. Celle-ci peut être proche d'une muscovite, c'est à dire avoir un pic diffractométrique à 10 \AA° assez aigu : je parlerai alors d'illite à tendance micacée (1). Elle peut, au contraire, avoir un degré de désordre assez grand, caractérisé par un pic à 10 \AA° aplati : je l'appellerai alors illite à tendance argileuse. Quand aucun examen diffractométrique n'a été fait, nous garderons le terme, plus imprécis, de séricite.

b)- Pélites vertes

Macroscopiquement, ce sont des roches fines, à grain invisible à l'oeil nu, tendres, souvent argileuses, souvent schisteuses. Elles forment, soit des lits interstratifiés dans les grès étudiés plus haut, soit des niveaux situés immédiatement sous ces grès. Dans ce dernier cas elles peuvent contenir des passées gréseuses à abondant ciment pélitique.

Je décrirai des lames minces provenant de deux échantillons prélevés l'un dans la région d'Aniétir, l'autre dans celle de Dafort.

(1) Je ne fais, en cela, que suivre les indications de C. JACOB qui effectuait, dans les laboratoires du B.R.G.M., ces déterminations.

Echantillon F 265 Lat.: 15°36'20" - Long.: 12°05'20"

Séricite	Limonite
Quartz	Oligiste

Séricite et quartz forment l'essentiel de la roche. Leur grain reste inférieur à 10 μ . Une schistosité grossière, due à l'orientation planaire des paillettes de séricite est soulignée par des filonnets limonitiques.

L'essentiel de la limonite, toutefois, est localisée dans des lits obliques sur la schistosité qui représentent vraisemblablement l'ancienne stratification.

Echantillon F 600¹ Lat. 15°57' - Long. 12°05'30"

Cet échantillon provient d'un affleurement de la région d'Aniétir, décrit dans le paragraphe I.3.3.1. Nous y avons vu des intercalations de pélites vertes et de roches volcaniques basiques fines.

- Macroscopiquement, ces pélites vertes sont tendres, cohérentes, peu schisteuses. Elles ont un toucher argileux et happent généralement la langue.

- Microscopiquement, on y observe un réseau de séricites dont la taille reste inférieure à 20 μ , des quartz de granulométrie moyenne 15 μ , des feldspaths, un peu d'épidote et de chlorite, et des muscovites kaolinisées. Une abondante pigmentation cryptocristalline peut être grise (argiles ?) ou rouge (oxydes de fer).

Une analyse diffractométrique semi-quantitative a donné les résultats suivants.

Quartz	: très abondant
Plagioclase	: abondant
Illite (tendance argileuse)	: faible
Chlorite	: faible.

Services de la
BIU
JUS
CADIST

L'absence d'organisation visible en lames minces et la tendance argileuse de l'illite indiquent l'absence de métamorphisme tandis que l'abondance de plagioclases et, peut-être, la présence de chlorite doivent vraisemblablement être interprétées dans le contexte volcanique.

c)- Pélites grises

Ces roches sont fréquemment interstratifiées avec les pélites vertes. Leur schistosité est souvent bien marquée. Elles sont fréquemment parcourues par un réseau de diaclases qui ont parfois guidé une hématisation tardive, et elles prennent alors un aspect versicolore. Leur richesse en quartz est variable; elle peut être très grande.

L'échantillon décrit ci-dessous a été prélevé dans la région de Dafort.

Echantillon F 245 Lat.: 15°39" - Long.: 12°06'30"

La presque totalité de la lame est faite de séricite et de quartz dans un ciment quartzeux cryptocristallin. Les paillettes de séricite sont orientées suivant l'une ou l'autre de deux directions planaires. Enfin, un filonnet de quartz et limonite traverse la lame.

Une analyse diffractométrique semi-quantitative a donné les résultats suivants.

Quartz : très abondant

Illite (tendance micacée) : présente.

L'importance de l'illite a été vraisemblablement sous-estimée par l'analyse. La forme aiguë de son pic diffractométrique à 10 A° pourrait indiquer une roche située au seuil du métamorphisme.

d) - Pélites rouges à hématite

Nous avons vu que les pélites grises et vertes peuvent avoir été le siège d'une hématisation tardive. Autre est le cas des pélites rouges : la plus ou moins grande abondance d'hématite induit souvent un litage millimétrique entre lits roses et rouges; ces lits ont parfois des granulométries différentes et correspondent donc à un litage stratigraphique. L'essentiel de l'hématisation semble ainsi synsédimentaire, ce qui n'empêche d'ailleurs pas l'hématite de se reconcentrer localement dans des jeux de diaclases.

Ces roches peuvent former, soit des lits interstratifiés dans les pélites vertes ou grises, soit des niveaux indépendants. Elles sont fréquemment schisteuses, et leur schistosité peut être oblique sur la stratification.

Echantillon F 442 Lat. 15°14'10" - Long. 12°06'20"

Une analyse diffractométrique a donné les résultats suivants.

Quartz : très abondant
Plagioclase : faible
Kaolinite : faible
Illite (tendance micacée) : faible
Hématite : faible.

Ces pélites à hématite se localisent dans des secteurs volcaniques et il semble qu'on doive chercher là, plutôt que dans d'hypothétiques conditions climatiques, la cause de leur richesse en fer.

L'ensemble des pélites occupe d'assez faibles surfaces dans la Série de Sélibabi, ce qui différencie nettement celle-ci de la Série de la Falémé sénégalaise. On peut expliquer ce phénomène, soit par une érosion précédant le dépôt des grès, soit, plus vraisemblablement, en considérant que le dépôt des pélites a été synchrone d'activités volcaniques et s'est fait dans des bassins d'extension limitée. L'étude de l'échantillon F 600 nous a montré que ces pélites pouvaient être interstratifiées avec des formations volcaniques basiques fines. Le paragraphe suivant décrira des intercalations de roches volcano-sédimentaires acides dans les pélites.

e)- Tufs acides - Cinérites - Grauwackes

Les roches étudiées ci-dessous correspondent aux niveaux volcano-sédimentaires intercalés dans un ensemble de pélites vertes, au Sud du village de Koumba N'Dao (paragraphe I.3.3.3.5).

Echantillon F 533 Lat. 15° - Long. 12°10'30"

- Macroscopiquement

On distingue de rares phénocristaux dans un ciment blanc jaunâtre très dur et cohérent, mais légèrement schisteux.

- Microscopiquement

Le ciment se moule autour de phénocristaux parfois automorphes. Il apparaît formé de quartz cryptocristallin comportant des lits riches en séricite, de grain moyen 20 μ , grossièrement orientée parallèlement au litage.

Les phénocristaux sont faits de quartz ou de feldspaths à tendance automorphe un peu saussuritisés.

De petits phénoblastes de feldspaths limpides non maclés représentent vraisemblablement de l'albite ou de la sanidine. De nombreux grains d'ilménite sont allongés parallèlement au litage. Un cristal de muscovite détritique et un grain d'oligiste ont également été observés. Enfin, un filonnet de quartz et albite traverse la lame.

Une analyse diffractométrique semi-quantitative a donné les résultats suivants.

Quartz : très abondant
Plagioclase : abondant
Illite (tendance argileuse) : traces.

Une analyse chimique (Annexe I) a indiqué une composition de tuf rhyolithique très proche des roches équivalentes de la Série de M'Bout. Il est donc probable que ce ciment cryptocristallin contient, en même temps que du quartz, des quantités notables de feldspaths sodiques et potassiques.

Cette roche est un tuf ou une cinérite et représente vraisemblablement un produit volcanique assez pur.

Echantillon F 545 Lat.: 14°59'40" - Long.: 12°09'

- Macroscopiquement

Aspect de silexite blanche homogène, très dure et cohérente.

- L'examen au microscope révèle des feldspaths de 40 μ dans un ciment microcristallin de quartz, feldspaths et illite : cette roche représente vraisemblablement une cinérite.

Echantillon F 543 Lat.: 14°58'30" - Long.: 12°09'

- Macroscopiquement

On distingue des grains ou galets de plusieurs millimètres dans un ciment fin et cohérent de couleur grise ou verte.

- Microscopiquement

Le ciment apparaît essentiellement formé de quartz et d'illite; il contient également des lamelles de biotite verte ou stilpnomélane, du leucoxène, des épidotes, des grains de tourmaline et de la limonite.

Les grains ou galets sont très divers; on distingue :

- des plagioclases, généralement anguleux, parfois brisés
- un grain d'orthose à perthites d'exsolution
- des quartz pouvant comporter des corrosions en doigt de gant
- des débris de roches, comprenant en particulier un galet volcanique à texture doléritique, formé de quartz et de feldspath potassique, et un galet de silexite.

Cette roche, d'origine en partie volcanique, est un grauwacke.

Dans plusieurs secteurs, et en particulier dans la région de Soufi, nous avons décrit (paragraphe I.3.3.3.2) des niveaux faits de roches macroscopiquement semblables aux "grès à patine chamois" définis par C. BENSE (1961) dans la Série de Kiffa.

Ces roches ont des compositions d'arkoses; des cinérites blanches leurs sont associées, et l'origine volcano-sédimentaire de l'ensemble paraît encore très probable.

On notera encore une fois que toutes les roches volcano-sédimentaires décrites ci-dessus sont très comparables à certains constituants des "schistes de la Falémé" décrits par L. RENAUD (1958) et surtout J.P. BASSOT (1963).

1.3.4.2.3- Dolomies

Nous avons vu, dans le paragraphe 1.3.3, que ces roches sont assez rares dans la Série de Sélibabi. Les deux principaux affleurements rencontrés sont, d'une part celui du guelb M'Balou (1.3.3.3.4), d'autre part celui de Soufi (1.3.3.3.2, C). Dans les deux cas, des dolomies grises sont directement surmontées par des grès, l'ensemble étant sub-horizontale. Les dolomies du guelb M'Balou sont massives, homogènes, tandis que celles de Soufi contiennent de minces passées gréseuses horizontales.

L'examen au microscope révèle, dans les deux cas, des roches essentiellement formées de grains carbonatés souvent automorphes ayant quelques microns à quelques dizaines de microns de diamètre. Dans les dolomies du guelb M'Balou (éch. F. 521), le quartz ne se présente qu'en petits grains dispersés, tandis que dans celles de Soufi (éch. F 269), il forme des lentilles et des amas plus importants, parfois colorés par des oxydes de fer.

Les analyses chimiques définissent l'échantillon F 521 comme une dolomie calcaire et l'échantillon F 269 comme une dolomie gréseuse.

Echantillon F 521 Lat.: 15°03'40" - Long.: 12°02'

Analyse pondérale :

CO ₃ Ca, CO ₃ Mg	: 70,5 %
CO ₃ Ca	: 23,6 %
Insolubles	: 5,9 % dont 4,2 % de SiO ₂

BaO n'existe qu'à l'état de traces.



Echantillon F 269 Lat.: 15°37' - Long.: 12°05'30"

Analyse pondérale :

"SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O+	H ₂ O ⁻	CO ₂	"
"25,10	3,00	1,10	1,26	0,24	14,60	2,50	0,42	0,25	0,05	2,00	0,20	31,20	"

soit :

CO ₃ Ca, CO ₃ Mg	:	67,1 %
CO ₃ Ca	:	1,9 %
Insolubles	:	31 % dont 25 % de SiO ₂ .

Si l'on admet l'hypothèse d'un âge cambro-ordovicien pour la Série de Sélibabi, ces dolomies pourraient être parallélisées avec l'un ou l'autre des deux niveaux suivants de la Série de Kiffa (C. BENSE, 1961) :

- les "dolomies du niveau supérieur"
- les "dolomies du niveau inférieur".

D'après C. BENSE, les dolomies du niveau inférieur comprennent principalement des dolomies calcaires ou des calcaires dolomitiques; elles surmontent directement la tillite, base supposée du Cambrien, et sont dominées par un ensemble de "pélites, phanites et jaspes".

Les dolomies du niveau supérieur comprennent des dolomies pures et des dolomies calcaires. Elles surmontent des grauwackes, dénommées "grès à patine chamois" et sont dominées par les grès de l'Assaba dont nous avons vu les affinités avec les grès de la Série de Sélibabi.

Il semble donc que, toujours dans cette hypothèse d'une corrélation entre la Série de Sélibabi et les séries cambro-ordoviciennes du synclise de Taoudenni, les dolomies décrites ci-dessus doivent plutôt être parallélisées avec les "dolomies du niveau supérieur" de C. BENSE.

Il reste alors à expliquer le manque de continuité latérale de cette formation. Comme pour les pélites, plusieurs hypothèses peuvent être avancées.

- Les dolomies ont été partiellement érodées avant le dépôt des grès, ou peut-être même avant le dépôt d'une partie des pélites.
- Les dolomies n'ont pu se déposer que dans certains bassins séparés par des secteurs volcaniques.

Si l'on admet que l'activité volcanique a pu être localement synchrone de l'apparition ou du rejeu d'accidents tectoniques, ces deux hypothèses ne sont pas contradictoires : le cas du guelb de M'Balou (paragraphe I.3.3.3.4) nous en montre un exemple.

I.3.4.3 - Roches siliceuses d'origine volcanique ou volcano-sédimentaire probable

I.3.4.3.1 - Jaspilites rouges

a) - Description

Rappelons que ces roches constituent de petits affleurements se localisant de préférence dans les secteurs volcaniques de la Série de Sélibabi. En plusieurs occasions, nous avons observé qu'elles forment des paléoreliefs pris dans les grès de cette série, le plus bel exemple de ce phénomène étant le guelb de jaspilites d'Aniétir, en forme d'appareil volcanique, décrit dans le paragraphe I.3.3.1.1.

Une intense hématisation colore en rouge ces roches siliceuses à cassure conchoïdale. De petits filonnets d'oligiste sont fréquents. Nous avons noté la présence dans ces jaspilites de passées gréseuses lenticulaires, de même que celle de blocs granitiques altérés.

Enfin, une tectonisation provoque localement l'apparition d'un entrelac de filonnets de quartz, semblable à celui que nous avons décrit dans les grès.

Les lames minces de jaspilite sont rendues presque opaques par l'abondance des pigments d'hématite.

Des plages existent pourtant (lame mince G. ROCCI 100 B, jaspilites d'Aniétir) où ce fond est parsemé de petits (15^μ) quartz esquilleux limpides et de petites muscovites. Dans d'autres plages, on trouve de gros (0,4 mm) grains arrondis de quartz limpide ou de quartzite en jeu de patience, ainsi que des feldspaths totalement séricitisés, des muscovites dégradées, et des gerbes de petite muscovite fraîche.

Dans une lame mince (L.M. G. ROCCI 100 B, jaspilites d'Aniétir) existent des veinules où les pigments d'hématite, un peu moins abondants, laissent voir la présence d'un fond incolore isotrope, représentant vraisemblablement de l'opale. Les quartz limpides, sont, dans cette lame, fissurés ou éclatés en petits fragments gardant la même orientation oblique.

Cette lame mince contient en outre une passée gréseuse. Le ciment est fait d'hématite, d'opale (?), et de silice cryptocristalline; il contient encore des quartz anguleux, souvent brisés, des muscovites, dégradées et kaolinisées, parfois partiellement remplacées par du quartz, et des feldspaths totalement séricitisés.

Ces jaspilites contiennent donc, en plus ou moins grande abondance, des minéraux altérés ou fissurés d'apparence détritique. Des néoformations de muscovite et peut être d'opale sont également observées, mais le degré de cristallinité de la majeure partie du ciment siliceux n'a pu être déterminé.

Enfin, une lame mince a été faite dans un bloc granitique pris dans les jaspilites d'Aniétir (Pl. XII). La texture grenue est bien reconnaissable, aucune cataclase ne semble être intervenue. A l'exception du quartz, tous les minéraux ont été intensément altérés : des feldspaths et amphiboles, reconnaissables à leur forme et parfois à leurs macles, sont totalement séricitisés. Des biotites sont transformées en minéraux ferrugineux et en argiles cryptocristallines. Une altération aussi intense n'a jamais été observée dans les affleurements de granite du Guidemaka.

b)- Interprétation

L'étude en lame mince n'a pas ajouté grand chose aux descriptions d'affleurement faites plus haut. Toutefois, l'interprétation de ces affleurements comme des paléoreliefs dus à des extrusions nous a semblé, à G. ROCCI (qui les a découverts) comme à moi-même, tellement probable sur le terrain que je la conserverai ici.

Dans la région de N'Diéo-Aniétir, ces paléoreliefs paraissent se localiser aux noeuds d'un réseau de fractures. Ces fractures auraient canalisé la montée de fluides hydrothermaux siliceux et ferrugineux, correspondant à un épisode tardif du volcanisme, suffisamment denses pour pouvoir entraîner des blocs de socle et s'incorporer des grains détritiques pris aux niveaux traversés. Ces boues se seraient ensuite épanchées à la surface, se mêlant à la sédimentation, tandis qu'une partie cristallisait dans les cheminées d'accès, créant ainsi de petits appareils volcaniques bientôt enterrés et protégés par la sédimentation gréseuse.

Nous verrons que le volcanisme de la Série de Sélibabi présente des caractères de volcanisme ophiolitique. On sait que les venues silico-ferrugineuses qui sont à l'origine des jaspes ou radiolarites, sont fréquentes dans ce type de volcanisme. On peut dès lors penser que la Série de Sélibabi offre un rare exemple de conservation des voies d'accès de ces venues.

I.3.4.3.2- Microquartzites noirs

A côté des jaspilites rouges, nous avons noté la présence de roches siliceuses noires, très fines, à cassures conchoïdales, riches en petits filonnets d'oligiste. Ces roches accompagnent souvent les serpentines.

Au microscope, elles apparaissent faites (LM. F 154¹) (1) de quartz microcristallin (20 μ) chargé de pigments ferrugineux; de gros grains de martite existent également.

Ces roches ne semblent pas différentes des jaspilites rouges, dont elles ne se distinguent que par une cristallinité un peu plus poussée.

I.3.4.3.3- Conglomérats et agglomérats polygéniques

Ces roches curieuses, dont nous avons décrit plus haut (paragraphe I.3311) les affleurements les plus caractéristiques, existent sous les deux formes suivantes.

a)- Conglomérats à ciment quartzo-phylliteux et galets ou blocs de granites, de roches volcaniques, de pélites, de quartzites, de jaspes, de quartz, etc... (exemple : conglomérat de N'Diéo).

Par altération limoniteuse, le ciment, habituellement verdâtre, peut devenir rose et pulvérulent et prendre un aspect gréseux. En lames minces, ce ciment altéré garde toutefois les mêmes caractéristiques que celui des échantillons frais.

(1) Latitude : 15°52' - Longitude : 12°04'30"

b)- Conglomérat à ciment de calcite, quartz et phyllites. Les galets ou blocs ont la même variété que ci-dessus. Par altération, ce ciment peut devenir pulvérulent et le conglomérat devient un agglomérat à ciment argilo-carbonaté sans cohérence (agglomérat d'Aniétir).

Je décrirai successivement des échantillons caractéristiques de ces deux types principaux. L'interprétation globale que je propose sera donnée à la fin des descriptions.

- Echantillon F 158 (type (a))

Cet échantillon a été prélevé dans le conglomérat de N'Diéo, à l'endroit où il forme un dyke allongé NE. Les caractères macroscopiques de cet affleurement ont été décrits dans le paragraphe I.3311. La lame mince décrite ci-dessous a été taillée dans le ciment du conglomérat.

α)- Le fond de la lame est fait de chlorite, talc, et quartz (1). Le quartz forme de petites plages d'aspect trouble, bien qu'elles donnent de belles figures de lumière convergente (2). Il contient en abondance des chlorites, qui peuvent passer en continuité d'un quartz à l'autre ou d'un quartz à une zone phylliteuse en dessinant des figures tourbillonnantes. L'ensemble ne semble pas pouvoir résulter d'une sédimentation, mais bien plutôt d'une cristallisation synchrone de quartz et phyllites, gardant un caractère inachevé.

(1) Ces déterminations ont été vérifiées par examen diffractométrique.

(2) J'ai retrouvé plus tard ce phénomène dans les auréoles d'accroissement de quartz rhyolithiques. Aux forts grossissement, on s'aperçoit que ces auréoles siliceuses sont faites d'individus microcristallins ayant tous la même orientation que le grain central.

β)- Dans ce fond s'individualisent des grains de quartz, inférieurs au millimètre, pauvres en inclusions, dans lesquels sont visibles de très belles figures d'accroissement. Chaque grain s'est développé à partir d'un noyau très petit, parfois presque ponctuel. Les auréoles d'accroissement successives ont la même orientation optique et sont séparées par des liserés de petites phyllites et de minéraux opaques. Il arrive qu'un seul grain accru se soit développé à partir de plusieurs noyaux : autour de chaque noyau se développent des auréoles concentriques qui sont englobées à leurs tours par les dernières zones d'accroissement. L'orientation optique est en général unique dans l'ensemble du grain néoformé, et elle est souvent différente de celle des noyaux primaires.

A leur périphérie, ces grains se chargent en phyllites et se diluent dans le fond quartzo-phylliteux, sans qu'il soit souvent possible de tracer de limite nette.

Notons enfin que, bien que la plupart de ces grains soient uniaxes, certains sont faiblement biaxes. L'analyse diffractométrique n'a pourtant indiqué aucun feldspath, et on est donc obligé de penser qu'il s'agit encore de quartz.

Enfin, on observe, dans le ciment constitué par les éléments α et β), la présence de nombreux débris détritiques, comprenant essentiellement des pélites, des quartzites, des grains anguleux de quartz, des zircons et des tourmalines bleu-vert. Les filaments de limonite sont abondants et de petits grains d'oligiste sont présents.

- Echantillon F 611 (type (a))

On se rappelle (paragraphe I.3311) que, dans le prolongement N du dyke décrit plus haut, les affleurements de conglomérat s'étalent horizontalement et forment la base de deux guelbs à couverture gréseuse.

L'échantillon F 611 a été prélevé à cet endroit.

Miner. de la Colombie
MUSÉE
NATURAL
BOGOTÁ

- Macroscopiquement

Il est identique à l'échantillon F 158.

- Microscopiquement

Il apparaît formé des mêmes éléments : grains détritiques, quartz à auréoles d'accroissement et fond quartzo-phylliteux. Ce fond est toutefois différent du précédent : l'aspect flou, désordonné, n'existe plus; les différents minéraux sont bien individualisés; des petites muscovites, apparemment détritiques, sont présentes; enfin, les grains de quartz à auréole d'accroissement sont bien délimités.

L'oligiste automorphe est abondant, ainsi que les filonnets limoniteux. A côté de grains détritiques identiques à ceux de l'échantillon F 158, on note un grain de serpentine et talc entouré d'une écorce de talc. De petits grains de tourmaline sont présents.

- Echantillon D 114 (type 6)

Cet échantillon provient du conglomérat à ciment calcaire de Sélibabi.

- Microscopiquement

On reconnaît encore dans le ciment de nombreux grains de quartz à zones d'accroissement, semblables à ceux de l'échantillon F 158. Des plages de quartz, chlorite et talc ou illite existent également, mais l'essentiel du ciment est constitué par une calcite de cristallisation tardive qui corrode les grains de quartz, remplit leurs fissures, et se glisse dans les zones de faiblesse constituées par les liserés séparant les auréoles successives.

Des feldspaths automorphes limpides, non maclés, à auréoles d'accroissement, sont également visibles.

Enfin, des pigments limoniteux et de nombreux petits grains d'oligiste parsèment le fond de la lame.

Interprétation : Rappelons tout d'abord que ces conglomérats affleurent dans des régions volcaniques de la Série de Sélibabi et qu'ils contiennent, à côté des galets volcaniques et des galets de roches sédimentaires, des blocs granitiques polyédriques pouvant atteindre $0,5 \text{ m}^3$. Ces blocs sont parfois entourés d'une croûte indurée, tandis qu'ils sont tous, dans leur masse, aussi intensément altérés que ceux que nous avons trouvés en inclusions dans les jaspilites (semblable altération n'a jamais été rencontrée dans les affleurements de socle granitique).

Il est d'autre part difficile d'imaginer que le ciment F 158, décrit ci-dessus, soit celui d'une roche sédimentaire : sa texture particulière semble résulter, nous l'avons vu, d'une cristallisation synchrone de quartz, chlorite et talc.

Je proposerai donc l'interprétation suivante : à l'origine de ces conglomérats on trouve, non des roches sédimentaires, mais des brèches volcaniques remaniées; une boue riche en silice et magnésium remonte par des fissures des éléments pris au substratum granitique ou aux roches sédimentaires traversées. Cette boue, qui devait se trouver dans des conditions hydrothermales, cristallise en arrivant à la surface. Quartz, chlorite et talc cristallisent ensemble. Chaque petit grain détritique de quartz constitue un germe autour duquel se fixe la silice en auréoles concentriques. On est donc conduit à imaginer pour ces roches, une origine voisine de celle des jaspilites rouges.

Dans la majorité des cas, ces boues, arrivées à la surface, se répandent horizontalement, sont plus ou moins remaniées, et prennent des caractères sédimentaires : on arrive ainsi à des roches du type F 611, tandis que les textures primaires (F 158) ne sont bien conservées que dans les roches restées dans les dykes d'accès.

Enfin, une calcitisation tardive peut intervenir, masquant souvent une partie des textures primaires : on sait que ce phénomène a été fréquemment observé dans les séries ophiolitiques.

Il va de soi que ce schéma simple recouvre peut-être une réalité beaucoup plus complexe. On pourrait penser, par exemple, que les fissures ouvertes par des brèches d'explosion ont été d'abord partiellement remplies par les produits de cette explosion, puis ont servi de cheminée d'accès à des venues hydrothermales. Ces dernières auraient produit une silicification et une complète modification du ciment originel.

On peut certainement envisager encore bien d'autres hypothèses. Il n'en reste pas moins que les intenses silicifications décrites plus haut caractérisent trop constamment le ciment de ces conglomérats, et seulement lui, pour qu'il s'agisse d'un hasard. Ce phénomène, joint à celui de l'altération assez particulière des blocs granitiques, donne à ces formations un type bien différent de celui des tillites du synclise de Taoudeni avec lesquelles on semble les avoir parfois confondues.

I.3.4.3.4 - Pélites noires à oligiste

Ces roches à grain fin ont une couleur noire ou grise. Elles sont cohérentes, plus ou moins riches en silice, et toujours riches en oligiste. Nous les avons vu constamment en association avec les conglomérats polygéniques étudiés plus haut.

Echantillon F 257 Lat.: 15°37'20" - Long.: 12°06'

Au microscope, on distingue un fond cryptocristallin assombri par de très abondants petits grains d'oligiste. Un litage entre niveaux noirs et gris est rendu sensible à la fois par la plus ou moins grande richesse en oligiste, et par la répartition de gros grains arrondis de quartz (photo 2, Pl. XI).

Une analyse diffractométrique a montré la présence de quartz (très abondant), hématite (abondante), illite et kaolinite (faibles) et plagioclase (faible).

Le fond cryptocristallin est donc fait de quartz prépondérant d'illite et de kaolinite.

Dans le cadre des interprétations avancées plus haut (paragraphe I.3.4.3.2 à I.3.4.3.3), je verrais encore à l'origine de ce sédiment des venues silico-ferrugineuses constituant une séquelle tardive du volcanisme.

I.3.4.4- Roches volcaniques basiques

I.3.4.4.1- Introduction bibliographique : définition et nomenclature des spilites et des roches associées

Nous allons voir que les formations volcaniques basiques de la Série de Sélibabi ont des affinités avec certaines roches de l'association spilite - kéraatophyre. La nomenclature de ces roches reflète des interprétations souvent contradictoires : elle est donc devenue passablement embrouillée. Aussi, avant de les décrire, je définirai, sous forme d'une brève introduction au problème des spilites, le vocabulaire utilisé ici. Les problèmes, plus généraux, du volcanisme ophiolitique et de la trilogie serpentine - spilite (ou diabase) - gabbro seront abordés plus loin, dans le paragraphe I.3.5.4.

a) - Caractères généraux de l'association volcanique spilite - kératophyre

Les roches, assez diverses, qui forment cette association ont en commun un certain nombre de caractères pétrographiques et chimiques (F.J. TURNER et J. VERHOOGEN, 1960). Leur principale originalité réside dans une composition minéralogique assez étrange : en effet, leurs constituants essentiels sont des minéraux de basse température, c'est à dire des minéraux que l'on pourrait rencontrer soit dans les paragénèses hydrothermales, soit dans le faciès schiste vert de P. ESKOLA et F.J. TURNER : plagioclase sodique (albite BT, en général), feldspath potassique (adulaire, plutôt que microcline), chlorites, épidotes, calcite, actinote, quartz, etc...

Les minéraux de haute température, habituels dans les laves normales, peuvent également être présents, mais ils ont toujours ici un caractère résiduel plus ou moins accusé : olivine, pyroxènes, plagioclase basique, etc...

Cette prédominance de minéraux de basse température a souvent fait considérer les roches de l'association spilite - kératophyre comme des laves ou des dolérites qui auraient subi un métamorphisme ou une altération bien postérieurs à leur mise en place. En réalité, le problème qu'elles posent dépasse largement le cadre du pal ovolcanisme et s'intègre dans celui du volcanisme ophiolitique : en effet, ces roches sont particulièrement fréquentes dans les régions orogéniques où elles forment généralement des coulées sous marines et ont fréquemment des structures en coussins (pillow lava). Toutefois, il n'est pas exclu qu'elles puissent également se mettre en place dans des conditions lagunaires ou même continentales (F.J. TURNER et J. VERHOOGEN, 1960).

b)- Nomenclature

J'adopterai ici la nomenclature, intéressante par sa simplicité et sa logique, qui a été récemment systématisée par C. ALSAC (1961) et J.L. TANE (1962). Deux classifications sont proposées : la première est descriptive, tandis que la seconde, dont l'intérêt est surtout d'ordre historique, reste génétique. Seule la première sera utilisée ici. Les divisions adoptées sont les suivantes.

1/- Albitophyres: roches de l'association spilite - kératophyre ayant une haute teneur en sodium alors que les teneurs en potassium ainsi que, souvent, en calcium sont anormalement faibles. Elles se divisent, suivant leur basicité, en :

spilite : composition chimique proche des basaltes; roches sombres à minéraux ferro-magnésiens dominants

et

kératophyre : composition chimique proche des trachytes; roches claires à albite dominante.

2/- Ortho-albitophyres: roches de l'association spilite - kératophyre ayant de hautes teneurs en sodium et en potassium, ce qui se traduit par la coexistence de feldspaths alcalins et potassiques.

D'autre part, toutes les classifications basées sur la texture ou la structure (dolérites, laves microlitiques, etc...) utilisées dans l'étude des autres roches volcaniques peuvent également s'appliquer à celles de l'association spilite-kératophyre.

c)- Les spilites

Les albitophyres sont les constituants principaux de l'association spilite-kératophyre et, parmi eux, les spilites sont largement dominantes.

La composition minéralogique et chimique de ces spilites pose, du point de vue pétrogénétique, de difficiles problèmes.

En effet, la tendance actuelle de la volcanologie est de faire dériver toutes les roches volcaniques, de magmas initiaux très voisins à composition de basalte alcalin à olivine ou de tholéite. Or les spilites, malgré leur basicité, diffèrent généralement de ces magmas initiaux par leurs teneurs anormales en alcalins ou en calcium.

Leur composition minéralogique est également étrange : comment expliquer cette prédominance, dans des roches d'épanchement, de minéraux de basse température ? D'après F.J. TURNER et coll. (1960), albite et chlorite pourraient cristalliser, à partir de liquides de fusion aqueux, à des températures de l'ordre de 650°, encore largement inférieures aux températures d'épanchement des laves basiques (1).

Plutôt que d'imaginer l'épanchement d'un magma spilitique froid, les principales hypothèses en cours font dériver les spilites de la transformation d'un magma ou de laves initialement normaux. Cette transformation (spilitisation) a pu se produire :

1/- postérieurement à l'épanchement, par altération ou métamorphisme de laves déjà refroidies; dans cette hypothèse, la notion même de spilites n'a plus de raison d'être; il suffirait de parler de paléovolcanisme;

2/- immédiatement après l'épanchement, par des phénomènes métasomatiques de nature pneumatolytique ou hydrothermale s'exerçant

(1) Rappelons, à ce sujet, que de récentes études expérimentales (J.P. CARRON, R. BROUSSE et G. SABATIER, 1965) ont encore montré que la température de fusion des basaltes étaient approximativement de 1.100°, et qu'il s'agissait d'une fusion franche. Pour que ces expériences soient applicables au problème des spilites, il faudrait toutefois faire varier non seulement la composition globale du matériau étudié, mais plus particulièrement la teneur et la pression de H₂O.

sur des laves encore chaudes. A l'origine de ces actions, qu'on appelle parfois autométamorphisme, on peut voir soit des éléments volatils résiduels du magma, soit des éléments étrangers (eau marine en particulier) pris au piège et volatilisés par les laves;

3/- antérieurement à l'épanchement, par l'incorporation au magma ascendant d'éléments extérieurs provenant par exemple de niveaux aquifères souterrains, ou encore de ces grauwackes gorgés d'eau abondant dans les sédiments géosynclinaux (F.J. TURNER et J. VERHOOGEN, 1960).

Ces mêmes éléments extérieurs pourraient également être à la source de transformations métasomatiques plus tardives, ce qui combinerait les actions de type 2 et 3 et pourrait expliquer à la fois le chimisme particulier et les paragénèses de basse température des spilites.

Ainsi J.L. TANE (1962 et 1963), s'appuyant sur les expériences thermodynamiques de J.L. AHYAMA (1961), démontra que les principaux problèmes pétrogénétiques posés par les laves spilitiques du Pelvoux pouvaient être résolus de façon simple et logique en faisant intervenir une spilitisation en profondeur due à la rencontre par le magma ascendant de niveaux aquifères d'origine marine riches en CO_2 . Une action hydrothermale tardive aurait ensuite transformé certains de ces albitophyres en orthoalbitophyres.

Bien entendu, cette interprétation est citée ici uniquement à titre d'exemple : bien d'autres, tout aussi valables, sont actuellement proposées. Leur exposé sortirait du cadre d'une simple introduction : nous allons donc maintenant quitter la théorie pour passer aux descriptions.

1.3.4.4.2- Les roches volcaniques basiques de la Série de Sélibabi

Je garderai dans ce paragraphe les mêmes divisions que dans le paragraphe I.3.3.1.1, et décrirai successivement :

- des formations volcaniques basiques fines
- des brèches, conglomérats et tufs
- des dolérites.

a)- Formations volcaniques basiques fines

Ces formations sont très répandues dans la Série de Sélibabi, et avaient jusqu'à présent été prises pour des schistes métamorphiques. Ce sont des roches très cohérentes, de couleur vert clair, dont le grain est indiscernable à l'oeil nu ou à la loupe; une orientation planaire est souvent perceptible et peut conduire à la constitution d'un feuilletage frustré; très fréquemment, elles contiennent des taches fluidales de chlorite, dont le plan est parallèle au feuilletage et qui ont souvent une direction préférentielle d'allongement; les nodules millimétriques d'épidote ou de calcite sont également fréquents; enfin, un léger métamorphisme se manifeste parfois par l'apparition de surfaces luisantes.

Les lames minces taillées dans ces roches sont souvent rendues illisibles par l'abondance des minéraux cryptocristallins (calcite et minéraux ferrugineux en particulier); je décrirai ci-dessous les plus caractéristiques,

Echantillon L.M. F 455 Lat.: 15°13' - Long.: 12°04'

albite-oligoclase dominante
épidote (pistacite et clinzoïsite)
chlorite (prochlorite)
pigmentation brune cryptocristalline.

Texture microlitique porphyrique.

Les microlites d'albite sont très fins, mal formés, mal délimités, souvent bifides, souvent groupés en gerbes; leur taille moyenne est 0,2 mm, mais certains individus ont plus de 1 mm. Les inclusions cryptocristallines sont toujours abondantes; les individus peuvent être non maclés ou avoir des macles simples ou polysynthétiques (albite).

Quelques cristaux d'albite trapus, automorphes, sont maclés albite et péricline.

Les grains d'épidote microscopiques sont abondants.

De minces filonnets d'épidote traversent la lame.

D'anciens phénocristaux millimétriques sont reconnaissables à leur contour polyédrique, mais sont entièrement remplacés soit par une mosaïque de cristaux d'épidote, soit par de la chlorite et de l'épidote.

Cette lame a tous les caractères minéralogiques d'une spilite; l'analyse chimique montre qu'il s'agit d'un basalte spilitique (Annexe II).

Echantillon L.M D 424 Lat.: 15°39' - Long.: 12°07'

albite dominante

actinote abondante

épidote abondante (pistacite)

chlorite fréquente

quartz rare

pigmentation gris-noir cryptocristalline.

La texture est microlitique fluidale : une orientation planaire est bien visible. Les microlites d'albite, longs de 0,15 mm, à macles polysynthétiques (albite), sont mieux formés et plus limpides que dans l'échantillon précédent; quelques lattes d'albite atteignent 0,5 mm; enfin, ce minéral se présente aussi en lentilles ou filonnets sinueux, faits d'individus xénomorphes, associés à un peu de quartz.

L'actinote forme d'abondantes petites fibres.

La chlorite se localise en lentilles millimétriques, allongées parallèlement à la fluidalité; nulle forme cristalline n'est visible.

L'épidote est présente, d'une part en abondants petits individus disséminés, d'autre part en cristaux groupés en amas à contour polygonaux évoquant d'anciens phénocristaux, autour desquels se moule la texture fluidale.

Cette roche a également les caractères d'un basalte spilitique, et l'analyse chimique confirme cette diagnose (Annexe II).

Echantillon L.M. F 600 Lat. : 15°34' - Long. : 12°20'

Cet échantillon correspond à cette intercalation de roche volcanique basique fine au milieu de pélites, que j'avais décrite dans la région d'Aniétir (paragraphe I.3.3.1.1).

La lame mince, envahie par une pigmentation brune de minéraux cryptocristallins, est difficilement déchiffrable; on reconnaît pourtant encore les restes de structures ophitiques.

Les actinotes sont abondantes, et semblent parfois occuper l'emplacement d'anciens pyroxènes (ouralite). Pistacite et clinzoïsite sont abondants. Les feldspaths reconnaissables sont xénomorphes, limpides, généralement non maclés; il s'agit vraisemblablement d'albite. La chlorite est peu abondante. Quelques grains d'hématite sont visibles. Enfin des filonnets sinueux d'épidote et albite traversent la lame.

Une analyse diffractométrique faite aux Laboratoires du B.R.G.M. (Paris) a indiqué la composition suivante :

amphiboles	illite
plagioclases	hématite
chlorite.	

La pigmentation brune est donc vraisemblablement faite de minéraux ferrugineux et d'illite.

Si l'origine volcanique de cet échantillon est certaine, il est impossible de dire s'il s'agit d'une spilite ou d'une autre lave métamorphisée ou altérée. Son interstratification dans des pélites non métamorphiques permet toutefois d'éliminer l'explication par métamorphisme, déjà rendue peu probable par la présence d'illite.

On remarquera la présence, dans ces 3 échantillons, de petits filonnets sécants remplis de minéraux de basse température, indices probables d'une activité hydrothermale tardive.

b)- Brèches, conglomérats et tufs

1/- Complexe d'Aniétir

Les meilleurs affleurements de brèches volcaniques du Guidimaka avaient été découverts par G. ROCCI (1962) dans la région d'Aniétir.

L'auteur décrit ainsi une "roche verte" surmontée de grès :

" Il s'agit d'une roche holocristalline, à gros grains, à structure grenue, où l'on distingue, dans un fond feldspathique blanchâtre assez abondant, des cristaux automorphes d'amphibole vert-clair de plusieurs millimètres à plusieurs centimètres de long. Elle est recoupée de filons qui se développent considérablement dans certaines zones, formés des mêmes éléments, semblent-il, mais beaucoup plus finement cristallisés. Enfin, çà et là mais d'une manière plus localisée, on rencontre des passées bréchiques où la roche verte sous sa forme grenue large se présente en fragments de taille diverse, associés à une sorte de lave verte, enrobés dans une pâte très sombre où nagent quelques débris cristallins.

Services de la terre
BIUS
JUSSEU
CADIS

L'étude microscopique de ces roches s'est révélée très intéressante : en résumé la roche grenue large est une épidiorite à pyroxène tandis que celle qui la recoupe est une diabase à pyroxène. La brèche observée est une brèche andésitique à éléments d'épidiorite. Enfin, un autre échantillon prélevé dans la même région est une lave andésitique".

Ces intrusions successives de roches grenues et de laves semblent caractériser un volcanisme explosif. Il est toutefois difficile de décider si les apparentes transformations subies par ces roches résultent, comme le pensait G. ROCCI, d'un léger métamorphisme, ou s'il s'agit d'une spilitisation.

Je décrirai ci-dessous deux lames minces provenant d'une brèche à éléments décimétriques anguleux pris dans un ciment à structure fluidale. La première lame est prise dans le ciment, la deuxième dans un galet.

Echantillon D 564¹ Lat. 15°57' - Long. 12°05'30".

Ciment de la brèche

- Macroscopiquement

Une masse d'un noir verdâtre, tendre, est fragmentée par un dense entrelacs de filonnets vert clair et localement envahis par des sphérolites, vert clair, millimétriques. Sur l'ensemble de l'échantillon (20 cm), les filonnets semblent posséder une certaine orientation.

- Microscopiquement

La masse, d'un noir verdâtre, est constituée par une chlorite incolore en lumière naturelle, gris vert en lumière polarisée; à côté de grandes plages fluidales polarisant bien, existent des assemblages faiblement biréfringents d'individus cryptocristallins; aucune forme cristalline n'est visible. Fréquemment les parois des fragments délimités par les filonnets vert clair sont

tapissées de petits grains d'épidote. Les sphérolites sont souvent agglomérés les uns contre les autres en se déformant mutuellement; leur composition est variable : le centre est souvent formé de chlorite cryptocristalline entourée par un anneau de zoïsite bien cristallisée puis par un agrégat presque opaque de minéraux cryptocristallins (hématite probable); de la calcite peut être associée, au centre, à la chlorite et, à l'enveloppe de minéraux cryptocristallins opaques, peut succéder un deuxième anneau d'épidote; d'autre part, de nombreux sphérolites sont remplis d'une masse brunâtre cryptocristalline, et de très fines fibres blanches à faible biréfringence (non identifiées) peuvent donner une structure fibroradiée.

Fréquemment, la chlorite extérieure se moule autour des sphérolites; enfin, plusieurs sphérolites, pressés les uns contre les autres, peuvent avoir une dernière enveloppe commune.

Les filonnets, millimétriques, sont formés de lits hétérogènes souvent disposés symétriquement de part et d'autre de l'axe du filonnet. Ils contiennent des plages de carbonates, dépourvues de formes cristallines, de petits grains de pistacite et clinozoïsite bien cristallisés, des traînés de filonnets opaques (hématites cryptocristallines) et de très petits minéraux aciculaires (non identifiés) incolores en LN, blancs en LP, à extinction très oblique, souvent disposés en gerbes perpendiculaires aux parois.

Echantillon D 564² Galet de la brèche

Ce galet, long de 20 cm, a une forme fuselée; sa bordure est un peu fragmentée et envahie par le ciment; sa couleur est vert clair; il est très cohérent et le grain en est invisible.

Au microscope, il apparaît entièrement formé d'un agrégat de sphérolites millimétriques remplis de minéraux brunâtres cryptocristallins.

J'interprète cette brèche comme le produit d'un volcanisme explosif accompagné d'épanchements. La cristallinité du ciment D 564¹ et la texture sphérolitique du galet D 564² sont vraisemblablement le fait d'une auto-pneumatolyse ou d'une activité hydrothermale, contemporaine de l'épanchement, comme le montre la plasticité des sphérolites et les structures fluidales de la chlorite. Les minéraux ainsi formés sont les mêmes que ceux que nous avons rencontrés dans les spilites : chlorite, calcite et épidote.

Cette brèche d'Aniétir s'inscrit dans un ensemble volcanique couvrant au minimum 26 km² et comprenant des conglomérats, des brèches, des tufs, et, nous l'avons vu dans le paragraphe précédent, des formations fines; rappelons que les roches volcaniques peuvent y être directement surmontées par des grès (paragraphe I.3.3.0) équivalent latéral probable des grès à faciès littoral de l'Assaba.

Il semble donc probable qu'une partie au moins du volcanisme soit ici ou un volcanisme aérien ou un volcanisme de mer peu profonde; rien ne dit toutefois que cette conclusion puisse être étendue à tout le volcanisme de la région de Sélibabi, ni même à tout le complexe d'Aniétir : le volcanisme actuel a montré bien des exemples de reliefs temporairement exondés lors d'éruptions en majeure partie sous marines.

2/- Conglomérats du Sud de N'Diéou

Au Sud de N'Diéou, nous avons décrit (paragraphe I.3.3.1.1) des conglomérats volcaniques interstratifiés dans un ensemble de formations volcaniques fines et de pélites. Les galets de ces conglomérats peuvent aller de 1 cm à 2 dm et sont fréquemment étiérés; les lames minces F 230¹ et F 230² ont respectivement été taillées dans le ciment et dans un galet.

Echantillon F 230¹

Lat.: 15°49'30" - Long. 12°07'30"

Des veines grossièrement orientées de chlorite et calcite, ponctuées de petits grains d'épidote et contenant également du quartz et de l'albite impriment à la lame une texture fluidale. L'albite est limpide, xénomorphe, généralement non maclée ou possédant seulement une fine macle centrale en biseau. De nombreuses vacuoles millimétriques sont étirées parallèlement à ces veines et comprennent habituellement, de l'extérieur à l'intérieur, un ou plusieurs liserés de minéraux opaques, noirs, cryptocristallins, un ou plusieurs anneaux de minéraux bruns cryptocristallins, et un remplissage qui peut comprendre de la calcite, du quartz, de l'albite limpide à macles polysynthétiques, de la calcédoine, des épidotes ainsi que de très fins minéraux aciculaires fibro-radiés non identifiés.

Echantillon F 230²

L'essentiel de la lame est formé de sphérolites agglomérés identiques à ceux de l'échantillon D 561². Les rares surfaces libres sont remplies de calcite et chlorite, et de petits microlites feldspathiques souvent bifides et très riches en inclusions cryptocristallines. En bordure de la lame (correspondant à la bordure du galet), les espaces intersphérolitiques deviennent plus importants et de grands (1 mm) microlites à macles simples apparaissent, ainsi que de fréquentes baguettes d'actinote; certains sphérolites sont bordés de calcite, beaucoup sont étirés parallèlement à la bordure du galet.

Enfin, sont visibles des filonnets sécants contenant de la chlorite, du quartz et des feldspaths limpides, xénomorphes, non maclés.

Ces échantillons sont très comparables à ceux d'Aniétir; les paragéneses sont ici aussi de type spilitique, et la majeure partie des minéraux observés semble encore contemporaine de l'épanchement.

c)- Complexe de Sélibabi

1/- Au Nord immédiat de Sélibabi, G. ROCCI (1962) découvrait dans un oued des tufs andésitiques et un conglomérat volcanique à galets de roches volcaniques; parmi les galets, l'auteur décrit des kératophyres, des méta-andésites, méta-labradorites et méta-augitites.

J'ai personnellement effectué deux lames minces dans ce conglomérat, l'une (D 120) dans le ciment, l'autre (D 119) dans un galet.

Echantillon D 120 Lat. 15°11' - Long.: 12°11'

- Macroscopiquement

On voit un ciment vert clair à feuilletage grossier contenant des phénocristaux millimétriques et de minces lentilles de chlorite longues de 0,4 cm et épaisses d'une fraction de millimètres, disposées parallèlement au feuilletage et étirées parallèlement à une linéation.

- Microscopiquement

Le ciment a une structure nettement orientée; l'actinote est prépondérante; de la muscovite, des épidotes (pistacite), du quartz, des feldspaths limpides non maclés et de petits pyroxènes l'accompagnent. Les lentilles décrites ci-dessus sont faites de chlorite et d'épidote. Parmi les phénocristaux on trouve, d'une part des augites automorphes de plusieurs millimètres, généralement très fraîches mais souvent fragmentées et partiellement remplacées par de la chlorite et de l'actinote, d'autre part d'anciens plagioclases automorphes de plusieurs millimètres, envahis par de la séricite et de l'épidote.

sciences de la terre
BIUS
JUSQU'
CADIS

Enfin, on observe dans toute la lame, d'abondants pigments crypto-cristallins gris jaunâtre.

Il est difficile de dire si les minéraux de ce tuf (ou lave porphyrique) ont été formés lors d'une spilitisation, d'une altération, ou d'un métamorphisme; notons cependant la fraîcheur des augites résiduelles, contrastant avec l'aspect habituel des minéraux équivalents rencontrés dans les tufs métamorphiques de la Série de M'Bout (baisse de biréfringence, ouralitisation, etc..).

Echantillon D 119

La structure est intersertale. Les microlites feldspathiques sont ponctués de séricite et de petites gouttelettes limpides; on reconnaît dans certains de l'albite maclée albite.

La calcite est abondante; chlorite, pistacite et clinozoisite sont présents. L'actinote, fibreuse, est assez abondante. Une pigmentation brune de minéraux crypto-cristallins envahit toute la lame.

La paragenèse rencontrée dans ce galet volcanique est la même que celle du ciment.

2/- Au Nord immédiat des affleurements de ce conglomérat, nous avons décrit (paragraphe I.3.3.3.3) des guelbs faits d'un cahos de blocs dans lesquels on reconnaît des brèches volcaniques grossières, comparables à celle d'Aniétir, des brèches fines, des tufs parfois granoclassées et des formations volcaniques fines. Toutes ces roches, de couleur vert clair, sont apparemment très fraîches. Je décrirai ci-dessous une lame taillée dans une brèche fine.

Echantillon F 292 Lat.: 15°12'20" - Long.: 12°11'40"

- Macroscopiquement

Dans un rare ciment fluidal vert sombre sont agglomérés des galets volcaniques vert clair souvent vacuolaires; les plus gros ont quelques centimètres et toutes les tailles inférieures sont représentées.

- Microscopiquement

Les galets ont des textures et une granulométrie très variables; je décrirai ci-dessous un des plus caractéristiques.

Dans un fond de très petits microlites feldspathiques et de baguettes d'actinote, on distingue des phénocristaux millimétriques et de petites vacuoles (0,3 mm) bien rondes. Une pigmentation brune de minéraux cryptocristallins est assez abondante. Des filonnets sécants sont remplis d'albite xénomorphe, de quartz et de calcite. Quelques grains de pyrite sont visibles.

Les phénocristaux comprennent des augites automorphes très fraîches, des plagioclases (albite-oligoclase) automorphes, souvent très ennuagés de minéraux cryptocristallins, ainsi que des assemblages à contours polyédriques de clinozoisite et de calcite.

Les vacuoles contiennent des cristallisations en zones concentriques : albite, chlorite, calcite, clinozoisite, actinote; quartz ou calcédoine fibroradié et pigmentation cryptocristallines s'y rencontrent.

Les autres galets ont la même composition; la texture peut être intersertale, les microlites et les phénocristaux feldspathiques sont d'albite oligoclase; les augites sont toujours très fraîches; certains phénocristaux feldspathiques sont très ennuagés de séricite et calcite, et pourraient provenir de la transformation d'un plagioclase initialement plus basique.

Le ciment est formé de chlorite, parfois bien cristallisée, de calcite, d'épidote (pistacite et clinozoïsite); il contient également des augites automorphes de toutes tailles et des phénocristaux de plagioclase.

Un phénocristal (1 mm) d'augite fraîche à biréfringence normale, non cataclaté, est partiellement remplacé en son centre par de la chlorite, et possède une bordure de calcite. Des plages de chlorite et clinozoïsite ont des contours polyédriques rappelant d'anciens pyroxènes.

Les galets de cette brèche, bien que provenant de roches différentes, ont tous la même composition, identique également à celle du ciment; particulièrement frappante est la coexistence d'augites très fraîches et de minéraux de basse température; ces augites ont pourtant un caractère résiduel mais leurs transformations s'apparentent plus à des pseudo morphoses qu'à une déstabilisation générale des réseaux cristallins primaires, telle qu'on peut en observer dans les phénomènes de métamorphisme.

F.J. TURNER et J. VERHOOGEN (1960) considèrent comme caractéristique des spilites, cette présence d'augites résiduelles dans une paragenèse de basses températures, et pensent d'autre part, que des actions de type hydrothermal ont pu avoir une grande part dans l'élaboration de ces roches. Cet échantillon confirmerait parfaitement ce point de vue, et peut être ainsi nommée, dans cette hypothèse, une brèche spilitique à éléments de spilites. Elle représente vraisemblablement le résultat de coulées successives dont les plus jeunes entraînent des éléments des plus anciennes.

Echantillon L.M. F 621 Lat.: 15°12'20" - Long.: 12°10'40"

Cet échantillon a été prélevé 200 m à l'Ouest de l'échantillon F 292, dans un affleurement en place situé au pied même d'un guelb de grès.

- Macroscopiquement

Des grains de 0,5 mm ou moins, généralement globulaires, de couleur vert clair, sont pris dans un ciment fluidal.

- Microscopiquement

Le ciment comprend essentiellement des plages fluidales de chlorite vert très clair en LN, presque isotrope en LP ; aucune forme cristalline n'est visible; la calcite est également fréquente, et également sans formes cristallines; on observe les parois de nombreuses vacuoles parfois rondes mais le plus souvent étirées dans la fluidalité jusqu'à constituer des filaments formés d'une pigmentation de minéraux opaques. La clinzoïsite est fréquente. Des phénocristaux (0,3 mm) et des microlites sont de l'albite BT souvent ponctuée de calcite et de séricite. Quelques grands pyroxènes (1 mm) à faible biréfringence sont déchiquetés, cataclasés, et envahis par la calcite et la chlorite.

Les galets sont identiques à ceux de l'échantillon précédent et contiennent des microlites d'albite, souvent bifides, des phénocristaux d'albite, des pyroxènes, de la calcite, de la chlorite et de l'épidote; les vacuoles sont fréquentes.

J'interprète encore cette roche comme une lave spilitique emballant des éléments de spilites.

D'autres échantillons de ce complexe de Sélibabi ont une structure typiquement tufacée et sont riches en échardes de verre plus ou moins recristallisés.

Services de la
BIUS
JUSSEU
CADIST

c)- Les dolérites

Les dolérites dont il sera question ici ne doivent pas être confondues avec les filons discordants, si fréquents dans l'Ouest africain, et généralement indépendants de toute autre activité volcanique : celles de la Série de Sélibabi n'ont pas, à ma connaissance, un gisement filonien très marqué et elles ont toujours été trouvées dans un contexte de roches volcaniques variées; elles sont, par ailleurs, assez peu fréquentes. J'en décrirai 2 échantillons, l'un prélevé dans la région de N'Diéou, l'autre au Sud de Sélibabi.

Echantillon L.M. F 182 Lat. 15°55' - Long.: 12°05'40"

Plagioclases	épidote (clinzoïsite)
augite	leucoxène
chlorite	quartz
calcite	hématite
actinote.	

Les plagioclases sont d'albite (An 0 à An 08) maclée albite, en grandes poutrelles (1,5 mm) articulées; ils sont très ennuagés de minéraux micro ou crypto-cristallins, épidote en particulier.

Les augites forment de grands cristaux (1 mm) et peuvent contenir en inclusion de petits plagioclases; elles sont parfois très fraîches, parfois à faible biréfringence et plus ou moins remplacées par des actinotes, chlorite et calcite. D'anciens grands minéraux rectangulaires sont remplacés par un assemblage de chlorite et séricite; un filonnet rempli d'albite xénomorphe non maclée, de clinzoïsite, de calcite et de quartz, traverse la lame. Enfin, on observe de grands leucoxènes squelettiques et des cristaux d'oligiste entourés d'un halo fait d'une pigmentation ferrugineuse cryptocristalline.

Les minéraux formant cette dolérite sont les mêmes que ceux des spilites étudiées plus haut.

Echantillon L.M. F 368 Lat.: 15°00'40" - Long.: 12°09'40"

Plagioclase	pyroxènes (augite)
épidote (pistacite)	sanidine
actinote	pyrite
chlorite.	

Cette lame ressemble beaucoup à la précédente, mais l'augite est présente seulement en petits individus résiduels partiellement transformés en actinote. D'anciens minéraux rectangulaires sont remplacés par une mosaïque de pistacite. La pyrite est abondante et, en même temps que les plagioclases très ennuagés, on observe un peu de sanidine fraîche à tendance automorphe, ce qui est assez exceptionnel dans ce volcanisme de la Série de Sélibabi.

I.3.4.4.3 - Conclusion

Les roches volcaniques étudiées ci-dessus ont un ensemble de caractères pétrographiques communs qui les rattache incontestablement aux roches de l'association spilite - kératophyre.

Les constituants essentiels de ces laves ou de ces dolérites sont des minéraux de basse température : albite, quartz, chlorite, épidotes, actinote, leucoxène, calcite et pigments ferrugineux. Les plages de chlorite ont souvent de belles textures fluidales; l'albite forme généralement, ou bien des phénocristaux automorphes limpides, ou bien des microlites bifides squelettiques, enchevêtrés en textures microlitique fluidale ou doléritique fine. Des vacuoles à remplissage varié sont souvent abondantes; elles peuvent être allongées parallèlement à la fluidalité ou encore s'agglomérer et se déformer mutuellement : toutes ces observations indiqueraient qu'une partie au moins de ces minéraux sont contemporains de l'épanchement, c'est à dire qu'ils ont cristallisé directement à partir d'un matériel préalablement visqueux.

En contradiction apparente avec ces observations, nous avons vu la présence de minéraux résiduels tels que l'augite, qui peut être très fraîche, bien que partiellement transformée. D'anciens phénocristaux, totalement remplacés par des épidotes, chlorite, calcite, etc... sont encore visibles grâce à leurs contours automorphes. Enfin certaines albites, très ennuagées, pourraient provenir de la transformation d'anciens plagioclases calciques.

Nous avons également indiqué à diverses reprises la présence de filonnets recoupants remplis de minéraux de basse température (albite et quartz, essentiellement). Ces filonnets sont l'indice d'une activité hydrothermale tardive.

En revanche, nous n'avons vu apparaître dans les échantillons étudiés ci-dessus aucune génération de minéraux dont l'orientation planaire, recoupant les textures volcaniques, aurait indiqué l'influence d'un métamorphisme régional. Cette conclusion ne peut toutefois être étendue à toutes les roches volcaniques de la Série de Sélibabi dont certaines, nous l'avons vu, ont sans doute subi un léger métamorphisme.

1.3.4.5- Roches ultrabasiques

Les roches ultrabasiques sont représentées, dans la Série de Sélibabi, par des serpentines constituées en majorité d'antigorite ou par des chloritites faites de clinocllore ou pennine. Ces deux types se rencontrent en associations étroites et sont pratiquement impossibles à distinguer sur le terrain. Ils contiennent généralement des résidus de pyroxènes ou pyroxénolites et peuvent, localement, être chromifères.

Nous avons vu plus haut (paragraphe I.3.3) que les corps ultrabasiques peuvent, ou bien former des filons parallèles à des failles, ou bien, plus rarement, ne pas avoir de formes géométriques définies. Il semble qu'ils aient dû se mettre en place à différentes époques, ou tout au moins qu'ils aient été remobilisés à différentes époques (paragraphe I.3.3.1.2).

Je décrirai ci-dessous les principaux types pétrographiques rencontrés, en relation avec leur mode de gisement : nous verrons ainsi deux exemples de serpentines en filons et un exemple de serpentine formant une masse sans forme géométrique définie.

a)- Le plus bel exemple de serpentine (ou chloritite) liée à des failles profondes est celui d'Hassi Chems, découvert par G. ROCCI (1962). Les roches ultrabasiques forment là des filons dirigés N.NW à NW, avec des pendages de 30 à 40° W. G. ROCCI les a suivies sur une dizaine de kilomètres, puis les a retrouvées à nouveau, 20 km plus loin, aux alentours de Gleib el Aïd (voir carte au 1/200.000 hors texte). Cette bande filonienne jalonne le contact entre les granites du socle d'une part, le complexe des micaschistes albitiques d'autre part : elle correspondrait à une importante ligne de failles.

L'auteur décrit, après étude en lame mince, les types pétrographiques suivants.

- Serpentinite massive, faite d'antigorite, contenant d'anciens pyroxènes (diallage ?) transformés en bastite et en antigorite. Quelques filonnets sécants de chrysotile et du minerai abondant sont également notés (L.M. G. ROCCI, GUI 110 A).

- Serpentinite schisteuse à pyroxène, contenant dans un fond d'antigorite, des pyroxènes orthorhombiques se transformant en antigorite. L'apatite est présente en granules fracturés; les pyroxènes sont souvent déformés (L.M. G. ROCCI, GUI 110 C).

- Chloritite à apatite, faite de pennines très finement cristallisées, contenant des granules d'apatite, parfois brisés, et des oxydes opaques (L.M. G. ROCCI, GUI 110 B).

- Chloritite à magnétite, faite de clinochlore, riche en gros grains automorphes corrodés de magnétite".

Ces roches ultrabasiqes sont souvent tectonisées et prennent alors un aspect froissé, ou même microplissé : les fissures dans lesquelles elles se sont mises en place, ont donc rejoué après la recristallisation des minéraux serpentineux et chloriteux.

Ce phénomène est encore plus sensible dans des affleurements de la région d'Aniétir : là, les serpentinites ont été trouvées en remplissage d'une faille N-S affectant des pélites vertes de la Série de Sélibabi. Des surfaces de friction sont visibles dans la masse serpentineuse qui est tout entière tectonisée et froissée.

Un peu à l'Ouest ont été retrouvés d'autres filons de serpentine, parallèles à la faille : là encore, une bande fissurée longitudinalement a été injectée de serpentines, et une partie des failles a rejoué après (ou pendant) cette mise en place.

b)- A proximité du guelb M'Balou (paragraphe I.3.3.3.4), nous avons décrit des filons ultrabasiqes faits de serpentine et talc, et les avons encore interprétés comme un remplissage de fractures. Un petit indice de chromite est lié à ces filons. D'autre part, on trouve, à proximité immédiate, de nombreux galets de granite très altéré, identiques à ceux des jaspilites (paragraphe I.3.4.3.1) ou des conglomérats polygéniques (paragraphe I.3.4.3.3).

Une lame mince taillée dans les serpentines (F 523) (1) a encore montré la présence d'antigorite maillée; des microfissures sont remplies de talc, et des minéraux métalliques (oligiste et chromite) forment un réseau discontinu.

Une lame mince taillée dans un galet granitique est, par contre, assez curieuse. Les galets sont, comme à l'ordinaire, très altérés : bien que la texture grenue soit bien reconnaissable, tous les minéraux, à l'exception du quartz, sont transformés et ont une couleur verte bien caractéristique; en bordure toutefois, on distingue une écorce ayant la même texture, mais une coloration un peu différente. La lame mince a été taillée partie dans cette écorce, partie dans la masse du galet.

Dans la masse du galet, on reconnaît encore à leurs formes et à leurs macles, des plagioclases et des amphiboles plus ou moins complètement séricitisés. La texture plagidiomorphe rappelle la granodiorite du socle.

Des lamelles de muscovites et clinocllore sont présentes, de même que l'hématite, la magnétite et, bien entendu, le quartz.

En passant à l'écorce, on voit un réseau réticulé de clinocllore remplacer tous les minéraux à l'exception du quartz. Un peu de muscovite et des goutelettes de quartz l'accompagnent.

Les examens macroscopiques ou microscopiques ne laissent pas de doute sur le fait que cette écorce se soit formée aux dépens du galet granitique.

Il paraît donc très vraisemblable que ces galets granitiques ont été entraînés par les roches ultrabasiques qui les ont partiellement corrodés. Cette interprétation confirmerait bien l'hypothèse suivant laquelle la montée de ces roches ultrabasiques a été canalisée par des fractures profondes affectant le substratum granitique.

(1) Lat.: 15°04'30" - Long.: 12°03'40".

c)- Nous avons décrit, dans la région de N'Diéo (paragraphe 1.3.3.1.2), une masse isométrique de roches ultrabasiques localement surmontées par des grès.

Ces roches sont moins tectonisées que celles qui forment des filons. A côté du type pétrographique habituel fait d'antigorite maillée contenant des reliques de pyroxènes (LM F 168) (1), des roches moins fréquentes ont été échantillonnées: trémolite, formée de petits éléments fibroradiés, et surtout pyroxénolites (LM F 154) (2), faites d'un assemblage grenu de pyroxènes orthorhombiques, pouvant atteindre 1 cm, plus ou moins intensément bastitisés. Cette dernière roche constitue manifestement une relique dont la texture a été respectée par la serpentinisation.

Cet ensemble de roches ultrabasiques nous livre donc certains échantillons moins évolués que ceux des filons étudiés plus haut. Ce phénomène se reflète uniquement dans la plus grande proportion de pyroxènes résiduels : les minéraux rencontrés sont par ailleurs identiques dans l'un et l'autre type de gisement.

Conclusion

La localisation de la majeure partie de ces roches ultrabasiques dans les secteurs volcaniques de la Série de Sélibabi amène à leur assigner encore une origine magmatique. Le cortège spilites-jaspes-serpentes est trop connu pour que cette interprétation nous surprenne. Comme il arrive souvent, ces serpentinites ou chloritites sont canalisées par des cassures profondes. Elles peuvent remonter avec elles des éléments du substratum granitique. Des reliques de pyroxène, ou même de pyroxénolites, ont été souvent observées, mais aucun périclase résiduel n'a été vu.

(1) Lat.: 15°52' - Long.: 12°04'30"

(2) Lat.: 15°52' - Long.: 12°04'30".

L'interprétation la plus simple semble être de voir dans ces roches ultrabasiques un résidu des différenciations magmatiques (1), monté à la faveur d'un réseau de fissures dans un état en partie solide, en partie fluide (BOWEN et TUTTLE, 1949), puis serpentinisé au cours de sa mise en place (F.J. TURNER et J. VERHOOGEN, 1960). Les mêmes accidents pouvant rejouer à différentes époques, ces serpentines et chloritites ont été souvent tectonisées postérieurement à cette mise en place.

On trouvera, en Annexes I et II, les résultats d'analyses chimiques globales et de dosages de chrome effectués sur un échantillonnage de ces formations.

1.3.4.6 - Gabbros

Très peu de gabbros ont été vus dans le Guidimaka.

Le fait d'en avoir rencontré à côté de spilites et serpentinites est néanmoins important. J'en décrirai deux exemples : l'un pris dans la région d'Aniétir, l'autre à proximité de M'Bedia Achar.

a) - Le gabbro ouralitisé d'Aniétir correspond à l'"épidiorite à pyroxène" découverte par G. ROCCI (cf. p. 278). L'auteur décrit ainsi cette roche :

"Roche grenue, verdâtre, à gros grains. La texture est grenue large (1,5 - 2 mm).

Dans une masse anciennement feldspathique, complètement transformée en saussurite (avec chlorite incolore, séricite, quartz, etc...) se détachent des pyroxènes peu biréfringents,

(1) On sait que ce problème de la genèse des roches ultrabasiques est très discuté. L'interprétation proposée ici a pour elle sa simplicité, et le fait que la faible importance des masses ultrabasiques du Guidimaka ne la rend pas invraisemblable. Pourtant, ce n'est évidemment pas la seule possible.

parfois maclés, présentant des transformations internes et marginales en actinote. L'albite de néoformation est rare".

Rappelons que ce gabbro a été trouvé d'une part en place, sillonné par des filons à compositions de spilite, d'autre part sous forme de blocs pris dans une brèche pyroclastique.

b)- Dans la région de M'Bedia Achar j'ai retrouvé, dans un environnement de spilites, des roches grenues à grande amphiboles (jusqu'à 1 cm) automorphes, vert sombre, baignant dans un ciment rose.

Microscopiquement (1), ces amphiboles apparaissent incolores tandis que le ciment rose est fait de quartz, épidote, clinozoisite, chlorite. Aucun plagioclase et aucun pyroxène résiduels n'ont été vus : ces gabbros ouralitisés sont encore plus transformé que ceux d'Aniétir.

1.3.5- CONCLUSION A L'ETUDE DE LA SERIE DE SELIBABI

1.3.5.1- Succession stratigraphique

a)- Nous avons vu que la Série de Sélibabi est composée de grès, que nous appellerons grès supérieurs, dominant stratigraphiquement un ensemble complexe de formations sédimentaires, volcano-sédimentaires et volcaniques.

Les grès supérieurs sont des grès quartzites faiblement feldspathiques à ciment rare. Les grains de quartz sont généralement nourris. Le ciment comprend de l'illite, du quartz et parfois de l'hématite en plus ou moins grande abondance. Des grains détritiques de tourmaline bleu vert et de silixite sont souvent présents.

(1) Echantillon F 283; Lat. 15°26'30" - Long. 12°04'.

Des stratifications entrecroisées ont été observées en plusieurs endroits, de même que des lentilles interstratifiées de grès conglomératiques à petits galets anguleux de quartz. Enfin, des passages de pélites ont également été notés.

Hormis le fait qu'ils sont fréquemment tectonisés et qu'ils peuvent avoir une schistosité de fracture, ces grès sont absolument semblables aux grès primaires de l'Assaba. L'étude de la région située au Nord du parallèle 14°30' nous a montré qu'un passage latéral entre ces deux formations gréseuses était très probable. Dans cette hypothèse, que nous adopterons désormais, les grès supérieurs sont cambro-ordoviciens et ils correspondent à une sédimentation épicontinentale (C. BENSE, 1961). Leur plus grande épaisseur reconnue est de 180 m (guelb M'Balou).

b)- Les autres formations sédimentaires de la Série de Sélibabi ont une extension latérale beaucoup plus capricieuse que celle des grès qui les surmontent, à tel point qu'il nous a été impossible d'établir une succession stratigraphique incontestable non plus que d'indiquer des épaisseurs. Elles comprennent :

- des pélites vertes, rouges ou grises faites de quartz, illite, kaolinite (rare), chlorite (rare) et feldspaths, ainsi que d'hématite plus ou moins abondante; elles peuvent contenir d'autre part d'importantes intercalations de grauwackes, tufs et cinérites, indices d'une activité volcanique synchrone de la sédimentation; elles sont en général surmontées directement par les grès supérieurs et peuvent passer latéralement, dans la partie méridionale de la série, à des grès feldspathiques rouges;

- de rares dolomies grises contenant des Stromatolites douteux; le meilleur affleurement a été trouvé près du guelb M^lBalou : les dolomies, subhorizontales, sont surmontées par un mince niveau de grès feldspathiques rouges, puis par les grès supérieurs;

- enfin une lentille de conglomérat à galets de quartz et quartzites a été observée dans la région de Zénégué.

c)- Les formations volcaniques sont très largement répandues et sont habituellement surmontées directement par les grès supérieurs. On différencie :

- des roches siliceuses, comprenant des jaspilites rouges, des conglomérats polygéniques et des pélites noires à oligiste. Les deux premiers types contiennent en enclaves des blocs granitiques de grande dimension (jusqu'à $0,5 \text{ m}^3$); le premier type forme parfois des paléoreliefs primitivement enterrés dans les grès;

- des roches volcaniques basiques dont nous avons vu la nature spilitique; elles peuvent être conglomératiques ou homogènes, et avoir des textures variées : microlitique fluidale, microlitique doléritique fine, sphérolitique, grenue doléritique, etc... Leur basicité les fait aller des basaltes aux andésites. Elles semblent parfois provenir d'un volcanisme explosif, et ne paraissent pas avoir pu former de grandes coulées homogènes;

- de rares gabbros;

- des roches ultra-basiques à gisement généralement filonien, comprenant des serpentines, des chloritites et des trémolitites (rares). Les résidus de pyroxènes ou pyroxénolites sont fréquents.

Nous avons vu à diverses reprises des interstratifications de pélites et de roches volcaniques. Par ailleurs, aucune discordance angulaire n'est apparue entre les grès supérieurs et les pélites. Nous en avons déduit que toutes ces formations appartenaient à une seule et même série.

Cette série a été localement affectée par un métamorphisme léger, surtout apparent dans les pélites qui se transforment alors en séricito-schistes.

1.3.5.2- Tectonique

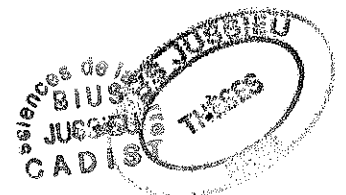
La Série de Sélibabi a été affectée par des tectoniques cassantes ou souples.

a)- Au Nord du parallèle $15^{\circ}10'$, elle est au contact, sur sa bordure ouest, avec les formations du socle granitisé ou du complexe des micaschistes albitiques de Diala-Bouanze.

A proximité de ce contact, les grès supérieurs acquièrent fréquemment une schistosité de fracture à fort pendage ouest.

Cette schistosité semble être partout parallèle à la ligne de contact, qui peut avoir un tracé brisé ou sinueux, mais se trouve être en moyenne N-S.

Nous avons admis que cette schistosité était due à l'influence d'un accident majeur séparant les deux groupes de formation en présence. Cet accident n'a pu être vu sur le terrain du fait des mauvaises conditions d'affleurement, mais, en certains endroits (région de N'Diéo-Aniétir et de Dafort), il est parfaitement visible sur les photographies aériennes.



b)- Dans la région de Dafort, existe une faille à pendage ouest, jalonnée par une bande mylonitique qui affecte l'ensemble des formations de la Série de Sélibabi. Cette faille, au tracé sinueux, est encore parallèle à la bordure ouest de la série.

c)- Enfin, l'ensemble de la Série de Sélibabi est affecté par de petites failles à faible rejet et par des lithoclasses sans rejet appréciable. Ces accidents ont des directions très variables, et je n'ai pu établir d'ordre de succession chronologique des diverses directions rencontrées, qui pourraient fort bien avoir le même âge ou des âges peu différents. Ce phénomène n'a rien d'étonnant : les grès de l'Assaba en offrent également un bon exemple. Les directions N et NE semblent toutefois prédominer, mais seule une étude statistique que je n'avais pas loisir d'entreprendre pourrait permettre de préciser ce point.

d)- Nous avons défini la structure formée par la partie nord de la Série de Sélibabi (région de N'Diéou - Aniétir) d'une part, par la bordure ouest des grès de l'Assaba d'autre part, comme un vaste anticlinal (ou anticlinorium) d'axe méridien dans lequel les pendages restent très faibles.

Nous avons également décrit de petites cuvettes synclinales dans les régions de N'Diéou, Toumiat, et Zénégué. Les deux dernières ont des axes dirigés E.NE. De petits plis de même direction ont été vus dans la région de Dafort. Ces petits synclinaux isolés paraissent se rattacher aux plis idiomorphes définis par V. BELOUSSOV (1962) : ils ne peuvent donc être considérés comme l'indice d'un plissement généralisé de direction E.NE.

En revanche, le postulat suivant lequel toutes les formations ex-falémiennes de la bordure ouest du synclise de Taoudéni auraient été affectées par un plissement d'axe méridien ne me semble pas non plus pouvoir s'appliquer à la Série de Sélibabi prise dans son ensemble.

Au stade actuel des connaissances, cette série semble peu plissée. Il est donc logique de penser que la tectogénèse hercynienne qui a plissé les Séries de M'Bout et de Bakel (voir 2ème partie) n'a pu provoquer, dans la Série de Sélibabi (et surtout en bordure ouest de celle-ci) que l'apparition d'une tectonique essentiellement cassante.

I.3.5.3 - Caractères pétrochimiques du volcanisme

Les roches volcaniques homogènes sont rares dans la série de Sélibabi : nous avons essentiellement rencontré soit des tufs, soit des brèches, constituées par un mélange de produits volcaniques divers auxquels peuvent s'ajouter des éléments sédimentaires. Ces matériaux sont bien peu propices à une étude pétrochimique, d'autant plus qu'ils sont souvent très altérés.

Une cinérite, sept roches volcaniques basiques et trois serpentines ont été néanmoins analysées (1). Les diagrammes de P. NIGGLI, de J. JUNG et R. BROUSSE, de H. KUNO et de PEACOCK ont été tracés (Annexe I). Les roches volcaniques basiques apparaissent peut différenciées : ce phénomène est courant dans le volcanisme ophiolitique mais, ici, il pourrait aussi bien être dû au manque d'homogénéité des roches analysées. Pour autant qu'on puisse déduire quelque chose de ces diagrammes, ils indiqueraient que

- les roches volcaniques basiques ont des caractères de spilites; leur chimisme est par ailleurs très semblable à celui des spilites cambriennes et infracambriennes du Sénégal Oriental (J.P. BASSOT, 1963, J.C. CHIRON, 1964);

- si l'on ne fait intervenir les alcalins que par leur somme, ces spilites semblent appartenir à une association calco-alcaline;

(1) On trouvera dans l'Annexe II les tableaux d'analyse correspondants.

- enfin, le diagramme QLM de C. BURRI et P. NIGGLI (in P. NIGGLI, 1945) montre que les points représentatifs de l'ensemble des roches analysées se groupent dans le même domaine que ceux des ophiolites des Dinarides. Il est intéressant de noter que la majeure partie des points représentant le volcanisme cambrien ou infracambrien du Sénégal Oriental (J.P. BASSOT et J.C. CHIRON, op. cit) se trouvent également dans ce domaine.

I.3.5.4- Corrélation avec d'autres séries de l'Ouest africain -
Age de la Série de Sélibabi

I.3.5.4.1- Introduction

On se rappelle que la Série de Sélibabi, anciennement appelée Série de la Falémé, servait autrefois à définir l'étage falémien (Précambrien supérieur). Or, plusieurs études récentes ont montré l'existence de passages latéraux entre les formations sédimentaires cambriennes ou infracambriennes d'une part, d'anciennes "séries falémiennes" d'autre part. Comme le dit excellemment J. BARRERE (1965) "l'important, dans toutes ces corrélations, ce n'est pas le nouveau terme infracambrien ou cambrien donné à la place du terme précambrien mais plutôt le fait d'avoir montré que certaines formations sédimentaires non métamorphiques pouvaient avoir des faciès bathyaux, volcaniques et métamorphiques". C'est dans cet esprit que nous allons reprendre maintenant l'étude de la Série de Sélibabi, en cherchant si elle peut être parallélisée avec d'autres séries de l'Ouest africain, et, en ce cas, comment se font les passages.

Rappelons tout d'abord les limites de cette série.

- A l'Ouest, un accident, en moyenne méridien, la sépare de l'ensemble socle granitisé - complexe des micaschistes albitiques de Diala-Bouanze.

des de la
SIUS
1966
ADIST

Ceci est vrai, du moins au Nord du parallèle 15°10'.
Au Sud, la bordure ouest de la Série de Sélibabi, en contact avec la Série de Bakel, est beaucoup plus floue et n'a pu être interprétée.

- Au Sud, une tournée effectuée avec J.P. BASSOT nous a montré que la majeure partie des formations de la Série de Sélibabi passe sans aucune discontinuité à celles de la Série de la Falémé (1). Or J.P. BASSOT a récemment démontré que cette série, qui définissait autrefois le Falémien, est en réalité en partie cambro-ordovicienne, en partie infracambrienne.

- A l'Est, la Série de Sélibabi est, par définition en contact avec les formations primaires de l'Assaba et de la Série de Kiffa (synéclyse de Taoudeni

L'étude de la Série de Sélibabi est inséparable de celle des séries sédimentaires ou volcano-sédimentaires voisines. Je commencerai donc par faire un bref rappel des travaux récents les concernant.

I.3.5.4.2- Séries de l'Assaba-Tagant et de Kiffa

J'ai déjà brièvement présenté ces séries dans l'introduction de ce mémoire. Notre propos actuel nécessite de les revoir un peu plus en détail. Je m'appuierai pour cela sur les travaux de C. BENISE (1961).

De la base au sommet du Cambro-Ordovicien de cette bordure ouest du synéclyse de Taoudeni, l'auteur définit et interprète les niveaux suivants.

(1) Bien entendu, il ne s'agit pas là d'une découverte. Cela prouve simplement que le fleuve Sénégal n'a aucune qualité de frontière géologique.

1/- Tillite : conglomérat d'origine glaciaire, déposé en milieu marin.

2/- Dolomies calcaires et calcaires dolomitiques du niveau inférieur. Ces roches sont d'origine en partie détritique, en partie chimique ou biochimique (Stromatolites). Elles se seraient formées dans des mers peu profondes (100 à 50 m, parfois moins encore) en voie de réchauffement.

3/- Jaspes, qui correspondraient, d'après l'auteur, à une sédimentation chimique en eau assez profonde (inférieure à la zone d'action des vagues).

4/- Pélites et phtanites, qui correspondraient à une sédimentation, en partie détritique, en partie chimique, en un milieu marin assez profond.

5/- Grauwackes qui "se seraient déposés en eau profonde à la faveur d'une phase d'instabilité tectonique qui permettait à l'érosion et au transport des matériaux de jouer dans les délais les plus brefs". Les courants de turbidité auraient eu un grand rôle dans l'élaboration de ce niveau. L'auteur note la présence de micro-galets de roches volcaniques.

6/- Dolomies du niveau supérieur, interprétées comme leurs équivalentes du niveau inférieur.

Les dolomies appartiennent encore à la Série de Kiffa. Les niveaux supérieurs définissent la Série de l'Assaba-Tagant.

7/- Grès de l'Assaba, que l'auteur subdivise en trois niveaux, qui sont de bas en haut :

- formations de base, représentées à l'extrême sud de l'Assaba par des grès conglomératiques. Ces derniers passent latéralement, dès la latitude de Dioubali, à des grès rouges à abondant ciment micacé. Au Nord de Soufa, ces grès rouges passeront encore à des shales ou argilites;

- formations moyennes et supérieures, formées de grès-quartzites à ciment siliceux. Les stratifications entrecroisées ou obliques y sont fréquentes.

L'ensemble de ces grès aurait une épaisseur moyenne d'environ 300 m. L'auteur en fait une sédimentation marine de faible profondeur. Les coupes que j'ai personnellement faites dans la falaise occidentale de l'Assaba méridional nous ont montré que les lentilles conglomératiques faites de grains anguleux de quartz se rencontraient de la base au sommet de ces formations : le rivage devait donc toujours être proche. Au contraire de C. BENSE, je ne pense pas que ce rivage était obligatoirement au Sud de l'Assaba : il pourrait aussi bien s'être trouvé à l'Ouest.

Les deux séries décrites ci-dessus sont très peu tectonisées, dans la région qui nous intéresse tout au moins. Presque tous les niveaux ont une bonne continuité latérale. Aucun indice d'activité volcanique n'a été relevé par C. BENSE, si l'on excepte certains microgalets des grauwackes. Des filons de dolérite sillonnent toutefois ces séries, mais l'auteur leur attribue un âge post primaire.

E. JEREMINE (1942) avait pourtant diagnostiqué dans les échantillons de F. JACQUET, un basalte qui proviendrait de la région de Kayes. Cet affleurement ne semble pas avoir été retrouvé, et il est possible que l'échantillon proviennent simplement d'un galet de la tillite qui recouvre cette région.

I.3.5.4.3- Série de la Falémé

La figure 45b et les lignes qui l'accompagnent, extraites de l'ouvrage de J.P. BASSOT (1963), donnent une image parfaitement claire de cette série :

" la stratigraphie de la série n'est pas la même sur sa bordure ouest que sur sa bordure est.

- A l'Est où la série se déposait dans des conditions épicontinentales, on observe de bas en haut :

- très localement un complexe volcanique acide... 500 m
- tillite..... 0 à 30 m
- pélites et grès (épisodiques)..... 0 à 150 m
- dolomies calcaires..... 5 à 10 m
- silexites à faciès jaspes..... 5 à 30 m
- complexe pélitique à passées subordonnées de silexites, grauwackes, cinérites, environ..... 500 m
- grès feldspathiques rouges (grès du Boundou) environ..... 1.000 m

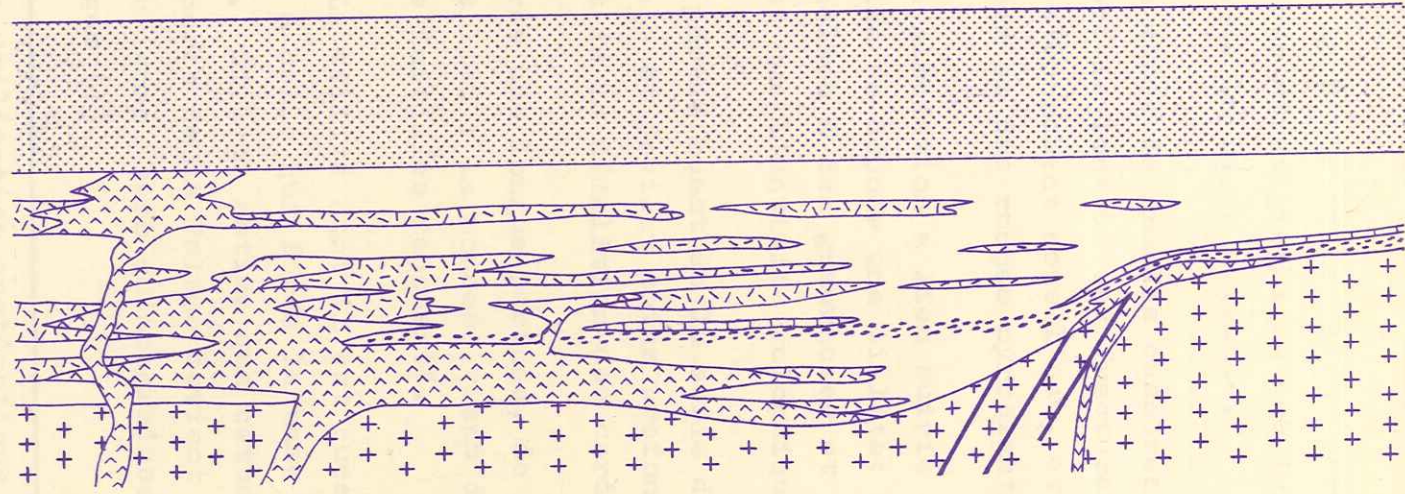
- A l'Ouest et dans la région au Nord de Kidira, la série se déposait dans une fosse profonde; on observe de bas en haut :








- complexe volcano-sédimentaire basique, au minimum..... 1.000 m
- tillite interstratifiée dans la partie supérieure de ce complexe; l'épaisseur des terrains contenant des formations glaciaires est variable, elle peut atteindre..... 300 m
- dolomies calcaires..... 5 à 10 m
- complexe groupant : pélites, cinérites, grauwackes, jaspes rouges..... 500 à 1.000 m
- grès feldspathiques rouges, environ..... 1.000 m

COUPE THÉORIQUE DE LA SÉRIE AVANT LE PLISSEMENT DES GRÈS ROUGES (D'après J.P. BASSOT - 1963)

Bordure ouest et
région de Kidira

Bordure est



- | | | | |
|---|---------------------------|---|--|
|  | Socle |  | Dolomies calcaires |
|  | Volcanisme acide (Déléki) |  | Pélites |
|  | Volcanisme basique |  | Cinérites, grauwackes, silicites |
|  | Tillite |  | Grès rouges feldspathiques : Grès du Boundou |
- } Schistes de la Falémé

R.LILLE_DAK 65 A 18

ADIST
 JUSTICIER
 BUREAU
 des
 archives de la
 région de
 KIDIRA

... Il est possible que le complexe volcano-sédimentaire de base ait pu former localement des appareils volcaniques importants, qui auraient émergé durant le dépôt des pélites...

" La Série de la Falémé paraît assez complexe tant du point de vue stratigraphique que tectonique; on peut imaginer sa formation de la façon suivante.

- Une série de grandes cassures détermine une fosse envahie par la mer; le long de ces fractures montent des roches volcaniques qui s'épanchent sous l'eau, et sont interstratifiées avec des pélites et des roches pyroclastiques.

- Une glaciation a lieu suivie d'une transgression au cours de laquelle se dépose une tillite; les pélites continuent à se déposer mêlées à des grauweekes et à des roches pyroclastiques témoignant que l'activité volcanique se poursuit.

- La partie ouest de la série doit émerger en cordillère; la mer s'étale et devient moins profonde; des grès feldspathiques résultant de la démolition des cordillères s'accumulent.

- Après une longue période, de nouveaux plissements très violents ont lieu : la poussée vient du NW. Il semble que les fractures initiales rejouent".

La tillite dont il est question ici est assimilée par l'auteur à celle qui forme la base du Primaire du synclise de Taoudeni. Si l'on estime que cette tillite a partout le même âge, la Série de la Falémé devient en partie primaire, en partie infracambrienne, sans qu'apparaisse ici de discordance entre les deux étages (1).

(1) Cette utilisation systématique de tillites comme niveaux repères peut sembler exagérée. En l'absence de données paléontologiques, il était impossible de procéder autrement : il n'en reste pas moins que les corrélations et datations avancées dans cette région n'ont rien d'incontestable.

Les grès feldspathiques rouges sont mis en parallèle avec la formation de base de la Série de l'Assaba.

Enfin, un dernier niveau n'apparaît pas dans la stratigraphie décrite ci-dessus : ce sont des grès blancs à ciment siliceux, discordants sur la Série de la Falémé s.s. L'auteur les parallélise avec les formations moyenne et supérieure de l'Assaba, et leur donne un âge ordovicien ou gothlandien (silurien). Il admet d'autre part qu'une phase tectonique datée à 430 ou 440 M.A. a précédé le dépôt de ces grès.

Fait important, J.P. BASSOT démontre que la Série de la Falémé passe latéralement, vers l'Est, à une série également primaire (Série de Mali) qui est peu tectonisée et ne comporte pas d'intercalations volcaniques. L'apparition du volcanisme est donc bien localisée dans l'espace et il semble exister une certaine relation entre tectonique et métamorphisme.

D'autre part, la Série de la Falémé passerait latéralement, vers l'Ouest, à des séries légèrement métamorphiques (partie orientale de la Série de Bakel, et Série des Bassaris). Une partie de ces conclusions a été toutefois un peu modifiée par J.C. CHIRON (1964) : cet auteur démontre en effet qu'il n'y a pas réellement, dans la Série des Bassaris, de passage latéral entre faciès sédimentaires et faciès métamorphiques. Il y aurait plutôt une apparition progressive du métamorphisme vers la base de cette série, qui rappelons le, comporterait des terrains primaires et infracambriens.

I.3.5.4.4- Série de Sélibabi

A)- Corrélation avec la Série de la Falémé

a)- Ressemblances

Les Séries de la Falémé et de Sélibabi sont toutes deux formées de niveaux sédimentaires, volcano-sédimentaires et volcaniques.

1/- Les caractères pétrographiques et chimiques des roches volcaniques sont très voisins d'une série à l'autre (Annexe I) : on aurait dans les deux cas un volcanisme spilitique à tendance calco-alcaline. L'explosivité révélée par la présence de brèches et conglomérats apparaît toutefois plus grande dans la Série de Sélibabi, ce qui pourrait indiquer un volcanisme de mer moins profonde.

2/- Comme celles de la Série de la Falémé, les roches sédimentaires et volcano-sédimentaires de la Série de Sélibabi sont essentiellement des pélites interstratifiées avec des tufs, grau-wackes et cinérites. Les pélites peuvent être grises, vertes ou rouges et contiennent parfois des passées gréseuses. Les dolomies sont présentes, mais assez peu abondantes.

En règle générale, la continuité latérale de ces niveaux apparaît beaucoup moins bonne en Mauritanie qu'au Sénégal : dans la Série de Sélibabi, l'apport sédimentaire semble s'être localisé, à chaque époque, dans un certain nombre de bassins séparés par des secteurs où l'activité volcanique restait largement dominante. Ce manque de continuité s'ajoutant à la tectonique cassante et à la mauvaise qualité des affleurements nous a empêché d'établir une échelle stratigraphique valable pour toute la série.

3/- Comme au Sénégal Oriental, le niveau supérieur de la Série de Sélibabi est constitué par des grès peu feldspathiques à ciment siliceux. Je n'ai pas observé de discordance entre ces grès et les formations sédimentaires sous jacentes : cela ne veut pas dire que cette discordance n'existe pas mais que, si elle existe, elle est peu importante. Autrement dit, la phase de plissement datée à 430 ou 440 M.A. par J.P. BASSOT se serait ici peu ou pas manifestée. Nous verrons, d'autre part (3ème partie) que ces âges n'ont été indiqués dans le Guidimaka par aucune mesure géochronologique.

b)- Différences

Les principales différences entre la Série de Sélibabi et la Série de la Falémé sont les suivantes.

1/- Le socle affleure très rarement dans la Série de Sélibabi, ce qui fait que la base de la série n'a pu être reconnue. Toutefois, le fait que des blocs de granite aient été souvent rencontrés en inclusion soit dans des paléoreliefs de jaspilites, soit dans des filons de serpentinites, soit enfin dans des conglomérats d'origine volcanique, indiquerait que ce socle est en grande partie granitique (1).

(1) Une autre hypothèse aurait pu être envisagée, suivant laquelle ces blocs granitiques proviendraient, non du socle, mais d'un conglomérat ou agglomérat (tillite, par exemple) qui aurait été localement repris par des venues volcaniques ou hydrothermales. Le fait de n'avoir jamais rencontré d'affleurements de cet hypothétique conglomérat à ciment sédimentaire non transformé nous a empêché de retenir cette interprétation.

2/- Aucun conglomérat ayant les caractères d'une tillite n'a été rencontré.

3/- Les grès feldspathiques argileux, rouges, qui devraient toujours se trouver sous les grès supérieurs, sont assez peu répandus dans la Série de Sélibabi (cf. guelb M'Balou). Or ces grès forment un niveau très épais et continu dans la Série de la Falémé.

On se trouverait donc obligé d'admettre qu'ils disparaissent brusquement du Sud au Nord. Je pense toutefois que cette disparition est plus apparente que réelle et résulte en grande partie de notre vocabulaire : en effet, entre un grès pélitique et une pélite gréseuse, la différence peut être mince. Il existe probablement un passage latéral de ces grès rouges à une partie de nos pélites, ce qui pourrait indiquer que les cordillères qui s'étaient constituées avant le dépôt de ces formations (JP BASSOT, 1963) étaient plus développées au Sud (Série de la Falémé) qu'au Nord (Série de Sélibabi).

Au point de vue cartographique, cette variation latérale de faciès risque néanmoins d'amener une confusion.

En effet L. RENAUD (1958) n'avait décrit, au Sénégal comme en Mauritanie, qu'un seul niveau de grès, appelés "grès du Boundou". Tous les "grès du Boundou" qui occupent la partie N de la Série de la Falémé (feuille Bakel) ont été cartographiés en grès feldspathiques argileux cambriens par J. BOIS (1961) et J.P. BASSOT. Par contre, la majeure partie des "grès du Boundou" de la Série de Sélibabi doivent être rattachés, pour des raisons pétrographiques, aux grès blancs peu feldspathiques à ciment siliceux dont J.P. BASSOT fait de l'Ordovicien. Les "grès du Boundou" vont donc changer brusquement d'étage en franchissant le fleuve Sénégal, ce qui ne correspond bien entendu à aucune réalité géologique.

Je remarquerai seulement à ce sujet que certaines descriptions de J. BOIS laissent penser qu'une partie des grès du Nord de la Série de la Falémé ressemble beaucoup plus aux grès ordoviciens qu'aux grès cambriens. Si cette hypothèse devait se vérifier, les grès de la feuille Bakel seraient des grès cambro-ordoviciens indifférenciés.

Bien que je n'ai pas non plus différencié les grès à faciès ordovicien des grès à faciès cambrien sur mes cartes de la Série de Sélibabi, je pense que ce terme de "grès du Boundou" (qui est employé depuis le Sénégal jusqu'à Akjoujt) devient maintenant une source de confusions et devrait être abandonné.

c)- Conclusion

La Série de Sélibabi paraît s'être formée dans des conditions presque identiques à celles de la Série de la Falémé, dont elle constitue le prolongement nord.

Les fosses auraient toutefois été ici moins profondes, la sédimentation moins active et les plissements moins développés (certaines phases seraient même absentes). En revanche, l'activité volcanique est restée aussi importante et constitue le trait majeur de l'une et l'autre série.

B)- Corrélations avec les Séries de l'Assaba-Tagant et de Kiffa

L'argumentation que nous avons développée plus haut (paragraphe I.3.2) nous a amené à considérer que la majeure partie des grès supérieurs de la Série de Sélibabi n'était pas autre chose que les grès moyens et supérieurs de l'Assaba dont C. BENSE (1961) fait de l'Ordovicien.

Une partie des pélites, ainsi que les grès pélitiques mauves ou rouges, qui affleurent sporadiquement dans le Guidimé, doivent être alors corrélés avec le Cambrien supérieur de C. BENSE.

selon le plan de la carte
BIUS
JUSSIEU
CADIS

Certains affleurements de dolomie, qui se trouvent situés immédiatement sous les grès rouges, semblent correspondre aux dolomies du niveau supérieur de la Série de Kiffa. Leur peu d'extension latérale est toutefois surprenant.

Certains grauwaokes de la Série de Sélibabi ont des affinités lithologiques avec ceux de la Série de Kiffa, mais on ne s'explique alors pas qu'ils puissent être directement surmontés par les grès à faciès ordovicien.

Les jaspilites rouges de la Série de Sélibabi sont beaucoup trop discontinues pour pouvoir être parallélisées avec les jaspes de la Série de Kiffa, qui semblent au demeurant assez différents.

Enfin, et surtout, le volcanisme qui constitue un des traits majeurs de la Série de Sélibabi est inconnu à l'Est de la falaise occidentale de l'Assaba.

Analogies et différences s'entremêlent donc de façon inextricable. La description que j'ai faite des analogies rejoint une partie des observations de C. BENSE et J. DELPY. Dans l'ignorance où l'on était alors du volcanisme de la région "falémienne", ces auteurs pensèrent que leurs coupes suffisaient à résoudre le problème, et que l'ex-Falémien n'était pas autre chose que du Primaire, identique à celui du synéclyse de Taoudeni, mais seulement un peu tectonisé. C'était aller trop vite en besogne et oublier que, comme le pensait L. RENAUD, le "Falémien" a une individualité marquée, tant au point de vue lithologique que tectonique.

Nous allons tenter, dans le paragraphe suivant, la synthèse de ces observations opposées.

CORRELATIONS STRATIGRAPHIQUES DES SERIES DE LA FALEME, DE SELIBABI
ET DE LA BORDURE OUEST DU SYNECLISE DE TAOUDENNI

SERIE DE LA FALEME (d'après J.P. BASSOT, 1963)		SERIE DE SELIBABI		SERIE DE BORDURE OUEST DU SYNECLISE DE TAOUDENNI (Assaba-Tagant, Kiffa, Affolé, Tamboura) (d'après C. BASSOT, 1961)
Bordure Est	Bordure Ouest			
Grès blancs ordoviciens ou siluriens ~~~~~ Grès rouges feldspathiques argileux ~~~~~		Grès peu feldspathiques à ciment siliceux Grès rouges feldspathiques ou pélites gréseuses		Grès et quartzites ordoviciens Grès et pélites du Cambrien supérieur
<p>Complexe pélimitique à passées subordonnées de silixites, grauwaekes, cinérites</p> <p>Silixites à faciès jaspe</p> <p>Dolomie calcaire</p> <p>Pélites et grès (épisodiques)</p> <p>Tillite</p> <p>très localement, Complexe volcano-sédimentaire acide</p>	<p>Pélites, cinérites, grauwaekes, jaspes rouges</p> <p>Dolomie calcaire</p> <p>Complexe volcano-sédimentaire basique</p> <p>Tillite</p> <p>Complexe volcano-sédimentaire basique</p>	<p>Complexes volcano-sédimentaires acide, basique et ultrabasique (aspilites rouges, spilites, gabbros, serpentines)</p>	<p>Pélites à intercalations de grauwaekes, tufs, cinérites. Dolomie épisodique</p>	<p>Dolomie du niveau supérieur Gruaewackes feldspathiques Pélites, phanites et jaspes Dolomies du niveau inférieur</p> <p>Tillite</p> <p>~~~~~ Discordance</p> <p>Grès, quartzites et pélites de l'Infra-cambrien supérieur</p> <p>Grès et calcaires de l'Infracambrien inférieur</p>

I.3.5.4.5- Conclusion

La comparaison avec la Série de la Falémé nous a montré que la Série de Sélibabi appartient très probablement à l'ensemble Ordovicien-Cambrien-Infracambrien : ces deux séries sont très semblables et, si l'on peut déceler des variations, sans doute progressives, en passant de l'une à l'autre, leur corrélation ne semble pourtant pas faire de doute.

La comparaison avec les séries cambro-ordoviciennes de l'Assaba-Tagant et de Kiffa nous a montré, en revanche, que, si les niveaux à faciès ordovicien et cambrien supérieur se corrélaient bien d'une série à l'autre, les niveaux inférieurs sont souvent (quoique non systématiquement) dissemblables.

Dans le contexte régional tel que nous le connaissons actuellement, le fait n'est pas surprenant mais il est très intéressant de voir des variations latérales déjà connues ailleurs se produire ici sur une aussi courte distance.

Admettant donc un âge cambro-ordovicien (1) pour la série volcano-sédimentaire de Sélibabi, nous voyons que son passage latéral aux séries sédimentaires de l'Assaba-Tagant et de Kiffa correspond à une variation brutale, bien localisée, se situant soit à l'aplomb soit un peu à l'Est de la falaise occidentale de l'Assaba (2). Ce phénomène se traduit par l'apparition de puissantes venues volcaniques, ainsi que par une instabilité générale de la sédimen-

(1) La tillite, base du Cambrien, n'a pas été rencontrée dans la Série de Sélibabi. Je ne parlerai donc pas d'Infracambrien.

(2) Une étude géophysique avait déjà amené J.P. BASSOT (1963) à interpréter de la même manière la bordure est de la Série de la Falémé.

tation. Une tectonique cassante affecte ensuite la série volcano-sédimentaire et l'érosion qui suit dégage les contours actuels de la falaise de l'Assaba. Un léger métamorphisme apparaît localement.

Le phénomène décrit ci-dessus correspond au passage brusque d'une plateforme à la ceinture orogénique qui la borde. Autrement dit, l'individualisation de la Série de Sélibabi par rapport aux séries du synéclise de Taoudeni serait due à l'influence d'accidents profonds, bien localisés, pouvant rejouer à différentes périodes et de différentes manières.

A ce stade de l'exposé, il devient indispensable d'analyser de plus près les caractères du volcanisme de la Série de Sélibabi : en effet nous avons décrit ces formations comme un ensemble de serpentines, gabbros, spilites, jaspilites, étroitement associées dans une même région. Cette association rappelle irrésistiblement le "cortège ophiolitique", c'est à dire les principaux produits du volcanisme sous marin des régions orogéniques.

Ce type assez particulier de volcanisme a été spécialement étudié dans le géosynclinal alpin : en effet la célèbre trilogie serpentines (et péridotites)- gabbros-diabases (1) définie par STEINMANN (1927) a fait l'objet, dans tout le pourtour de la Méditerranée, de bien des travaux anciens ou récents; parmi ces

(1) Le terme de diabase a l'inconvénient de prendre des significations différentes suivant les géologues et suivant les pays. Je ne l'ai donc pas utilisé dans l'étude qui précède. Dans le cadre des définitions que nous avons adoptées plus haut (paragraphe I.3.4.4.1), la majeure partie des diabases dont il est question ici s'inscrivent dans l'association spilite-kératophyre.

derniers, on peut citer en particulier les recherches de M. VUAGNAT (1946-1952), les travaux de L. DUBERTRET (1953) et les synthèses de J.H. BRUNN (1960 a et b). Un récent article de M. VUAGNAT (1964) fait le point des données actuelles sur ces problèmes, et je ne peux qu'y renvoyer le lecteur.

Le volcanisme de type ophiolitique n'est toutefois cantonné ni dans le temps, ni dans l'espace, au géosynclinal alpin : tout ou partie des éléments de la trilogie de STEINMANN, auxquels de nombreux auteurs ajoutent maintenant les jaspes ou radiolarites (1), ont été retrouvés dans de nombreuses régions du monde (2).

Il est donc particulièrement intéressant de retrouver dans le Cambrien du Guidimaka un cortège ophiolitique aussi complet et dont la liaison avec la tectonique en grand semble aussi évidente. On pourrait mettre en parallèle, dans les moindres détails, tous les caractères des roches volcaniques que nous avons décrits dans la première partie avec ceux de telles ou telles ophiolites du géosynclinal alpin. Une différence importante apparaît pourtant : c'est qu'il semble abusif de parler, dans le Guidimaka, de géosynclinal vrai (cf. 3ème partie).

Ceci n'est toutefois pas un obstacle à l'interprétation proposée. J.H. BRUNN (1960) montre en effet que les ophiolites des Hellénides ne sont pas localisées, comme le pense J. AUBOIN, dans des sillons géosynclinaux ante-tectoniques (zone eugéosynclinale), mais qu'elles jalonnent des fractures profondes de la lithosphère bordant un socle en surrection. Dans un premier stade, ces fractures s'ouvrent, permettant les montées magmatiques. Dans un deuxième stade, elles peuvent rejouer lors de tectogénèses

(1) Ainsi que, parfois, des schistes à hématite.

(2) On trouvera de bonnes bibliographies sur ce sujet dans J.H. BRUNN (1960) et T. JUTEAU et G. ROCCI (1965).

cassantes plus ou moins développées. Ainsi "à la liaison traditionnelle entre ophiolites et sillon, se substitue, en ce qui concerne les axes de montée, la liaison entre ceux-ci et les marges de certaines zones rigides". L'auteur propose le nom de "sutures ophiolitiques" pour ces "lignes de faiblesse de la lithosphère".

L'analogie entre les phénomènes décrits par J.H. BRUNN et ceux dont nous avons vu l'action dans le Guidimaka est frappante. Il apparaît ainsi fructueux de s'échapper des schémas trop rigides et d'exporter, dans l'espace ou dans le temps, certains éléments du géosynclinal alpin sans vouloir obligatoirement le retrouver dans son intégrité.

PLANCHE XI

1 - Echantillon F 224 LP

Cette lame mince a été taillée dans un bloc de granite pris dans les jaspilites rouges d'Aniétir (cf. planche suivante).

A l'exception du quartz, qui apparaît en blanc sur la photographie, tous les minéraux sont profondément altérés. Leurs contours automorphes sont pourtant intacts, et aucune cataclase n'est perceptible.

On reconnaît, à leurs macles, des plagioclases (Pl) et des amphiboles séricitisées. Les biotites altérées en minéraux ferrugineux et minéraux cryptocristallins apparaissent en noir sur la photographie. Hématite et magnétite sont abondants.

La morphoscopie des minéraux rappelle la granodiorite du socle.

2 - Echantillon F 257 LN

Pélite noire à oligiste de la Série de Sélibabi.

L Le fond de la roche est faite d'argiles cryptocristallines (illite et kaolinite) et de très abondants petits grains d'oligiste. Des lits noirs, dans lesquels ces grains sont à égalité avec l'argile, alternent avec des lits gris, un peu moins riches en fer.

Un litage, parallèle au précédent, est dû à la répartition des gros grains arrondis de quartz.

3 - Echantillon F 254 LP

Pélite grise hématisée de la Série de Sélibabi.

L'hématisation s'est faite à partir d'un réseau de fissures. Des auréoles, correspondant à des pénétrations périodiques des oxydes de fer dans la pélite, sont parallèles aux fissures qui les encadrent et qui les ont probablement nour-

4 - Echantillon D 427 LN

Séricitoschiste de la Série de Sélibabi (région de Dafort)

La photo 4 montre un exemple typique de plis intrafoliaux; des lentilles de quartz sont plissées isoclinalement, le plan axial de ces plis étant parallèle à la foliation du séricito-schiste. Les flancs des plis sont laminés et, en général, seules les charnières subsistent.

5 - Echantillon D 527

La lame mince est taillée dans l'écorce d'un galets granitique gisant à proximité de la serpentine de M'Balou (Série de Sélibabi). On voyait, de l'intérieur à la périphérie du galet, le remplacement de tous les éléments (quartz excepté) d'un granite altéré par un réseau fait de lamelles de clinochlore. La photo 5 montre ce remplacement achevé : seul subsiste, au milieu d'une chloritite, le quartz du granite, reconnaissable à sa répartition et à sa morphoscopie.

6 - Echantillon F 154

Serpentine de la Série de Sélibabi.

Des reliques de pyroxène (P) en voie de serpentinitisation subsistent au milieu de l'antigorite.



1



3



5

0
1
2
3
4
5 mm



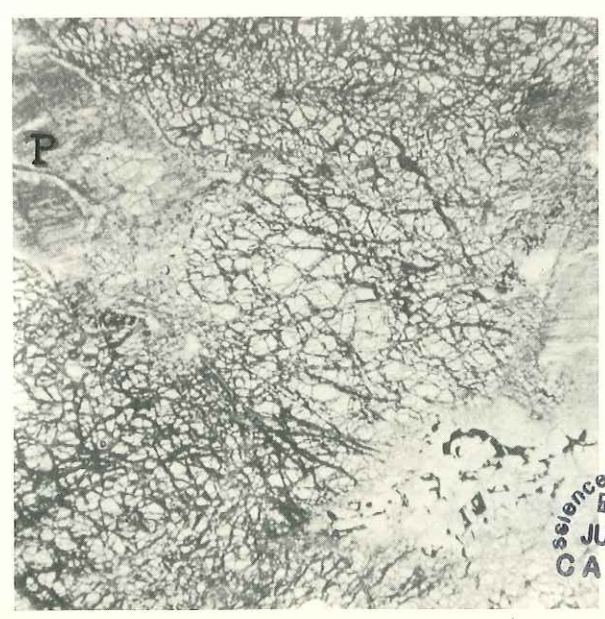
2



4

0
0,5
1 mm

0
1
2
3
4
5 mm



6

sciences de la terre
BIUS
JUSSEU
CADIST

PLANCHE XII

Les photographies 1 à 4, dues à G. ROCCI (trav. inédits), ont été prises dans le guelb de jaspilites rouges d'Aniétir. Les échantillons 5 et 6 proviennent d'un guelb identique situé au voisinage.

La photographie 3 montre le pendage très redressé des couches de jaspilites. On distingue l'entrée du trou (cratère ?) autour duquel tournent ces couches.

Sur les photographies 1 et 4, prises sur des surfaces horizontales au sommet du guelb, sont visibles le rubanement et les plissotements de ces jaspilites.

Sur la photographie 2 on distingue un bloc granitique, ayant 1 m de plus grande dimension, pris dans les jaspilites subverticales formant la paroi du "cratère" : la lame mince 1 de la planche XI était taillée dans ce granite.

La photographie 5 montre l'aspect de boue séchée que peut prendre la surface de ces jaspilites, et la photographie 6 représente un slumping.



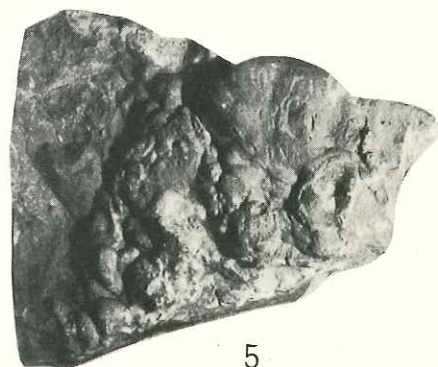
1



2



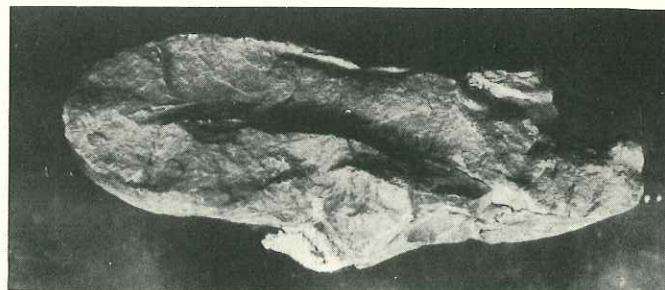
3



5



4



6

PLANCHE XIII

1 et 2 - Brèche volcanique D 561 (Série de Sélibabi) LN

La photographie 1 a été prise dans une lame mince du ciment de cette brèche. Les plages de chlorite (Cl), tapissées d'épidotes (E) et envahies par des sphérolites apparaissent en blanc. Le réseau de filonnets d'épidote, calcite, leucoxène, etc... qui cloisonne cette chlorite apparaît en gris ou noir.

3 - Echantillon D 455 (Série de Sélibabi) LN

Au milieu d'une trame faite de microlites d'albite enchevêtrés, des globules comportent, en leur centre, de la chlorite (Cl) et en bordure, de l'épidote (E). Le contour polyédrique du globule central évoque le remplacement d'un ancien phénocristal.

4 - Echantillon F 158 (Série de Sélibabi) LP

Cette lame est taillée dans le ciment du conglomérat polygénique de N'Diéou.

On distingue, au centre de la photographie, un grain anguleux de quartz entouré d'une auréole de même composition qui se fond, à sa périphérie, dans un enchevêtrement de quartz et de phyllites.

5 - Echantillon F 158 LP

Cette lame est identique à la précédente. Des figures d'accroissement dessinant des contours automorphes sont visibles, grâce à des impuretés, dans l'auréole du grain de quartz central.

6 - Echantillon F 611 (Série de Sélibabi) LP

Cette lame est taillée dans le ciment du même conglomérat que F 158.

On distingue encore des auréoles d'accroissement dans le quartz central, qui englobe par ailleurs plusieurs petits grains de quartz.

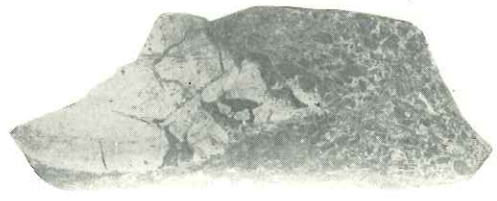
7 - Echantillon D 562 (Série de Sélibabi) LN

Ciment de l'agglomérat polygénique d'Aniétir.

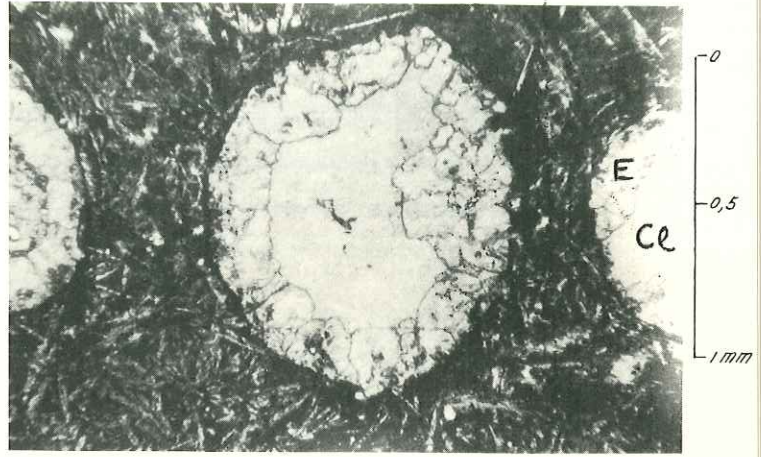
La photographie montre les auréoles d'accroissement d'un grain de quartz.



1



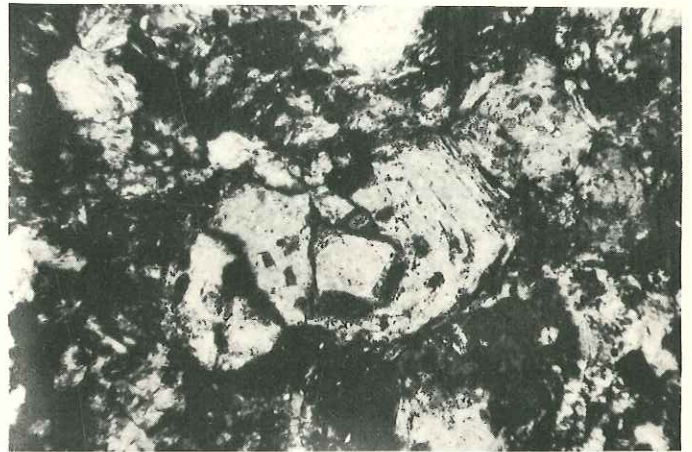
2



3



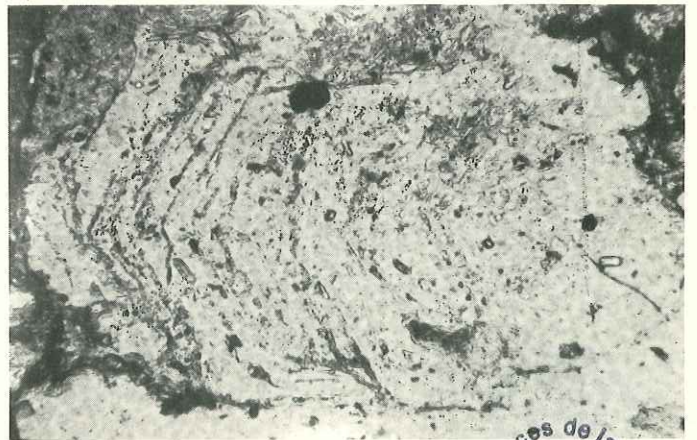
4



5



6



7

collections de la
BIUS
JUSSEU
CADIST

PLANCHE XIV

- 1 - Echantillon D 562 (cf. plus haut) LP

Le grain de quartz photographié est entouré de calcite qui s'insinue dans les zones de faiblesse constituées par les contours des auréoles d'accroissement successives.

- 2 - Echantillon D 562 LP

Un grain de feldspath montre les mêmes auréoles d'accroissement que le quartz, et a été partiellement corrodé par la calcite environnante.

- 3, 4 et 6 - Echantillon D 114 (Série de Sélibabi) LP

Ciment du conglomérat polygénique de Sélibabi

Des grains de quartz, dont les auréoles d'accroissement sont bien visibles, sont partiellement corrodés par la calcite environnante.

- 5 - Echantillon D 114 LP

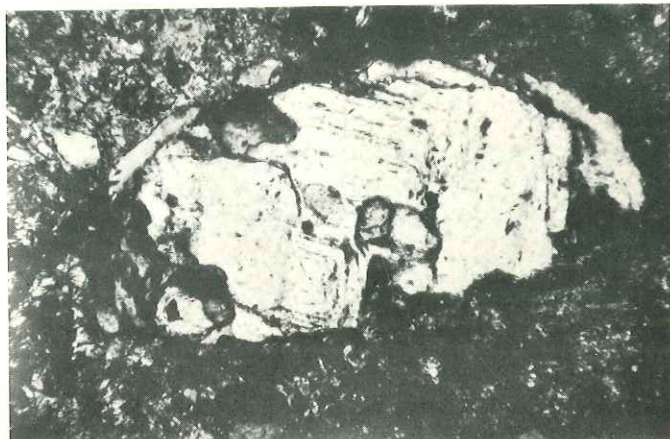
Dans un feldspath se distinguent de belles auréoles d'accroissement, développées autour d'un central.

La calcite environnante s'insinue entre les auréoles successives.



1

0
0,1
0,2
0,3
mm

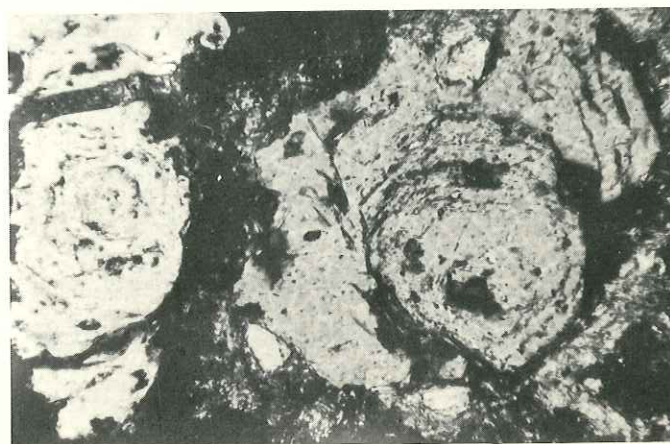


2



3

0
0,1
0,2
0,3
mm

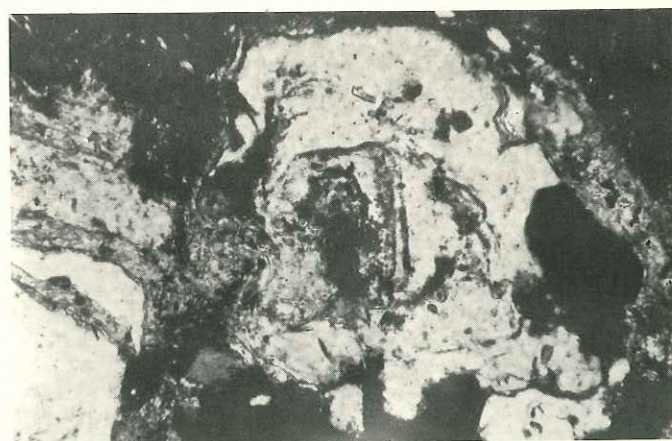


4



5

0
0,1
0,2
0,3
mm



6

sciences de la terre
BIUS
JUSSIEU
CADIST

II

Deuxième partie

ETUDE STRUCTURALE DES SERIES DE M'BOUT ET DE BAKEL

II.1 - INTRODUCTION

METHODES ET PRINCIPES ESSENTIELS DE L'ANALYSE STRUCTURALE

II.1.1 - GENERALITES

Dans le Guidimaka affleurent des séries qui ont subi au cours de l'histoire un ou plusieurs métamorphismes et une ou plusieurs tectogenèses; leurs éléments peuvent donc être appelés, suivant F.J. TURNER et L.E. WEIS (1963), des "tectonites métamorphiques".

L'étude tectonique de ce genre de formation demande des techniques légèrement différentes de celles qui sont couramment employées dans les formations sédimentaires non métamorphiques : ici, la recristallisation métamorphique empêche le plus souvent de reconnaître avec certitude les anciennes surfaces de stratification; en revanche certains éléments géométriques - plans ou linéaires - des structures (plans axiaux et axes des plis, par exemple) sont assez constamment matérialisés par cette recristallisation, et deviennent directement observables.

L'analyse structurale a pour but l'étude descriptive et l'interprétation génétique des éléments de structure (1) des objets géologiques (1).

(1) Une définition précise de ces termes sera proposée dans le paragraphe suivant.

Celle-ci peut comporter dans les tectonites métamorphiques trois étapes successives, faisant appel à trois disciplines différentes.

- Etude géométrique
- Etude cinématique
- Etude dynamique.

La première de ces étapes consiste à observer et mesurer ces éléments géométriques, la deuxième à trouver un schéma cinématique susceptible de figurer l'évolution qui a abouti aux formes et structures actuellement visibles, la troisième à rechercher les causes physiques de cette évolution. La première étape est donc essentiellement descriptive, les deux suivantes sont interprétatives et, le plus souvent, étroitement imbriquées.

Une des méthodes caractéristiques de l'analyse structurale est de rassembler des observations faites successivement à tous les ordres de grandeur possibles. La synthèse de ces observations nécessitera donc des changements d'échelle de travail, opération intellectuelle qui doit être faite avec prudence et être soigneusement motivée. Le choix même des différentes échelles de travail est important. F.J. TURNER et L.E. WEISS préconisent les quatre échelles d'objets géologiques suivantes.

- Echelle ultramicroscopique : objets étudiables seulement aux rayons X.
- Echelle microscopique (1) : objets géologiques pouvant être observés dans leur totalité avec un microscope.
- Echelle mésoscopique (1) : objets géologiques étudiables par observation directe (échantillon, affleurement, ensemble continu d'affleurement).

(1) L'usage semble prévaloir, chez les géologues de langue française, de réserver le terme de structurologie aux études faites à l'échelle microscopique, l'analyse structurale concernant uniquement les échelles mésoscopiques et macroscopiques.

- Echelle macroscopique : objets géologiques impossibles à saisir dans leur totalité par observation directe, du fait soit de leur taille, soit de leurs mauvaises conditions d'affleurement.

Ces échelles ont l'avantage d'être générales et chacune d'elles correspond à l'emploi de méthodes de travail particulières. Dans le cas d'une étude régionale, elles ont l'inconvénient d'avoir des limites fluctuantes et de dépendre en particulier de la qualité des affleurements et de l'appréciation du géologue. Dans le cas particulier du Guidimaka, je donnerai des limites fixes à chaque échelle de travail, et j'ajouterai aux quatre échelles de F.J. TURNER et L.E. WEISS une cinquième, assez couramment utilisée par les géologues de langue française : l'échelle mégascopique. Nous utiliserons ainsi des échelles :

- microscopique : (même définition que ci-dessus)
- mésoscopique : dimensions des objets géologiques inférieures à 10 m
- macroscopique : dimensions comprises entre 10 et 100 m
- mégascopique : dimensions supérieures à 100 m.

A partir de ces échelles on pourrait en principe définir des microstructures, mésostructures, macrostructures et mégastuctures. Malheureusement le terme de microstructure désigne souvent, en français, des structures visibles à l'oeil nu et le terme de mésostructure n'est pas employé. L'emploi de ces termes ne pourrait donc amener qu'une confusion.

Etant donné l'absence, à la date où a été faite cette rédaction, de traité complet d'analyse structurale écrit en langue française, traité qui aurait pu faire autorité en matière de vocabulaire, je commencerai par redéfinir les termes employés. Les définitions adoptées et les analyses qui permettent de les introduire sont souvent inspirées ou adaptées du plus récent traité paru, celui de F.J. TURNER et L.E. WEISS (1963).

II.1.2 - DEFINITIONS

II.1.2.1 - Objet géologique

Nous appellerons ici "objet géologique" (d'après E. WEGMANN) un certain volume de roche isolé par la pensée et que l'on peut étudier soit pour lui-même, soit dans ses rapports avec d'autres objets géologiques voisins.

II.1.2.2.- Structures des objets géologiques

Une définition générale de la structure est "la manière dont les parties d'un tout sont arrangées entre elles". Ainsi, en géologie, suivant l'échelle à laquelle on travaille et l'objet géologique considéré, ce peut être la manière dont les ions d'un cristal sont arrangés entre eux, la manière dont les cristaux d'une roche sont arrangés entre eux etc... De cet arrangement résultent en général des surfaces de discontinuité, des directions d'anisotropie, etc..., dont l'étude et la mesure dans des coordonnées spatiales font l'objet de l'analyse structurale géométrique. Suivant un usage courant, bien qu'il ne soit pas toujours explicite, nous appellerons ces caractéristiques les éléments de structure de l'objet géologique considéré. Les éléments de structure les plus intéressants sont les surfaces planes ou les lignes droites dont on peut aisément exprimer la position spatiale.

II.1.2.3 - Homogénéité des objets géologiques

Par sa nature même, un objet géologique est hétérogène, toutefois, dans la mesure où à chaque échelle de travail correspond un volume minimal observable, on peut considérer un objet géologique comme homogène du point de vue structural si deux volumes élémentaires identiques isolés en deux endroits de cet objet contiennent toujours les mêmes éléments de structure avec la même orientation. Dans la pratique, toutefois, il est bien évident que cette homogénéité ne peut être qu'approximative ou statistique et que le choix des dimensions du volume élémentaire susceptible d'être isolé à l'intérieur d'un objet géologique dépend du phénomène observé et du but poursuivi. Avec ces restrictions, on pourra parler d'un objet géologique homogène, à une échelle donnée, et par rapport à un certain nombre d'éléments de structure.

Quand un objet géologique est homogène par rapport à une quelconque discontinuité interne (exception faite des discontinuités cristallographiques) F.J. TURNER et L.E. WEISS disent que cette discontinuité est "pénétrante" (1) (penetrative), dans le cas contraire elle est "non pénétrante" (non penetrative).

Nous allons maintenant rappeler et redéfinir les principaux éléments de structure plans et linéaires qui seront utilisés dans la présente étude. Pour ne pas surcharger le texte, je ne donnerai de chaque terme qu'une ou un petit nombre de définitions, le plus souvent issues d'un traité ou d'une publication récente, sans faire l'historique classique de leur création et de leur emploi.

(1) Ce terme est parfois traduit en français par "interne", ce qui masque une grande partie de sa signification. J'ai donc préféré le franciser plutôt que le traduire.

II.1.2.4 - Surfaces de stratification

Ces surfaces séparent des lits sédimentaires ayant soit la même composition, soit des compositions différentes; dans ce dernier cas on parlera d'un litage d'origine stratigraphique. Elles sont rarement restées planes dans les tectonites : leur étude se fait en mesurant l'orientation de portions de surfaces suffisamment petites pour être considérées comme planes.

II.1.2.5 - Feuilletage et clivage

Le terme de feuilletage a été récemment proposé par J. GROLIER et P. VIALON (1965) pour désigner "le débit d'une roche suivant des plans parallèles quelle que soit l'origine de ce débit". Si l'on veut conserver la notion d'homogénéité des objets géologiques affectés par ce feuilletage, il faudrait ajouter qu'il doit constituer, à l'échelle (mésoscopique) considérée, une famille de structures planaires "pénétrantes".

D'après J. GROLIER et P. VIALON, les plans de clivage d'une roche sont "tous les plans de cohésion minimale de cette roche". Ils ne constituent donc pas en général des structures pénétrantes.

Nous emploierons ici ces deux termes avec le sens indiqué par J. GROLIER et P. VIALON.

II.1.2.6 - Foliation

D'après F.J. TURNER et L.E. WEISS le terme de foliation désigne toutes les structures planaires pénétrantes à l'échelle mésoscopique et d'origine métamorphique. Les deux principales applications de cette définition concernent, nous l'avons vu au début de l'étude de la Série de M'Bout, les structures provoquées par :

- la localisation préférentielle d'éléments parallèles à un plan (litage d'origine métamorphique, foliation d'après également P. FOURMARIER);
- l'orientation préférentielle d'éléments parallèlement à un plan (schistosité cristallophyllienne de J. JUNG et M. ROQUES).

La définition que donnent J. GROLIER et P. VIALON est un peu différente : la foliation "désigne le feuilletage d'une roche où une cristallisation de minéraux orientés a lieu". Les recristallisations "mimétiques" où les minéraux néoformés s'orientent parallèlement à des surfaces de discontinuités préexistantes pourraient donc également provoquer une foliation, bien que les structures planaires considérées ne soient pas obligatoirement d'origine métamorphique.

Ces distinctions sont toutefois assez académiques; bien qu'adoptant en principe la définition de F.J. TURNER et L.E. WEISS, je ne l'ai pratiquement employée sans l'explicitier que dans le cas général où elle est à peu près synonyme de la "schistosité cristallophyllienne" de J. JUNG et M. ROQUES et de la "foliation" de J. GROLIER et P. VIALON.

II.1.2.7 - Schistosité

Ce terme ne devrait en principe être employé que dans les stades "dynamiques" de l'analyse structurale. En effet le terme de clivage schisteux, ou schistosité, que E. HAUG définissait simplement comme un "débitage en feuillets parallèles, indépendants de la stratification, et ayant même composition minéralogique", a subi dans son emploi pratique bien des avatars. La majorité des auteurs ne séparent pas cet emploi d'une interprétation dynamique des causes de la schistosité, ni, souvent, d'une interprétation cinématique de la façon dont elle est apparue. Ainsi P. FOURMARIER a mis en évidence des liaisons génétiques existant

nécessairement entre l'apparition de la schistosité et les plissements, et défini d'autre part des "zones de schistosité" limitées par des "fronts de schistosité" dont l'apparition et l'extension sont conditionnées en particulier par les pressions régnautes (charge statique et efforts tectoniques), par la température, l'apparition du métamorphisme, etc... J. GOGUEL (1945) démontre que le plan de schistosité ne peut être que perpendiculaire à la direction de contrainte maximale, tandis que d'autres théories, sans doute moins rigoureusement logiques, mais qu'on ne peut totalement rejeter, affirment qu'il peut être oblique sur cette direction de contrainte maximale. J. GROLIER et P. VIALON (1965) adoptent pour la schistosité le sens de "débit d'une roche en feuillets perpendiculaires à la direction de compression maximale, matérialisant les plans axiaux des plis nés dans cette compression".

Ce sens et cette interprétation avaient déjà été adoptés et démontrés en particulier par G. GUITARD (1960).

De cette très brève revue, il ressort que le terme de schistosité est un terme interprétatif et que cette interprétation peut varier suivant les auteurs. Au stade purement géométrique de l'analyse structurale, je parlerai donc seulement de feuilletages, clivages et foliation

II.1.2.8 - Clivage de flux et clivage de fracture

L'emploi de ces deux termes appartient à la partie cinématique et à la partie dynamique de l'analyse structurale.

P. FOURMARIER (1949) définit le clivage de fracture comme "un simple débitage de la roche en feuillets plus ou moins minces, sous l'action des pressions qui y ont fait naître une série de petites failles parallèles le long desquelles la matière s'est déplacée d'une quantité à peine sensible". G. WILSON (1961), en reprenant cette définition, le décrit de même comme provoqué par "une série de fractures parallèles très rapprochées". Ce clivage

de fracture peut n'être accompagné d'aucun métamorphisme ou servir de guide à une recristallisation de minéraux, souvent orientés. Il évolue alors vers le clivage de flux.

Le clivage de flux est, d'après P. FOURMARIER (1949), "sous l'action de poussées, un arrangement nouveau des particules minérales, de telle manière que leur grand axe se mette à angle droit de la force agissante" (interprétation cinématique et dynamique). G. WILSON (1961) le définit de façon plus générale comme "une structure dans laquelle de nouveaux minéraux apparaissent dans la roche par recristallisation sous contrôle tectonique". Ce terme constitue par conséquent une interprétation dynamique de celui de foliation, dans le sens où nous l'avons pris plus haut (qui n'est pas d'ailleurs celui de P. FOURMARIER ni de G. WILSON).

De nombreuses études ont montré que clivage de fracture et clivage de flux étaient le plus souvent parallèles aux plans axiaux des plis nés de la compression (clivage de plan axial).

II.1.2.9 - Linéation

Les divers emplois de ce terme ont été définis plus haut (I.2.1.1).

II.1.3 - SYMETRIE DES STRUCTURES

Un mode de représentation courant de la position de ces éléments de structure consiste à ne considérer que leur orientation par rapport à trois axes de références arbitrairement choisis qui peuvent, dans le cas le plus simple, être des axes géographiques; ainsi on caractérise une surface plane par sa direction et son pendage, un segment de droite par sa direction et par le sens et la valeur de son plongement. Généralement ces chiffres sont

utilisés pour construire une représentation graphique plane obtenue soit par une projection stéréographique (report sur canevas de WULF), soit par une projection équivalente (report sur canevas de SCHMIDT) d'un hémisphère de référence.

Une des utilisations importantes de ces mesures est de déterminer le degré maximal de symétrie possible de la structure résultante. Les modes de représentation décrits ci-dessus introduisent artificiellement un centre de symétrie. D'autre part l'expérience prouve (F.J. TURNER et L.E. WEISS, p. 44) que les différents degrés de symétrie rencontrés dans les structures des tectonites sont au nombre de cinq :

- sphérique (symétrie d'une sphère)
- axial (symétrie d'un solide de révolution)
- orthorhombique
- monoclinique
- triclinique.

Ces termes ont les mêmes définitions qu'en cristallographie.

II.1.4 - CHOIX ET DENOMINATION DES AXES DE REFERENCE

II.1.4.1 - Introduction

J. GOGUEL (1952), analysant de façon critique les différents axes de référence utilisés en analyse structurale, a montré que le choix de ceux-ci dépendait souvent de théories et hypothèses très controversées et pas toujours explicites, ce qui risquait d'empêcher toute corrélation entre le résultat des observations et mesures des différents auteurs.

Comme l'indique J. GOGUEL, le plus simple est de rapporter ces mesures à des directions géographiques, ce qui est couramment fait en reportant sur les canevas de WULF ou de SCHMIDT les résultats des mesures de direction et de pendage.

Toutefois, les axes de références non géographiques qui ont été définis par les auteurs dans les stades géométrique, cinématique et dynamique de l'analyse structurale ont reçu des dénominations qu'il est commode d'utiliser; je vais donc les passer brièvement en revue.

.II.1.4.2 - Etude géométrique

Les objets géologiques les plus couramment étudiés en analyse structurale, sont les plis et les ensembles de plis comportant parmi leurs éléments de structure une famille de surfaces de discontinuité plissées. Ces surfaces sont souvent, suivant des définitions bien connues (J. GOGUEL, 1952), parallèles (plis concentriques) ou semblables (plis semblables).

Isolons dans une de ces surfaces un pli régulier. On appelle charnière de ce pli la ligne joignant les points où la surface a le plus petit rayon de courbure.

Prenons une famille de surfaces plissées de façon approximativement parallèle ou semblable; on appelle surface axiale la surface contenant les charnières des surfaces plissées successives. Quand cette surface est plane on l'appelle plan axial du pli (1).

Dans le cas le plus simple, ces surfaces plissées ont la définition géométrique de cylindres, c'est à dire de la surface engendrée par une droite (génératrice) se déplaçant parallèlement à elle-même en s'appuyant sur une courbe (directrice). Dans le cas de plis semblables ou de plis parallèles, toutes les génératrices des surfaces cylindriques successives sont bien entendu parallèles entre elles : on dit alors qu'on a affaire à un pli cylindrique, et les génératrices, définies en direction et plongement, sont parallèles à l'axe du pli.

(1) J'ai adopté ici la définition de F.J. TURNER et L.E. WEISS, légèrement différente de celle de J. GOGUEL.

L'axe et le plan axial de plis cylindriques ont souvent été pris comme axe et plan de référence auxquels étaient rapportés les autres éléments de structures. Habituellement (suivant en cela B. SANDERS) l'axe du pli est désigné par la lettre B, l'axe situé perpendiculairement à B dans le plan axial par la lettre A et l'axe perpendiculaire au plan axial par la lettre C (fig. 48).

II.1.4.3 - Etude cinématique

Le choix et la dénomination d'axes de référence résulte ici d'une interprétation sur les modalités de la déformation subie par l'objet géologique considéré, ce qui revient en fait à choisir un schéma théorique susceptible d'expliquer les observations concrètes.

Certains de ces schémas ont été alors utilisés pour définir des axes de référence : ce sont les célèbres schémas dits du "jeu de cartes".

a)- Considérons le prisme droit constitué par un jeu de cartes et déformons-le, en faisant glisser les cartes les unes sur les autres, en prisme oblique. Observant ensuite ce prisme oblique, devenu immobile, on appelle plan de glissement (ou plan de mouvement) le plan parallèle à la surface des cartes et direction de glissement (ou de mouvement), la droite parallèle au mouvement relatif de translation que chaque carte a effectué par rapport à ses voisines. Ces deux grandeurs sont donc définies en position par rapport au jeu de cartes déformé.

Les axes de références sont alors, dans le système de B. SANDERS, les suivants (fig. 49) :

- axe a : direction de glissement
- axe b : axe perpendiculaire à a situé dans le plan de glissement
- axe c : axe orthogonal à a, b, et au plan de glissement.

Ce système est utilisé en particulier dans l'étude des "plis par cisaillement" ("shear folds" ou "cleavage folds", fig. 50).

b)- On aurait pu encore déformer le jeu de cartes en une fraction de cylindre, par exemple en le courbant par une compression exercée perpendiculairement à deux tranches opposées (fig. 51) : le mouvement relatif de chaque carte par rapport à ses voisines est encore un glissement. Comme précédemment nous observons alors le solide déformé, devenu immobile, et définissons encore la surface des cartes comme une surface de glissement. En un point M d'une carte, on peut encore définir comme plan ab le plan tangent à la surface de glissement; l'axe c relatif à ce point est perpendiculaire au plan ab; l'axe a est la projection sur ce plan de la direction de glissement relatif de la carte par rapport à ses voisines; l'axe b est dans le plan ab perpendiculaire à l'axe a; par raison de symétrie, il est nécessairement parallèle à la génératrice du cylindre.

Seul l'axe b garde donc, dans ce schéma, une direction constante en tous les points du solide déformé, considéré.

Ce système est utilisé dans l'étude des "plis par flexure et glissement" (flexure slip folding).

On sait que certains auteurs, suivant G.F. BECKER (1904), ont voulu donner une interprétation dynamique du premier de ces schémas et en faisaient le cas général de la déformation d'un solide homogène. J. GOGUEL (1952) démontre que ces interprétations résultent d'erreurs de raisonnement et ne peuvent être retenues.

AXES DE REFERENCE UTILISES EN ANALYSE STRUCTURALE

FIG. 48

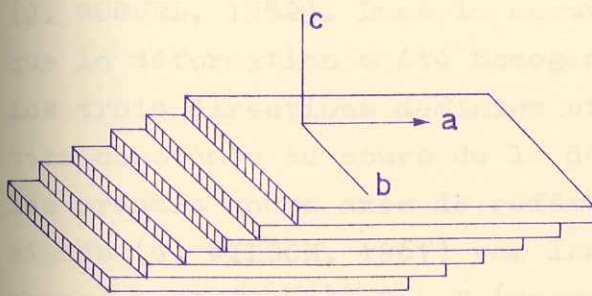
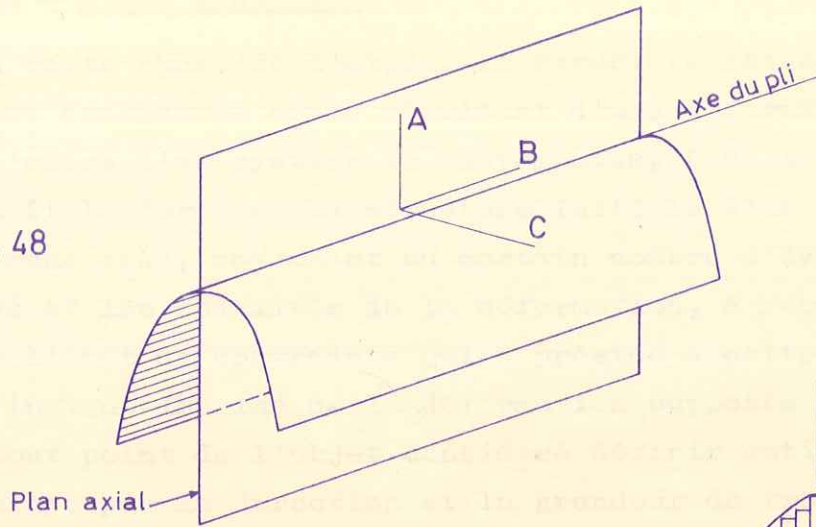


FIG. 49

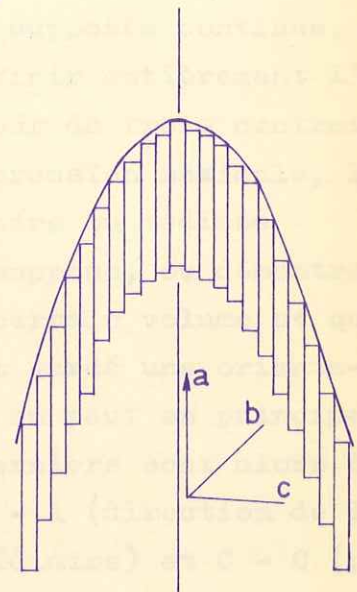


FIG. 50

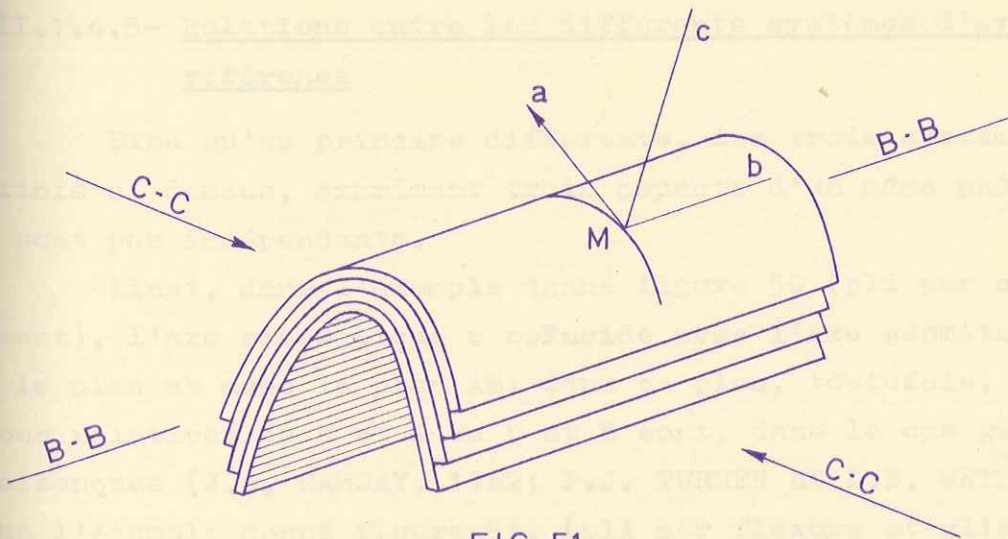


FIG. 51

sciences de la terre
BIUS
JUSQU'AU
CADIST

II.1.4.4 - Etude dynamique

A cette phase de l'étude, la structure actuelle des tectonites est considérée comme résultant d'une déformation produite sous l'effet d'un système de contraintes. Dans la mesure où l'on connaît la forme et la structure initiale d'un objet déformé on cherche donc, moyennant un certain nombre d'hypothèses sur les causes et les modalités de la déformation, à reconstituer par la pensée l'état de contrainte qui a présidé à cette déformation. A chaque instant imaginé de la déformation supposée continue, on peut en tout point de l'objet considéré définir entièrement l'état de contrainte par la direction et la grandeur de trois contraintes principales orthogonales entre elles : la pression maximale, la pression minimale et la pression intermédiaire ou médiane (J. GOGUEL, 1952). Dans la mesure où l'on suppose, ou démontre, que la déformation a été homogène dans un certain volume et que les trois directions définies ci-dessus ont gardé une orientation constante au cours de la déformation, on peut en principe les prendre comme axes de référence. Ces derniers sont alors désignés (G. WILSON, 1961) par les lettres A - A (direction de la pression minimale), B - B (pression intermédiaire) et C - C (pression maximale).

II.1.4.5- Relations entre les différents systèmes d'axes de référence

Bien qu'en principe différents, les trois systèmes d'axes définis ci-dessus, exprimant trois aspects d'un même phénomène, ne sont pas indépendants.

Ainsi, dans l'exemple donné figure 50 (pli par cisaillement), l'axe cinématique c coïncide avec l'axe géométrique C et le plan ab avec le plan AB; dans ce plan, toutefois, les positions relatives de a et A ou b et B sont, dans le cas général, quelconques (J.G. RAMSAY, 1962; F.J. TURNER et L.E. WEISS, 1963). Dans l'exemple donné figure 51, (pli par flexure et glissement) b et B coïncident ainsi que C et C - C.

Dans le cas général, par contre, les relations entre ces trois systèmes ne sont en principe ni simples ni évidentes, et une corrélation ne peut résulter que d'un raisonnement étayé par des observations. Pour mener ce raisonnement, les considérations de symétrie constituent un guide logique dont l'importance a été mise en évidence, après B. SANDERS, par de nombreux auteurs.

Les éléments de symétrie que possédaient d'une part l'objet géologique avant déformation, d'autre part le champ de contraintes qui s'est exercé sur lui, sont ainsi considérés comme des causes dont les effets sont d'abord les éléments de symétrie imposés au schéma cinématique, ensuite et surtout ceux que l'on peut mettre en évidence par l'étude des éléments de structure de l'objet géologique déformé. Remontant des effets aux causes, on pourra ainsi échafauder des systèmes d'explication cohérents respectant le "principe de symétrie".

Un exemple de raisonnement faisant intervenir le degré de symétrie peut être donné par l'étude des linéations "d'étirement" : considérons une phase tectonique ayant provoqué d'une part l'apparition de plis par flexure et glissement à symétrie monoclinique (plis cylindriques), d'autre part, à une échelle d'observation plus petite, l'étirement d'un matériel que l'on suppose avoir été antérieurement plus ou moins isométrique : par exemple les galets d'un conglomérat. Du point de vue cinématique comme du point de vue géométrique le système étudié admet un plan de symétrie : le plan A C (= ac). La linéation d'étirement considérée, si elle se produit dans une seule direction, ne peut donc être que perpendiculaire au plan de symétrie ou située dans celui-ci. Ces cas, également probables, se rencontrent tous deux dans les études régionales : on dit alors qu'on a affaire à une linéation a ou b suivant qu'elle survient parallèlement ou perpendiculairement à l'axe B (= b) des plis. Intuitivement, cela revient à dire que les mouvements de matière (plus exactement : réorganisations de matière)

peuvent résulter aussi bien d'étirement ou compressions dans l'axe b que de flux dans l'axe a. Remarquons seulement que les linéations a peuvent, par raisons de symétrie, avoir un sens aussi bien qu'une direction alors que les linéations b ne peuvent, au moins statistiquement, avoir qu'une direction.

Par contre, dans le cas de plis par cisaillement, le plan AC ne coïncidant pas en principe avec le plan ac, un raisonnement comparable au précédent ne peut être tenu et les positions théoriques possibles de la linéation d'étirement par rapport aux axes A B C ne sont plus évidentes.

De toutes manières, on voit que de tels raisonnements ne sont pas toujours inattaquables et dépendent d'un certain nombre d'hypothèses; mieux vaut donc, comme le souligne J. GOGUEL, reporter les observations à des axes géographiques et ne garder des systèmes définis plus haut qu'un certain nombre de dénominations pratiques.

II.1.5 - AUTRES DEFINITIONS

II.1.5.1- Avant de passer à l'analyse structurale des Séries de M'Bout et de Bakel, il nous reste encore à définir quelques termes dont l'emploi appartient au stade géométrique de l'étude : plis d'entraînements, plis parasites, meneaux.

II.1.5.2 - Plis d'entraînements et plis parasites

G. WILSON (1961) définit les "plis d'entraînements" (drag folds) comme "les plis assymétriques produits dans des lits moins résistants (weaker) par le mouvement différentiel des roches plus résistantes situées au-dessus et au-dessous".

Ces plis peuvent en principe se former toutes les fois qu'un mouvement quelconque amène un glissement de couches les unes sur les autres; le cas le plus intéressant est celui où ce glissement est dû à un plissement par flexure et glissement. Des plis d'entraînement se forment sur les flancs de chaque grand pli; dans le cas de plis cylindriques, leurs axes sont en moyenne parallèles à celui du grand pli, et leur regard indique le sens du mouvement relatif, donc la nature (anticlinale ou synclinale) des charnières les plus proches (fig. 10, inspirée de G. WILSON).

Les plis parasites sont généralement dus, d'après G. WILSON, à l'exagération, lors d'un plissement par cisaillement (cleavage ou shear folding), des plis d'entraînement formés par flexure et glissement à un stade précoce du phénomène; ce sont généralement des plis isoclinaux, très allongés; dans la mesure où les formes des plis d'entraînement précoces peuvent encore être reconnues dans les plis parasites, ceux-ci peuvent être utilisés comme ci-dessus pour la résolution de grandes structures.

II.1.5.3 - Meneaux

Le premier à employer ce terme en géologie est, à ma connaissance, J. GROLIER (1963). Il désigne, dans la langue courante, les "montants et traverses qui, dans les fenêtres anciennes, servent à diviser les baies en plusieurs compartiments". C'est la traduction littérale de l'Anglais "mullion" dont l'emploi en géologie, qui remonterait au moins à 1891, a retenu essentiellement la notion de forme cylindrique allongée : d'après G. WILSON (1961), ce sont de "longues structures cylindriques dont la surface peut être arrondie ou irrégulière, polie ou au contraire striée parallèlement à l'allongement; le débit suivant ces surfaces peut donner aussi bien des crayons de 2 ou 3 cm de diamètre que des surfaces courbes d'un rayon de 2 m ou plus. Généti- quement on peut, d'après G. WILSON, les classer en trois catégories.

- Meneaux provoqués par le plissement de surface de discontinuité, surfaces stratigraphiques par exemples (fold mullion, ou bedding mullion). Le débit des meneaux se fait suivant ces surfaces, en général régulièrement arrondies, et il peut correspondre soit aux charnières détachées ou étranglées de plis parasites (fold mullion) soit à de simples ondulations de la surface plissée (bedding mullion).
- Meneaux provoqués par l'intersection de plusieurs clivages, donnant un débit en longs prismes anguleux ou arrondis (cleavage mullion).
- Meneaux irréguliers, longues structures cylindriques dont les sections sont irrégulières, chacune s'imbriquant avec ses voisines "comme les pièces d'un puzzle" (irregular mullions).

Un exemple simple de formation de meneaux appartenant à la fois au type I et au type 2 est décrit par J. GROLIER (communication orale) : le débit d'une couche plissée, suivant la stratification (ou une ancienne foliation) d'une part, un clivage de plan axial d'autre part, provoque la formation de prismes allongés dans l'axe B du pli; théoriquement, deux faces en sont planes et deux courbes; pratiquement l'érosion les transforme habituellement en cylindres arrondis (fig. 11).

Les significations géométrique et cinématique de ces structures ont souvent été controversées ce qui est assez normal : en principe tout élément de structure linéaire matérialisé d'une façon ou d'une autre dans la roche est susceptible de donner naissance à un débit linéaire, donc à des meneaux.

Dans les séries qui font l'objet de cette étude, par contre, les meneaux rencontrés étaient constamment parallèles aux axes B des plis mésoscopiques observés, ce qui rend évidente leur interprétation géométrique.

II.1.6 - CHOIX DE CERTAINS SIGLES

II.1.6.1 -

La désignation de certains éléments géométriques de structure par des sigles conventionnels allège sensiblement l'exposé. Avant de donner le système employé ici, je rappellerai ci-dessous, à titre de modèle, celui qu'emploie en France G. GUITARD.

Dans les Pyrénées Orientales, G. GUITARD (1960 et 1962) définit essentiellement trois phases successives de plissement, qu'on pourrait appeler phases I - II et III. La première provoque le plissement de surfaces stratigraphiques S dans des plis anteschisteux d'axe l_1 . La seconde plisse à nouveau S et provoque l'apparition d'une schistosité première S_I , généralement parallèle aux plans axiaux des plis de cette seconde phase, et interprétée comme un clivage de flux. La troisième phase provoque le plissement de S_I et l'apparition d'une schistosité seconde S_2 , généralement parallèle aux plans axiaux des plis de cette troisième phase, et interprétée comme un clivage de fracture. En résumé, le système adopté est donc le suivant.

Phase I (plissement de S)	{ Surface stratigraphique : S Axe B des plis : l_1
Phase II (plissement de S)	{ Schistosité première : S_I Ensemble de linéations parallèles entre elles et comportant en particulier une linéation d'intersection S/S_I : l_I
Phase III (plissement de S_I)	{ Schistosité seconde : S_2 Ensemble de linéations, parallèles entre elles, et comportant en particulier une linéation d'intersection S_I/S_2 : l_2 .

II.1.6.2 -

Le problème est théoriquement plus complexe dans le Guidimaka (au stade actuel de l'étude tout au moins) dans le sens où, malgré l'existence de deux familles de linéations d'orientation moyenne différente, toutes deux synchrones de recristallisations métamorphiques distinctes, j'ai presque toujours observé (dans la Série de M'Bout tout au moins) le plissement de surfaces stratigraphiques et rarement vu directement de tectoniques superposées telles que les phases II et III de G. GUITARD. D'autre part nous verrons que les directions tectoniques observées dans la Série de M'Bout d'une part, la Série de Bakel d'autre part, ne sont pas parallèles, et que la détermination des linéations synchrones dans les deux séries n'est pas évidente. En définitive j'emploierai, malgré leurs inconvénients évidents, les systèmes suivants.

SERIE DE M'BOUT

Surface stratigraphique : S

Phase I de plissement
(plissement de S)

} Foliation : S_0
 Ensemble de linéations parallèles entre elles et comportant en particulier des intersections S/S_0 : l_0
 (en moyenne
 W.NW - E.SE)

Phase II de plissement
(plissement de S et S_0)

} Foliation : S_I
 Ensemble de linéations parallèles entre elles et comportant en particulier des intersections S/S_I : l_I
 (en moyenne
 N.NE - S.SW).

So correspond à un clivage de flux; S_I correspond, soit à un clivage de fracture évoluant en clivage de flux, soit à un clivage de flux; quand S_0 et S_I ne sont pas visibles simultanément, et en l'absence de linéations l_0 et l_1 , leur distinction est donc difficile : en ce cas, je n'emploierai pas ces sigles et parlerai seulement de "foliation", sans préciser davantage.

SERIE DE BAKEL

Surface stratigraphique : S

Phase I' de plissement (plissement de S)	}	Foliation : S'_I Ensemble de linéations parallèles entre elles et comportant en particulier des intersections $S/S'_I : l'_1$ (en moyenne NW - SE).
---	---	---

Phase II' de plissement (plissement de S'_I)	}	Foliation ou feuilletage : S'_2 Ensemble de linéations parallèles entre elles et comportant en particulier des intersections $S'_I/S'_2 : l'_2$ (en moyenne NE - SW).
--	---	--

S'_I correspond ici à un clivage de flux, S'_2 à un clivage de fracture pouvant évoluer en clivage de flux.

La question du synchronisme entre les phases de plissement des Séries de M'Bout et de Bakel sera discutée en conclusion. Enfin, dans chacune des séries, les structures dues à des mouvements tardifs, généralement de style cassant, n'ont pas reçu de désignations particulières.



II.1.6.3 -

Comme nous l'avons dit dans le paragraphe I.3, les mesures d'orientation des éléments de structure définis ci-dessus généralement seront reportés soit sur un canevas de WULF (projection stéréographique) soit sur un canevas de SCHMIDT (projection équivalente). L'hémisphère projeté sera toujours l'hémisphère supérieur.

Sur l'hémisphère de référence comme sur le canevas projeté, le pôle d'un plan recevra comme adjectif épithète le nom de ce plan (pôle S , S_I etc...), le point représentatif d'une droite le nom de cette droite (point l , l_I etc...), le grand cercle intersection d'un plan avec l'hémisphère de référence le nom de ce plan (grand cercle S , S_I etc...). Si les points représentatifs d'une famille de plans (représentés par leurs pôles) ou de droites sont bien groupés sur l'hémisphère de référence, on déterminera le point moyen de ce "nuage", au moyen soit de constructions graphiques, soit de diagrammes statistiques, et on le considèrera comme représentatif d'un "plan moyen" ou d'une "linéation moyenne".

Si les points représentatifs d'une famille de plans (représentés par leurs pôles) ou de droites se disposent près d'un grand cercle de l'hémisphère de référence, on dira que leurs projections forment une ceinture : ceinture de pôles S , ceinture de points l_I etc... (G. GUITARD, 1962, F.J. TURNER et L.E. WEISS, 1963). Le pôle du plan de ce grand cercle sera appelé axe de la ceinture (F.J. TURNER et L.E. WEISS, "girdle axis") ou axe du grand cercle.

II.2 - ETUDES REGIONALES

II.2.1- INTRODUCTION - DIVISION EN SECTEURS D'ETUDE

Les Séries de M'Bout et de Bakel sont composées de roches métamorphiques diverses : cipolins, quartzites, micaschistes, arkoses, tufs. Toutes ces roches nous sont apparues tectonisées, souvent plissées, et atteintes par un léger métamorphisme. Elles répondent donc à la définition des "tectonites métamorphiques" de F.J. TURNER et L.E. WEISS (1963).

Mes prédécesseurs avaient classé ces roches en deux grandes catégories, douées de propriétés mécaniques différentes (le cas des cipolins étant mis de côté) : les quartzites d'une part, les schistes d'autre part. Les conditions d'étude de ces deux catégories sont bien différentes : les quartzites affleurent relativement bien et l'étude photogéologique permet souvent de dessiner les contours des bancs et les grandes structures; de plus des lits de minéraux lourds (cf. Etude des monts Wa-Wa, paragraphe I.2.1.2) et un débit suivant des surfaces plissées constituent d'assez bon repères stratigraphiques. Les schistes, en revanche, affleurement de façon très discontinue, le développement de la foliation masque le plus souvent les anciennes surfaces de stratification et les observations de plis mésoscopiques sont très rares; leur foliation est en contrepartie plus facilement observable et régulière que celle des quartzites.

Le but recherché par cette étude étant d'obtenir, dans des délais suffisamment brefs, un schéma structural d'ensemble des séries, j'ai essentiellement étudié les structures du niveau le plus facilement observable, c'est à dire des quartzites.

Je garderai dans cette étude les mêmes divisions géographiques que dans les études régionales, avec un ordre toutefois un peu différent. Enfin, pour illustrer les méthodes de travail adoptées et les résultats qu'on peut en attendre, j'ai détaché, au début de cette étude générale, celle de la région de Toukobra; nous verrons donc successivement :

- région de Toukobra (massif de bordure de Tajalt M'Beidia, Série de M'Bout)
- monts Wa-Wa (Série de M'Bout)
- massifs de bordure est (Série de M'Bout)
- secteur central (Série de M'Bout)
- structures du Sud de Testaï (Série de Bakel)
- Structures de Bakel (Série de Bakel).

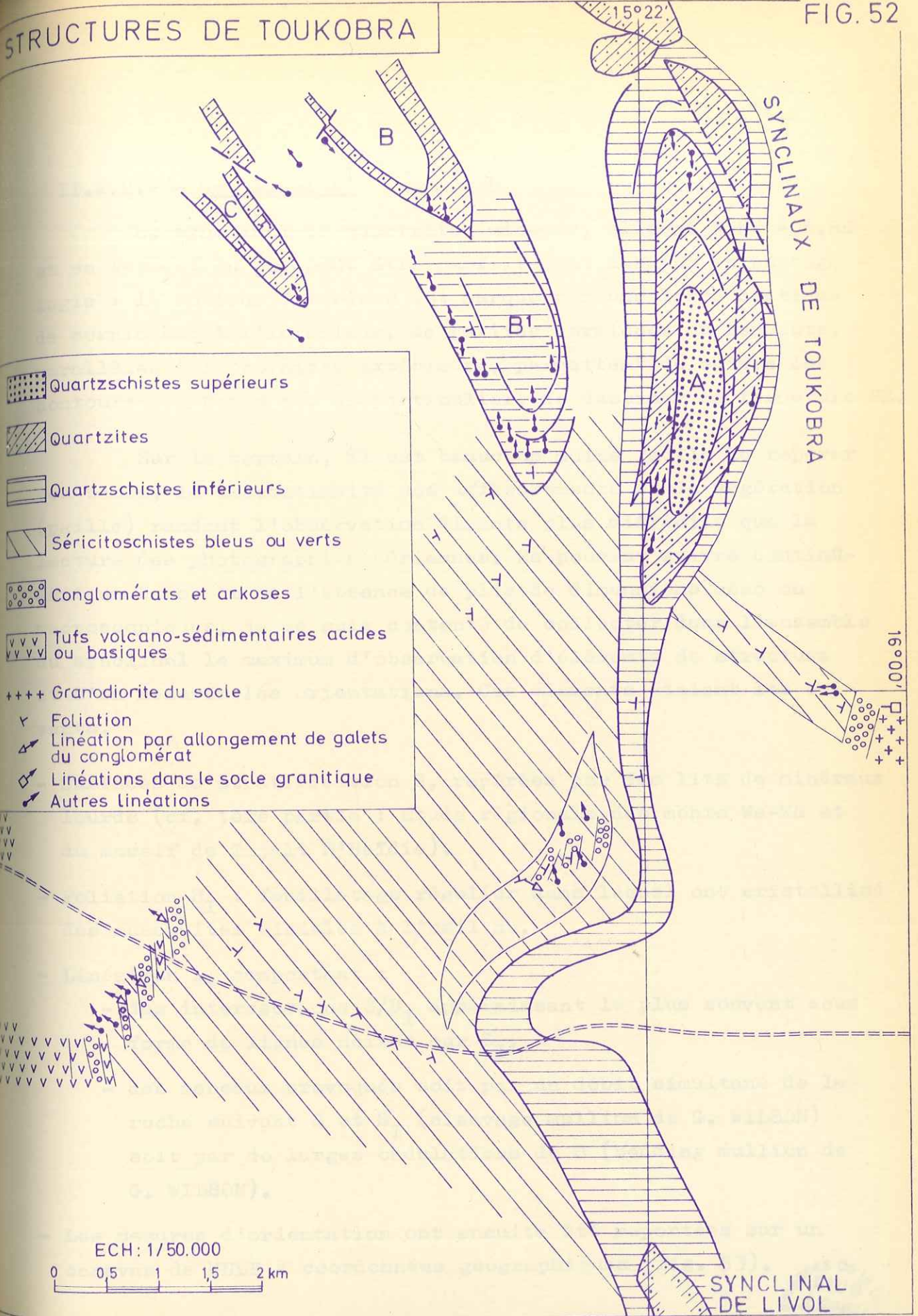
II.2.2 - REGION DE TOUKOBRA

II.2.2.1 - Introduction

La carte géologique de la région de Toukobra montre l'existence de grandes structures synclinales, bien visibles et analysables en photogéologie. L'étude de terrain a permis de relever un certain nombre d'éléments de structures visibles à l'échelle mésoscopique, et de démontrer ensuite la possibilité d'utiliser ces éléments pour la résolution des structures mégascopiques.

Nous étudierons successivement (fig. 52) :

- le synclinal B^I de quartzites micacés
- le synclinal A de quartzites
- les éléments de structure des schistes sous-jacents.



II.2.2.2 - Synclinal B^I

Ce synclinal de quartzites micacés, allongé N.NW - S.SE et se fermant au SE, peut être parfaitement dessiné en photogéologie : le contour extérieur est marqué par une ligne continue de corniches; à l'intérieur, de petites corniches ou ressauts, parallèles à la corniche extérieure, permettent de suivre les contours des bancs et, en particulier, de dessiner la fermeture SE.

Sur le terrain, il est beaucoup moins facile de repérer ces bancs, la discontinuité des affleurements et la végétation (paille) rendant l'observation directe plus difficile que la lecture des photographies aériennes. Ne pouvant suivre continûment un banc, et en l'absence de plis de dimensions méso ou macroscopiques, je me suis contenté de collecter dans l'ensemble du synclinal le maximum d'observation d'éléments de structure et d'en mesurer les orientations. Ces éléments étaient les suivants.

- Surfaces de stratification S, repérées par des lits de minéraux lourds (cf. 1ère partie : Etude régionale des monts Wa-Wa et du massif de Tajalt M'Beïdia).
- Foliation S_I : feuilletage régulier dans lequel ont cristallisé des muscovites visibles à l'oeil nu.
- Linéation l₁ comportant :
 - des intersections S/S_I apparaissant le plus souvent sous forme de lignes noires sur S_I,
 - des meneaux provoqués soit par un débit simultané de la roche suivant S et S_I (cleavage mullion de G. WILSON) soit par de larges ondulations de S (bedding mullion de G. WILSON).
- Les mesures d'orientation ont ensuite été reportées sur un canevas de WULF à coordonnées géographiques (fig. 53).

STRUCTURES DE TOUKOBRA Synclinal B¹

• S dans le flanc inverse du synclinal
 • S dans la fermeture et le flanc normal
 • S₁

○ Meneau
 ● Intersection S / S₁
 ⊗ Axe de la ceinture S, S₁

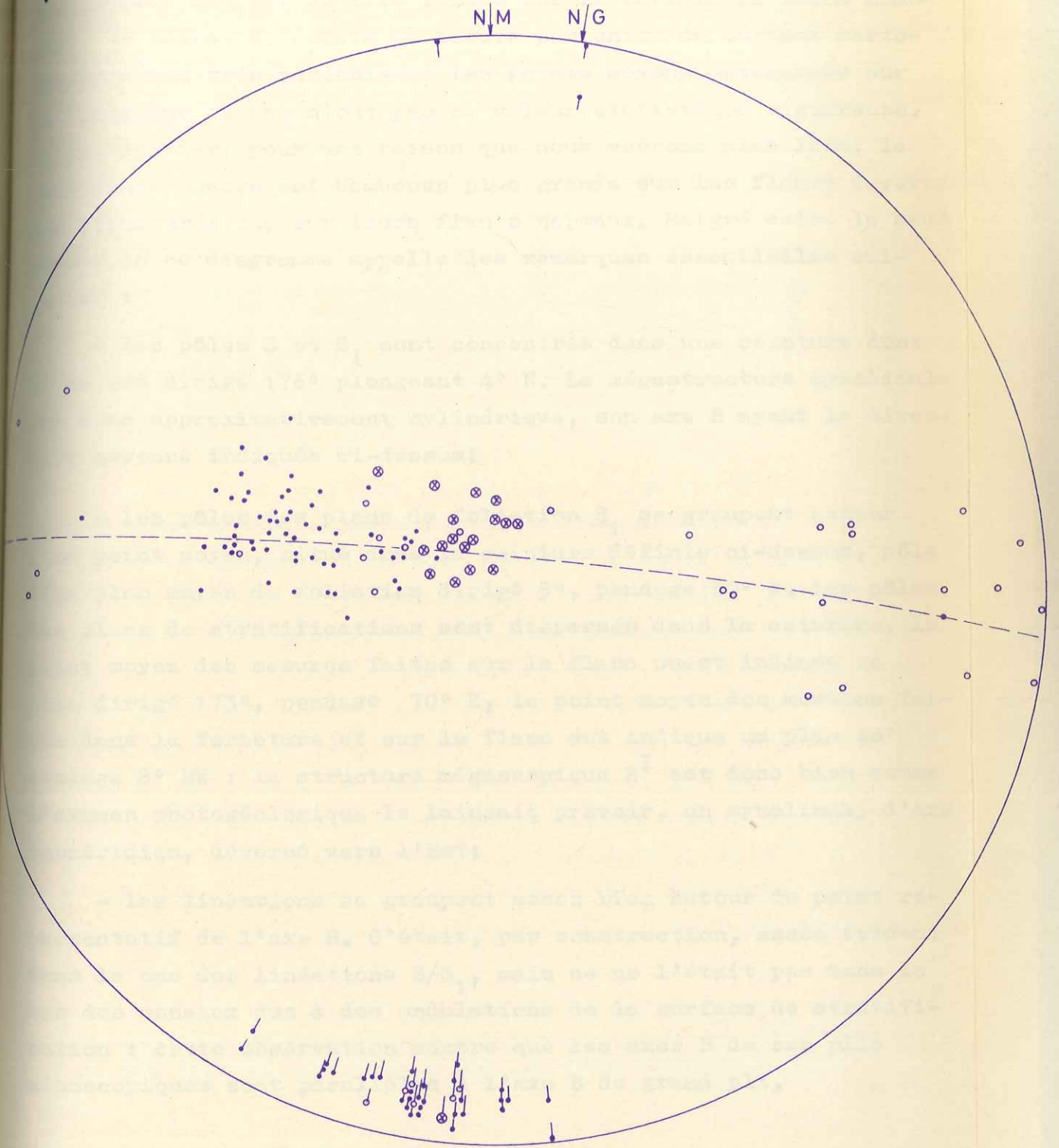


DIAGRAMME DE WULF
Hémisphère supérieur

Les mesures n'ayant pu être faites sur le terrain de façon homogène, le nombre de points de mesure par unité de surface cartographiée est très variable et les points moyens déterminés sur le diagramme obtenu n'ont pas de valeur statistique rigoureuse. En particulier, pour une raison que nous verrons plus loin, la densité de mesure est beaucoup plus grande sur les flancs inverses des structures que sur leurs flancs normaux. Malgré cela, le seul examen de ce diagramme appelle les remarques essentielles suivantes :

- les pôles S et S_I sont concentrés dans une ceinture dont l'axe est dirigé 176° plongeant 4° N. La mégastucture synclinale est donc approximativement cylindrique, son axe B ayant la direction moyenne indiquée ci-dessus;

- les pôles des plans de foliation S_1 se groupent autour d'un point moyen, situé dans la ceinture définie ci-dessus, pôle d'un plan moyen de foliation dirigé 5° , pendage 30° W. Les pôles des plans de stratifications sont dispersés dans la ceinture, le point moyen des mesures faites sur le flanc ouest indique un plan dirigé 173° , pendage 70° E, le point moyen des mesures faites dans la fermeture et sur le flanc est indique un plan 48° pendage 8° NW : la structure mégascopique B^I est donc bien comme l'examen photogéologique le laissait prévoir, un synclinal, d'axe subméri dien, déversé vers l'Est;

- les linéations se groupent assez bien autour du point représentatif de l'axe B. C'était, par construction, assez évident dans le cas des linéations S/S_1 , mais ce ne l'était pas dans le cas des meneaux dus à des ondulations de la surface de stratification : cette observation montre que les axes B de ces plis mésoscopiques sont parallèles à l'axe B du grand pli.

Théoriquement, la détermination de l'axe B du synclinal joint à la cartographie des bancs qui le composent suffirait à tracer, par projection axiale, n'importe quelle coupe traversant ce synclinal. L'hypothèse supplémentaire que le plan moyen de foliation est parallèle non seulement à l'axe B de la structure, mais également à son plan axial, permet en outre de dessiner de façon plausible sur une coupe verticale E-W le prolongement vers le haut, actuellement détruit par l'érosion, des flancs ouest et est; c'est suivant ce principe qu'a été dessinée la coupe que nous avons vue lors de l'étude stratigraphique régionale (paragraphe II.1.4.4).

II.2.2.3 - Synclinal A

A l'Est du synclinal B¹ de quartzites micacés, le synclinal A de quartzites, allongé approximativement N.NE et se fermant au Nord comme au Sud, constitue une très belle structure dont les éléments essentiels deviennent apparents par simple examen des photographies aériennes : une ligne de corniche continue dessine le contour extérieur de la structure ("tarf" (1) Toukobra); comme dans le synclinal B, les bancs qui la composent peuvent être suivis continûment sur les photographies aériennes et les fermetures sont bien apparentes. Le flanc ouest du synclinal est subvertical, les bancs du flanc est ont un pendage ouest. Enfin, un certain nombre de failles et diaclases, dont aucune n'a amené de déplacement important, accidentent cette structure, l'ensemble (synclinal et direction de failles) semblant admettre un plan de symétrie vertical E-W.

(1) Le mot *tarf* désigne, en maure, le "cap d'une falaise".

A l'échelle mésoscopique, en revanche, la cohérence des quartzites rend les observations de terrain plus difficiles que dans le synclinal B¹ : les surfaces de stratification sont plus rarement identifiables, le feuilletage des roches est beaucoup moins prononcé et il est souvent difficile d'affirmer qu'il correspond bien à une foliation.

Le report sur canevas de WULF ou de SCHMIDT des mesures d'orientation des éléments de structure n'apporte donc pas grand chose : le synclinal A n'étant pas cylindrique, les pôles des plans S et S₁ n'ont aucune raison de se grouper sur un grand cercle; la symétrie autour d'un plan vertical E-W qui aurait dû apparaître n'est pas très évidente du fait du trop petit nombre de mesures.

Par contre le report, sur la carte (fig. 52), des linéations L₁ observées (intersections S/S₁, meneaux et axe de plis mésoscopiques) est assez significatif : toutes sont parallèles au flanc ouest (subvertical) de la mégastucture; les linéations observées dans la fermeture sud ont un plongement nord; leur parallélisme avec l'axe B (curviligne) du synclinal ne fait pas de doute.

Le style des quelques plis mésoscopiques observés est également intéressant : synclinaux larges, anticlinaux étroits, c'est un style éjectif (J. GOGUEL, 1951); le seul examen de la carte montre que les structures mégascopiques ont probablement le même style.

Enfin le fait que les directions de failles ou diaclases ont la même apparente symétrie que le synclinal, laisse peu de doute sur leur nature : clivage de plan axial visible à l'échelle mégascopique pour les unes, joints transversaux (cross joints) pour les autres.

II.2.2.4 - Etude des schistes

En prolongement des zones anticlinales séparant les synclinaux étudiés ci-dessus affleurent des "schistes" assez variés : conglomérats, arkoses et séricitoschistes. Le feuilletage de ces schistes est également, comme nous l'avons vu lors de l'étude stratigraphique régionale, une foliation.

Les éléments de structure que j'ai relevés dans ces schistes sont les suivants :

- plan de foliation
- surfaces de stratifications S (rarement visibles)
- linéations comprenant :
 - des intersections foliations/stratification
 - des meneaux
 - un allongement statistique des galets des conglomérats ou un étirement apparent des phénocristaux des arkoses.

Le diagramme de la figure 68 est un report sur canevas de WULF des mesures d'orientation des éléments observés à l'intérieur des limites de la carte (fig. 52).

Ce diagramme montre que :

- le point moyen des pôles des plans de foliation de ces schistes correspond à un plan dirigé 177° , pendage 20° W. Il diffère donc un peu du pôle moyen calculé dans le synclinal B¹, ce qui n'a rien de très significatif étant donné que les itinéraires qui ont permis le plus grand nombre d'observations dans les schistes passent presque tous nettement au Sud du synclinal B¹;
- par contre, ce qui pose plus de problèmes, c'est la dispersion des mesures de linéation.

Rien, au stade actuel de l'étude, ne permet de l'expliquer, ni la nature de ces linéations, ni la disposition sur la carte des points où elles ont été mesurées. On ne peut, provisoirement, que constater le fait.

II.2.2.5 - Conclusion à l'étude de la région de Toukobra

L'étude de cette région de Toukobra que, normalement, j'aurais dû intégrer à l'étude générale des massifs de bordure, a l'intérêt de bien illustrer la méthode de travail adoptée et les résultats qu'on peut en attendre.

Résumons brièvement les différentes étapes de cette étude.

- a)- Une étude photogéologique préalable met en évidence, dans certains niveaux particulièrement résistants à l'érosion, l'existence de structures mégascopiques plus ou moins bien visibles.
- b)- Les principaux éléments de structures de celles-ci accessibles à l'étude de terrain sont systématiquement analysés et leur orientation mesurée. Cette étude peut s'étendre à l'ensemble de la grande structure ou être concentrée sur certains secteurs ou niveaux particulièrement intéressants de celle-ci.
- c)- Le report de ces mesures sur carte et diagramme permet éventuellement, par un changement d'échelle de travail, d'interpréter en détail les grandes structures. Dans certains cas, l'hypothèse d'une homothétie entre les structures observées aux différentes échelles de grandeur peut, se révéler fructueuse.

d)- Enfin, en conclusion d'un ensemble d'études géométriques, des schémas cinématiques et des interprétations dynamiques peuvent être proposés; ce dernier stade n'a pas été atteint dans l'étude de la région de Toukobra décrite ci-dessus.

Les limites de cette méthode sont évidentes : destinée à permettre, dans des délais suffisamment brefs, l'établissement d'une carte géologique, elle ne peut prétendre à épuiser le sujet comme le ferait une étude statistique rigoureuse aboutissant à une densité d'observations homogènes à travers tout un secteur. Il ne s'agit ici que d'un dégrossissage.

Remarquons toutefois que cette étude est indispensable, et que le travail long et minutieux de l'analyse structurale fine doit être précédé par l'emploi de méthodes de cartographie classique, plus rapides et plus synthétiques. L'idéal est, à mon sens, de ne faire d'études véritablement statistiques que dans certains secteurs clefs où les problèmes sont clairement posés.

En outre, je n'ai pas eu le loisir de faire de la structurologie et l'échelle de travail microscopique n'a été utilisée que pour des observations purement qualitatives; ainsi, des lames minces taillées dans des échantillons orientés provenant des synclinaux de Toukobra ont confirmé l'existence d'une foliation, due à l'orientation planaire des micas et des lentilles de quartz, oblique sur un litage d'origine stratigraphique (lits de minéraux lourds).

Enfin, avant de passer à l'étude structurale des monts Wa-Wa, je ferai une dernière remarque sur la question des densités d'observations : les principaux éléments de structures utilisés, c'est à dire les surfaces stratigraphiques d'une part, la

foliation d'autre part, sont beaucoup plus facilement observables simultanément quand leurs plans forment un dièdre proche du dièdre droit : dans le cas contraire, il est souvent difficile de déterminer la vraie nature de la surface que l'on mesure, les linéations d'intersections sont irrégulières ou mal visibles, etc... La foliation étant d'autre part, dans les séries étudiées, généralement parallèle aux plans axiaux de plis déversés vers l'Est, on comprendra que la densité d'observations valables est très variable d'un flanc à l'autre des structures : ainsi, dans le synclinal B¹ de Toukobra, presque toutes les bonnes observations ont été faites sur le flanc inverse et dans la fermeture, très peu ont été possibles dans le flanc normal, ce qui fausse systématiquement l'aspect des diagrammes.

II.2.3 - MONTS WA-WA

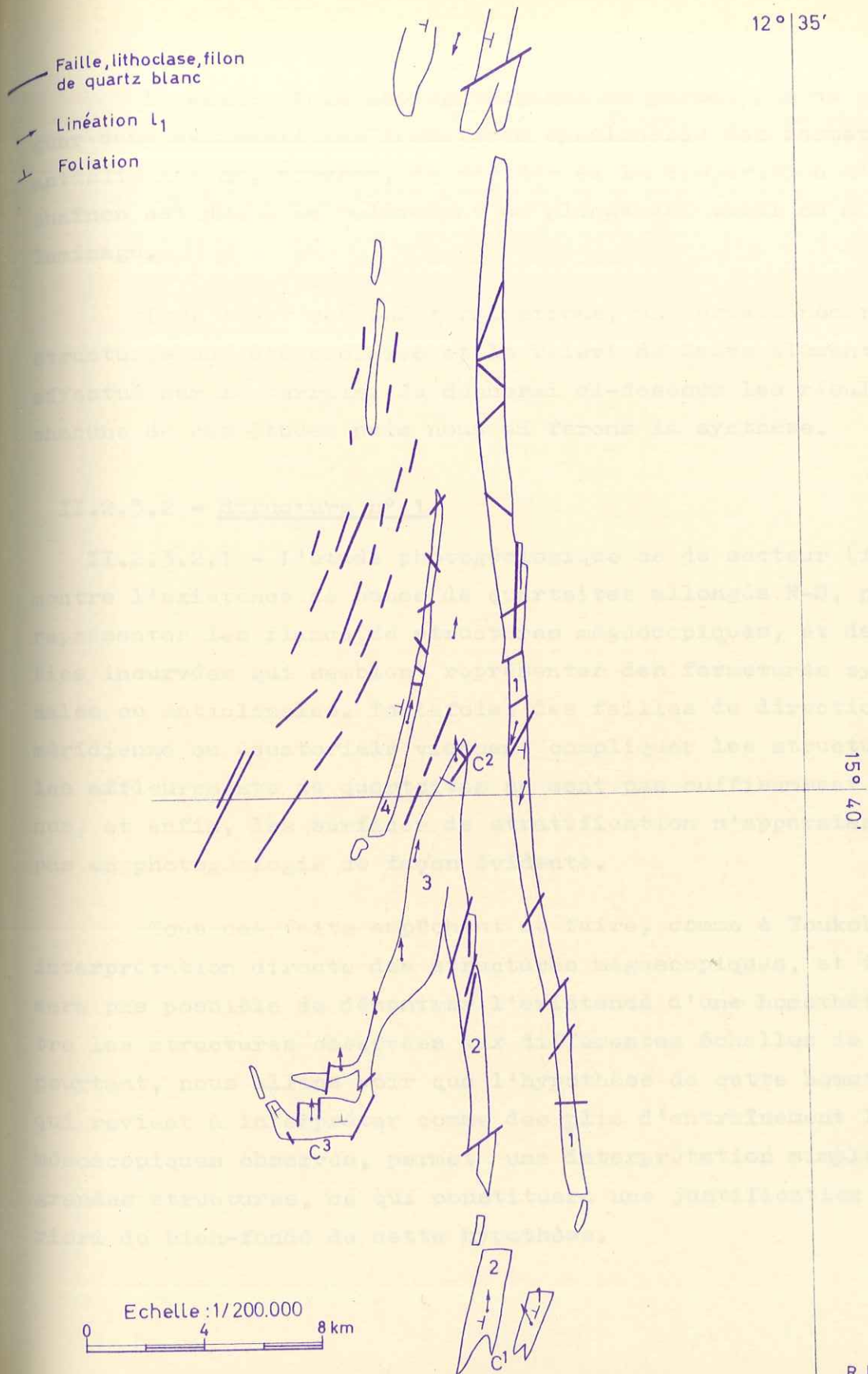
II.2.3.1 - Etude photogéologique

Nous avons vu, dans l'étude régionale, que la série métamorphique des monts Wa-Wa comprend des cipolins, des quartzites, et des "schistes" variés (séricitoschistes et prasinites, essentiellement). Seuls, parmi toutes ces roches, les quartzites affleurent bien et sont bien visibles sur les photos aériennes; les contours des bancs de quartzites reproduits sur les cartes au 1/200.000 ci-jointes (fig. 54 et 59) ont ainsi été dessinés en photogéologie avant d'être vérifiés sur le terrain.

Cette carte montre l'existence de grandes structures très allongées dans une direction méridienne, et terminées à leurs extrémités nord ou sud par des fermetures. Les flancs de ces structures affleurent de façon plus ou moins continue, et des laminaiges assez importants semblent également intervenir. Enfin de nombreux filons qui se sont révélés, sur le terrain, être formés de quartz, sont également allongés N-S.

QUARTZITES DES MONTS WA-WA STRUCTURE N°I

FIG.54



La seule étude photogéologique ne permet pas de distinguer dans ce massif les fermetures synclinales des fermetures anticlinales ni, souvent, de décider si la disparition d'un chaînon est due à un relèvement ou plongement axial ou à un laminage.

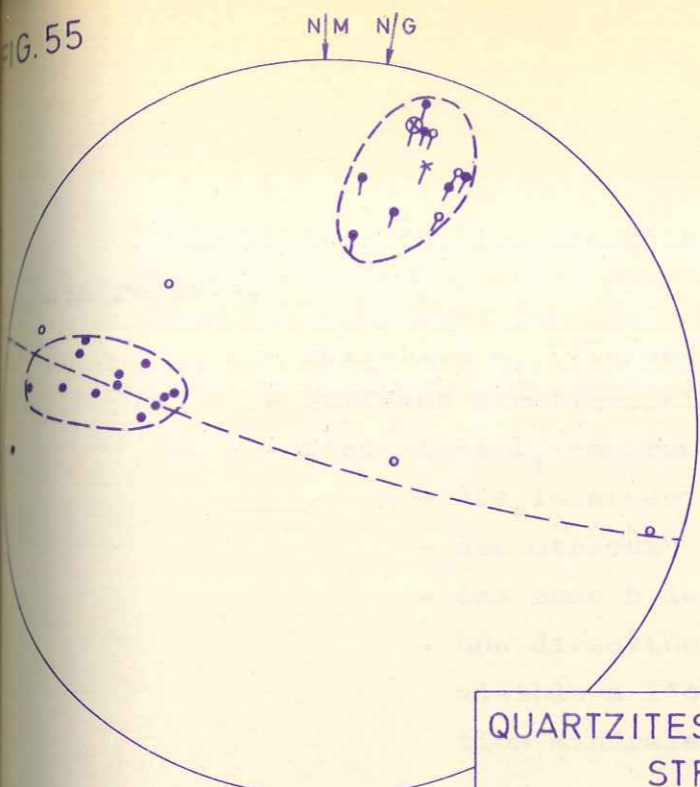
Pour lever ces indéterminations, un certain nombre de structures ont été choisies et le relevé de leurs éléments a été effectué sur le terrain. Je donnerai ci-dessous les résultats de chacune de ces études puis nous en ferons la synthèse.

II.2.3.2 - Structure n° 1

II.2.3.2.1 - L'étude photogéologique ce de secteur (fig. 54) montre l'existence de bancs de quartzites allongés N-S, pouvant représenter les flancs de structures mégascopiques, et des parties incurvées qui semblent représenter des fermetures synclinales ou anticlinales. Toutefois, des failles de directions méridienne ou équatoriale viennent compliquer les structures, les affleurements de quartzites ne sont pas suffisamment continus, et enfin, les surfaces de stratification n'apparaissent pas en photogéologie de façon évidente.

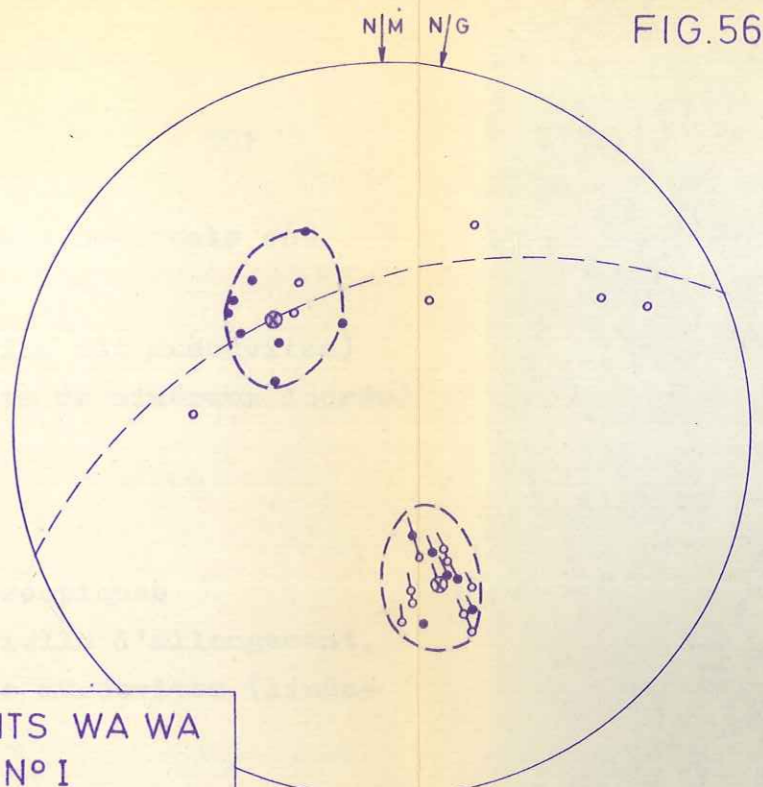
Tous ces faits empêchent de faire, comme à Toukobra, une interprétation directe des structures mégascopiques, et il ne sera pas possible de démontrer l'existence d'une homothétie entre les structures observées aux différentes échelles de travail; pourtant, nous allons voir que l'hypothèse de cette homothétie, qui revient à interpréter comme des plis d'entraînement les plis mésoscopiques observés, permet une interprétation simple des grandes structures, ce qui constituera une justification a posteriori du bien-fondé de cette hypothèse.

FIG. 55



Barre de quartzites 1

FIG. 56

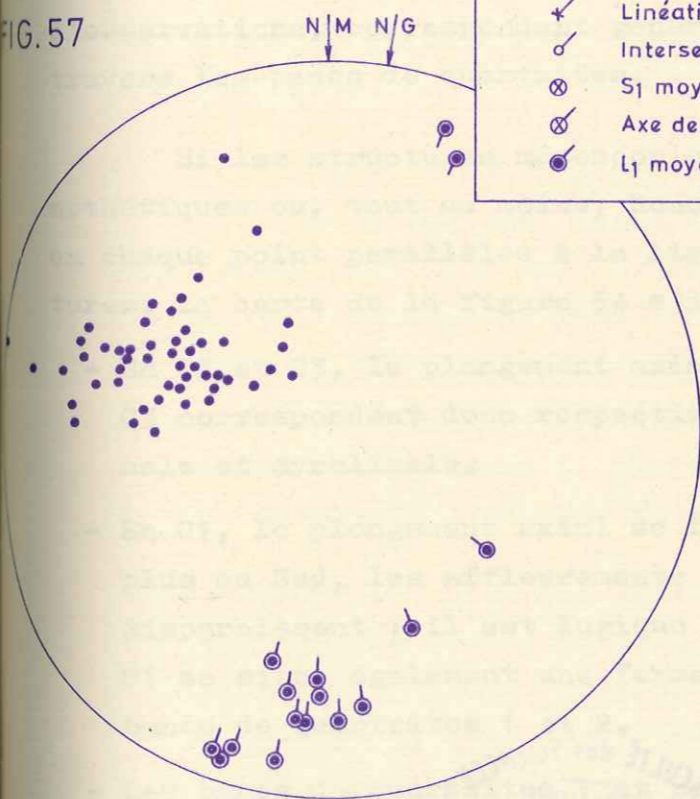


Fermeture synclinale C1

QUARTZITES DES MONTS WA WA
STRUCTURE N° I

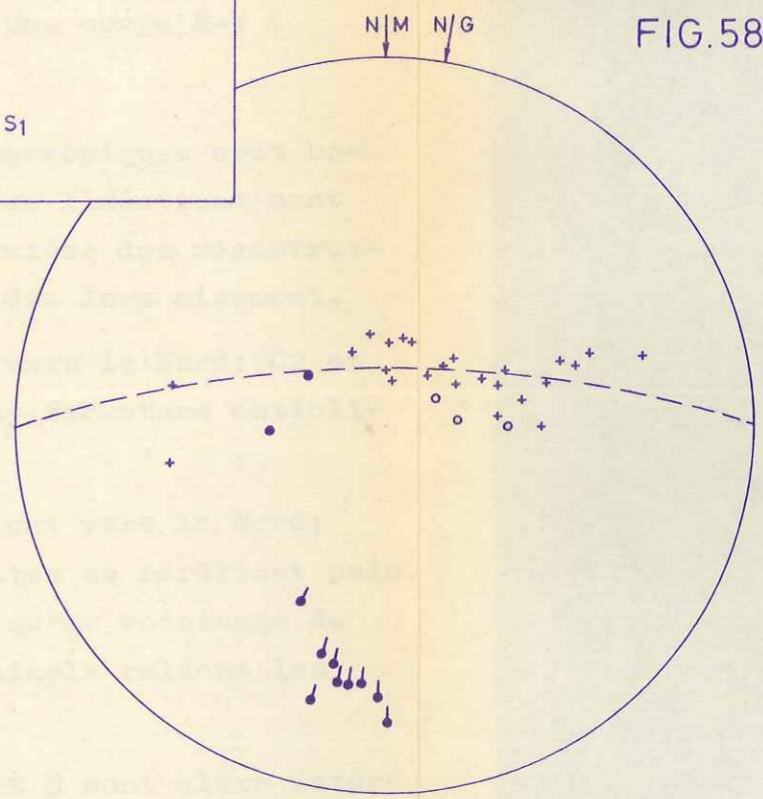
- S₁
- S
- ✓ Meneau, axe B de pli mésoscopique
- ✂ Linéation minérale
- ⊙ Intersection S/S₁
- ⊗ S₁ moyen
- ⊗ Axe de la ceinture S, S₁
- ⊙ l₁ moyen

FIG. 57



Structure n° I
Diagramme global

FIG. 58



Fermeture synclinale C3
+ Foliation S₀ ou ?

DIAGRAMMES DE WULF
Hémisphère supérieur

Sur le terrain, les éléments de structure habituels ont été relevés.

- Foliation S_1 (disposition planaire des muscovites)
- Surfaces stratigraphiques S (lits de minéraux lourds)
- Linéations L_1 comprenant :
 - des intersections S/S_1
 - des meneaux
 - des axes B de plis mésoscopiques
 - une direction préférentielle d'allongement, visible à l'oeil nu, des muscovites (linéation minérale).

Toutes les linéations définies ci-dessus sont apparues parallèles entre elles en chaque point d'observation; j'ai reporté sur la figure 54 les directions moyennes de chaque ensemble d'observations, correspondant généralement à une coupe E-W à travers les bancs de quartzites.

Si les structures mésoscopiques et mégascopiques sont homothétiques ou, tout au moins, homoaxiales, ces linéations sont en chaque point parallèles à la ligne de charnière des mégastructures; la carte de la figure 54 s'interprète dès lors aisément.

- En C2 et C3, le plongement axial se fait vers le Nord; C2 et C3 correspondent donc respectivement à une fermeture anticlinale et synclinale.
- En C1, le plongement axial se fait également vers le Nord; plus au Sud, les affleurements de quartzites se raréfient puis disparaissent : il est logique de penser qu'au voisinage de C1 se situe également une fermeture synclinale reliant les bancs de quartzites 1 et 2.
- Les bancs de quartzites 1 et partiellement 3 sont alors interprétés comme les flancs normaux de ces synclinaux, et les bancs 2 et 4 comme leur flanc inverse. Des failles longitudinales, visibles en photogéologie et apparentes sur le

terrain par leur remplissage de quartz blanc, sont responsables du laminage de la barre 4, à l'extrémité nord comme à l'extrémité sud de celle-ci. Sur le diagramme de la figure 57 j'ai reporté les moyennes de mesures de linéation correspondant à chaque itinéraire, c'est à dire à chaque coupe (généralement E-W) faite à travers une barre de quartzite, ainsi que l'ensemble des mesures de foliation. Ce diagramme n'indique pas grand chose, sinon que les grands plis ne peuvent être considérés comme cylindriques que sur de courtes distances.

Plus intéressants sont les diagrammes particuliers correspondant à chacun de ces itinéraires. J'en décrirai trois.

- a)- Le diagramme de la figure 55 correspond à une coupe (ou plutôt deux coupes, distantes de 500 m) faite dans la barre de quartzite 1, à peu près à la hauteur de la fermeture C2.

Ces quartzites ont une foliation bien marquée; des plis mésoscopiques, dessinés par des lits de minéraux lourds, ont leur plan axial parallèle à cette foliation, ce qui explique en particulier le parallélisme des linéations B et S/S₁. Une linéation minérale, rarement visible, est parallèle également aux linéations B et S/S₁. Enfin des passages de quartz blanc révèlent l'existence de failles apparemment parallèles à la foliation.

Le point moyen des pôles S₁ représente un plan 4°, pendage 58° W. Les pôles S₁ et S se groupent approximativement dans une ceinture dont l'axe dirigé 8° plongeant 10° S, a un point représentatif tombant dans le "nuage" des linéations L₁.

b)- Le diagramme de la figure 56 correspond à une coupe faite également dans la barre de quartzites 1, mais tout à fait au Sud, c'est à dire aux abords de la fermeture synclinale supposée.

Dans toute cette région, le débit principal des quartzites ne se fait plus suivant la foliation, mais suivant des meneaux dont la direction moyenne est ici 150° , plongement 30° N, ce qui donne des affleurements très curieux en forme de pierres levées (photo 1 et 2, Pl. XVI). Les surfaces de stratification, parfois visibles, dessinent des plis mésoscopiques dont le style varie depuis de larges ondulations jusqu'à des petits plis serrés, mais dont le plan axial est toujours parallèle à la foliation (quand celle-ci est visible) et l'axe parallèle à la direction des meneaux.

Sur le diagramme, les pôles des plans S et le point moyen des pôles S_1 sont à peu près situés sur un grand cercle, dont l'axe coïncide avec le point moyen des linéations l_1 .

Deux observations viennent dans cette coupe, à l'appui de l'interprétation générale proposée : l'existence d'un débit linéaire important des quartzites suivant une direction B, ce qui indique souvent le voisinage d'une charnière de plis, et le fort plongement des linéations qui serait l'indice d'une fermeture pérисynclinale due à un rapide relèvement axial.

Des observations faites dans ces deux coupes, il semble se déduire que la foliation est toujours parallèle aux plans axiaux des structures mésoscopiques, et par conséquent, dans l'hypothèse d'homothétie adoptée, aux plans axiaux des grandes structures. Le troisième diagramme décrit ci-dessous va nous montrer que les choses ne sont pas toujours aussi simples.

c)- Dans la fermeture C3, la disposition planaire des muscovites, c'est à dire la foliation, semble se faire suivant deux directions :

- celle des couches, visible en photogéologie comme sur le terrain,
- une direction sécante à la direction des couches, et qui pourrait être, comme ci-dessus, parallèle au plan axial de la structure mégascopique.

Ces deux foliations peuvent être simultanément visibles sur un même affleurement. Peu d'observations de surface de stratification incontestables ont pu être faites, et les meneaux ou microplis affectent soit une foliation, soit ce que j'appellerai des "surfaces de discontinuité", non identifiables par observation directe.

Deux explications peuvent être données de ce phénomène.

- La recristallisation métamorphique est guidée à la fois par le feuilletage de plan axial et par les surfaces stratigraphiques : foliation dans un cas (au sens de F.J. TURNER et L.E. WEISS), recristallisation mimétique dans l'autre. Des cas semblables ont été décrits par G. GUITARD (1960) et J. GROLIER et P. VIALON (1965).
- Nous observons ici deux foliations S_0 et S_1 correspondant à deux phases de plissement, la première étant généralement parallèle aux surfaces stratigraphiques et correspondant à un plissement qui n'aurait pas engendré de grandes structures.

Dans le cadre régional, cette deuxième explication semble assez probable.

Quoiqu'il en soit, le plongement nord des linéations L_1 (meneaux) aussi bien que l'examen du diagramme des foliations indiquent bien une fermeture synclinale due, ici, à un relèvement axial assez progressif.

II.2.3.2.2.- Conclusion

La structure n° 1 est ainsi interprétée comme un ensemble de deux synclinaux et d'un anticlinal déversés vers l'Est. Les axes de ces plis sont en moyenne N.NE à faible plongement N, sauf dans les fermetures où peuvent apparaître des plongements plus importants.

La moyenne des plans de foliation S_1 indique un plan dirigé 10° , pendage 50° W; par analogie avec les plis mésoscopiques observés, nous considérerons que ce plan est également grossièrement parallèle aux plans axiaux des plis mégascopiques, ce qui permet de dessiner les coupes que nous avons vues dans la 1ère partie (paragraphe I.2.1.2.2).

De plus, deux systèmes de failles ou lithoclases accidentent cette structure.

- De nombreuses failles à remplissage de quartz blanc généralement parallèles au plan moyen de foliation. Suivant une suggestion de J. MARCELIN, je les interprète comme une exagération du clivage de plan axial; on aurait ici un exemple du changement de style dû au changement d'échelle de grandeur des phénomènes observés : le plan axial des plis se matérialise, à l'échelle mésoscopique, par un clivage de flux et, à l'échelle mégascopique, par un clivage de fracture.

- Des lithoclasses verticales dont les directions semblent admettre les mêmes éléments de symétrie que la structure et que nous interprétons, ici encore, comme des joints transversaux.

Enfin, notons, à l'appui de l'interprétation proposée, des observations de plis mésoscopiques faites dans les cipolins affleurant au coeur des synclinaux : ces plis très serrés déversés vers l'Est ont un plan axial et un axe à peu près parallèles à l'axe et au plan axial moyen des quartzites (photo 5, Pl. XVI).

II.2.3.3 - Structure n° II

II.2.3.3.1 - Sur la carte de la figure 59, qui peut être dessinée par simple étude photogéologique, nous voyons :

- des barres de quartzites, numérotées de 1 à 4, allongées N-S. La barre 1 et, de façon moins certaine, la barre 3 apparaissent comme les prolongements des barres 1 et 4 de la structure n° I étudiée précédemment;
- des fermetures synclinales ou anticlinales C^4 , C^5 et C^6 .

Nous étudierons successivement les fermetures C^4 et C^5 , puis la fermeture C^6 .

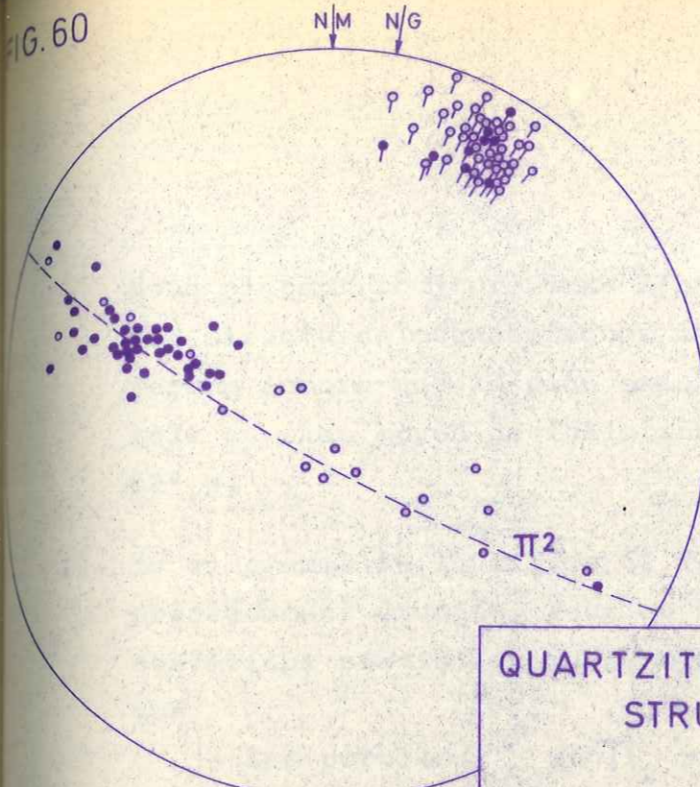
II.2.3.3.2 - Fermetures C^4 et C^5

- a)- Les éléments de structure habituels ont été relevés, et le report sur la carte 59 des moyennes de linéations II, interprétées comme linéations B, permet de résoudre sans ambiguïté le problème posé: C^4 et C^5 sont des fermetures anticlinales: la barre de quartzites 2 constitue la charnière de cet anticlinal qui s'ennoie au Nord et au Sud; les barres de quartzites 1 et 3 constituent respectivement les flancs normaux et inverses de deux synclinaux flanquant à l'Est et à l'Ouest l'anticlinal ainsi défini. A l'appui de cette interprétation

vient le fait que, au Nord de la structure étudiée, les barres 1 et 3 se rejoignent, suivant une fermeture visible en photogéologie, et le fait qu'elle est parfaitement compatible avec les résultats déjà obtenus dans l'étude de la structure N° I.

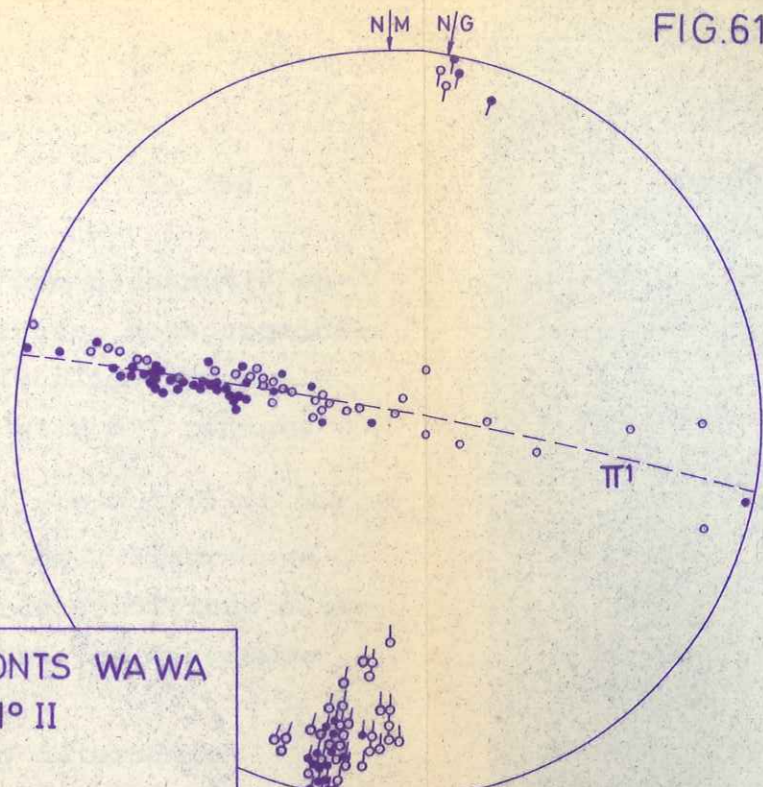
- b)- Les diagrammes des figures 60 et 61 regroupent, par projection sur canevas de WULF, les mesures faites au voisinage des fermetures C^4 et C^5 . Ils montrent que :
- les axes plongent assez faiblement, vers le Nord dans un cas, vers le Sud dans l'autre. C^4 et C^5 correspondent à des ennoiements d'axes très progressifs et non, comme dans la structure n° I, à des fermetures périclinales relativement brutales : les plis mégascopiques sont ici presque cylindriques;
 - comme cette observation pouvait le laisser prévoir, les pôles S et S_1 se groupent assez bien, dans chacun de ces diagrammes, sur un grand cercle (π_1 ou π_2) dont le plan est à peu près perpendiculaire à la direction moyenne des linéations;
 - dans le diagramme de la figure 60, les pôles des flancs de foliations S_1 se groupent, comme d'ordinaire, autour d'un point;
 - dans le diagramme de la figure 61, ces plans forment un éventail faiblement ouvert.
- c)- De nombreux plis mésoscopiques ont été observés, particulièrement aux abords de la fermeture C^5 , dans la coupe du défilé de Foun Gleïta. Le style en est plus ou moins isoclinal et la foliation est régulièrement parallèle au plan axial des plis : nous les décrirons plus en détail, avec l'ensemble des structures mésoscopiques observées, à la fin de l'étude des monts Wa-Wa.

FIG. 60



Fermeture C4

FIG. 61

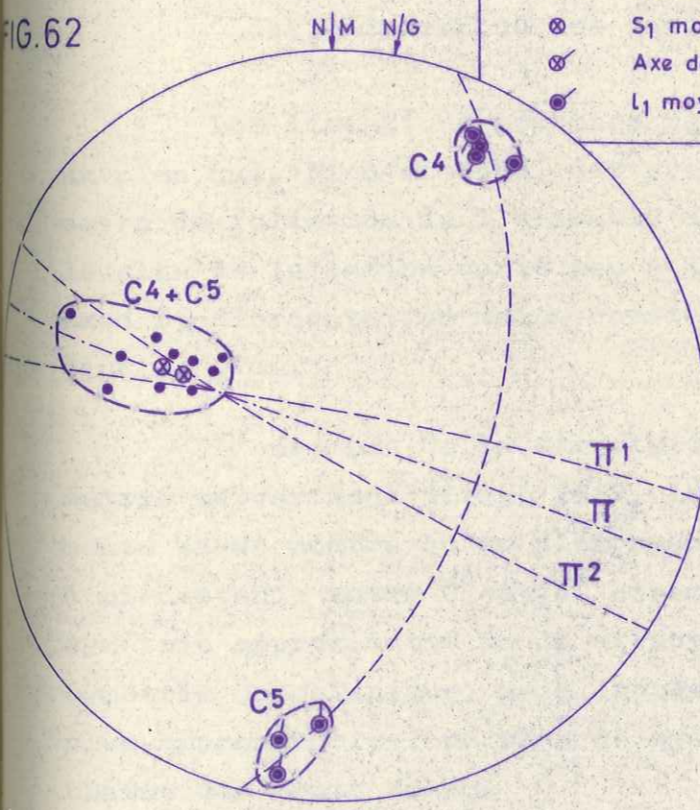


Fermeture C5

QUARTZITES DES MONTS WAWA
STRUCTURE N° II

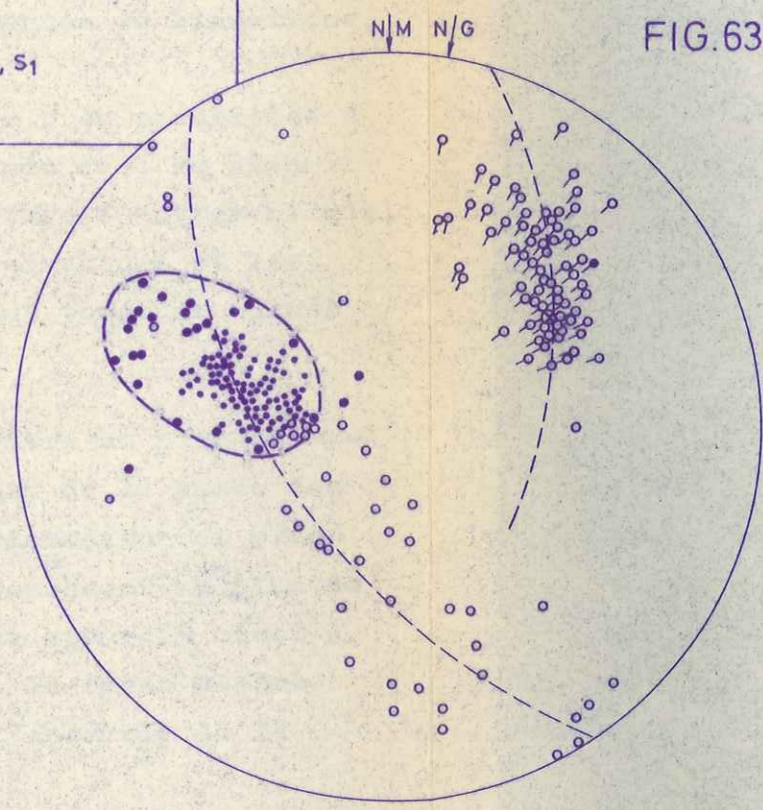
- S₁
- S
- ↙ Meneau, axe B de pli mésoscopique
- ↘ Intersection S/S₁
- ⊗ S₁ moyen
- ⊙ Axe de la ceinture S, S₁
- L₁ moyen

FIG. 62



Fermetures C4 et C5
Diagramme global

FIG. 63



Fermeture C6

DIAGRAMMES DE WULF

Nous plaçant toujours dans l'hypothèse d'une homothétie entre structures mégascopiques et mésoscopiques, nous considérerons encore que le plan axial des grands plis est parallèle au plan moyen de foliation, soit un plan 8° , pendage 52° W.

d)- Le diagramme de la figure 62 regroupe les deux diagrammes précédemment étudiés. Pour se rapprocher de conditions d'observations statistiques, je n'ai reporté sur ce diagramme que

- les cercles π_1 et π_2 précédemment déterminés
- la moyenne des observations faites lors de chaque itinéraire E-W traversant une barre de quartzites : les points du diagramme représentent ainsi des plans moyens de foliation ou des directions moyennes de linéations.

Les linéations moyennes restent à peu près parallèles à un plan qui, bien entendu, est presque confondu avec le plan moyen de foliation de l'ensemble de la structure : autrement dit, le plan de foliation varie peu à travers la structure et les axes B, d'orientation moins constante, restent toujours situés dans ce plan.

L'ensemble de la structure peut admettre un plan de symétrie subvertical dirigé 100° . Le seul examen de la carte des monts Wa-Wa montre qu'un plan ayant cette orientation et placé à mi-distance entre C^4 et C^5 constitue non seulement un plan de symétrie approximatif de la structure II, qui apparaît ainsi à symétrie monoclinique, mais encore, bien que de façon encore plus approximative, un plan de symétrie de l'ensemble de la chaîne des monts Wa-Wa.

II.2.3.3.3 - Fermeture C⁶

Dans l'ensemble de cette structure, de très nombreux me-
neaux et plis mésostructuraux affectant des surfaces stratigraphi-
ques ont été observés; ces plis peuvent être, comme à Foun
Gleïta, de style isoclinal, ou bien constituer de larges cylindres
à concavité généralement tournée vers le haut. La foliation est
apparue constamment parallèle au plan axial de ces plis. Enfin
certains plis, que nous décrirons plus en détail à la fin de
l'étude des monts Wa-Wa, ne sont manifestement pas cylindri-
ques.

Le diagramme de la figure 63 constitue le report sur
canevas de WULF des orientations des éléments de structures clas-
siques. On peut en déduire les observations suivantes.

- Bien qu'une ceinture dans laquelle se groupent la majeure par-
tie des pôles des plans de foliation S_1 et de stratification S ,
puisse encore être tracée, le style n'est que très approxima-
tivement cylindrique.
- Les pôles des 115 plans S_1 mesurés sont, par contre, assez bien
groupés autour d'un point moyen, pôle d'un plan 6° pendage
46° W : ce plan moyen de foliation est peu différent de celui
que nous avons déterminé dans l'étude des fermetures C^4 et C^5 .
- Enfin les linéations l_1 , qui sont ici essentiellement des me-
neaux et des axes de plis mésostructuraux, restent approxima-
tivement parallèles à ce plan de foliation moyen : leurs points
représentatifs se groupent, sur le diagramme (fig. 63) près
du grand cercle le représentant.

La fermeture C^6 est donc encore interprétée comme une terminaison pérисynclinale, provoquée par un relèvement axial assez brutal; le plan axial de la mégastructure (que nous supposons parallèle au plan moyen de foliation) varie par ailleurs peu à travers cette fermeture.

Malgré le plongement assez fort (30° SW) de l'axe B, moyenne des linéations L_1 , cette fermeture C^6 apparaît assez allongée sur la carte : il nous faut donc supposer un épaississement notable des couches dans la charnière du pli mégascopique.

Ces boursoufflements ou nourrissages de charnières sont très fréquemment visibles dans les plis mésoscopiques, qui pourraient donc, une fois de plus, constituer un modèle des grands plis.

II.2.3.3.4 - Conclusion

Nous voyons, dans la structure n° II comme dans la structure n° I, la coexistence de deux styles un peu différents nés apparemment de la même phase de plissement.

- a)- Un style approximativement cylindrique, à symétrie monoclinique et axe en moyenne horizontal, dont les faibles ondulations provoquent l'apparition, sur la carte, de fermetures anticlinales ou synclinales. Dans ce cadre, la barre de quartzites 3 apparaît comme un repli anticlinal accidentant la charnière d'un synclinal très allongé, déversé vers l'Est, dont les barres 1 et 4 constituent respectivement les flancs normal et inverse.
- b)- Un style non cylindrique provoquant des relèvements axiaux rapides et l'apparition de fermetures pérисynclinales (fermeture C^6).

- Le plan moyen de foliation S_1 reste, dans les deux cas, assez constant en direction et plongement et peut toujours être interprété, conformément à l'observation des plis mésoscopiques et dans l'hypothèse d'homothétie, comme une matérialisation du plan axial des structures mégascopiques. Aucune observation de plans S_0 ou de linéations l_0 n'a été faite.

L'étude suivante va nous montrer le passage, dans une même structure synclinale, d'un style cylindrique à un style non cylindrique.

II.2.3.4 - Structure n° III

II.2.3.4.1 - Introduction

Dans cette étude, au lieu de nous borner à reconnaître les mégastructures synclinales et anticlinales, nous allons étudier systématiquement, du Sud au Nord, une mégastructure synclinale affectant des quartzites.

Cette mégastructure se présente, en photogéologie, comme une barre de quartzites méridienne, longue de 28 km, s'épaississant puis s'arrêtant brusquement à son extrémité N, s'effilant au contraire progressivement à son extrémité S (fig. 59).

Des coupes E-W espacées de 1 km ont été faites le long de cette barre; l'essentiel de la fermeture N a été systématiquement parcouru. De nombreux plis mésoscopiques et meneaux ont été observés, mais, en dehors de ces plis, peu d'observations de surface stratigraphiques ont pu être faites; comme d'habitude, l'orientation des plans de foliation a été systématiquement relevée. Les mesures faites ont été regroupées sur 9 diagrammes, correspondant aux points 1 à 9 de la figure 59. Sur chacun de ces diagrammes a été déterminé le grand cercle dont le plan est perpendiculaire à la linéation moyenne et qui contient le pôle du plan moyen de foliation, ainsi que, éventuellement, les pôles des plans de stratification (ceci de façon plus approximative). Sur le diagramme global de la figure 64, j'ai reporté ces cercles, ainsi que toutes les mesures faites dans la structure.

QUARTZITES DES MONTS WAWA
 STRUCTURE N° III
 DIAGRAMME DE WULF

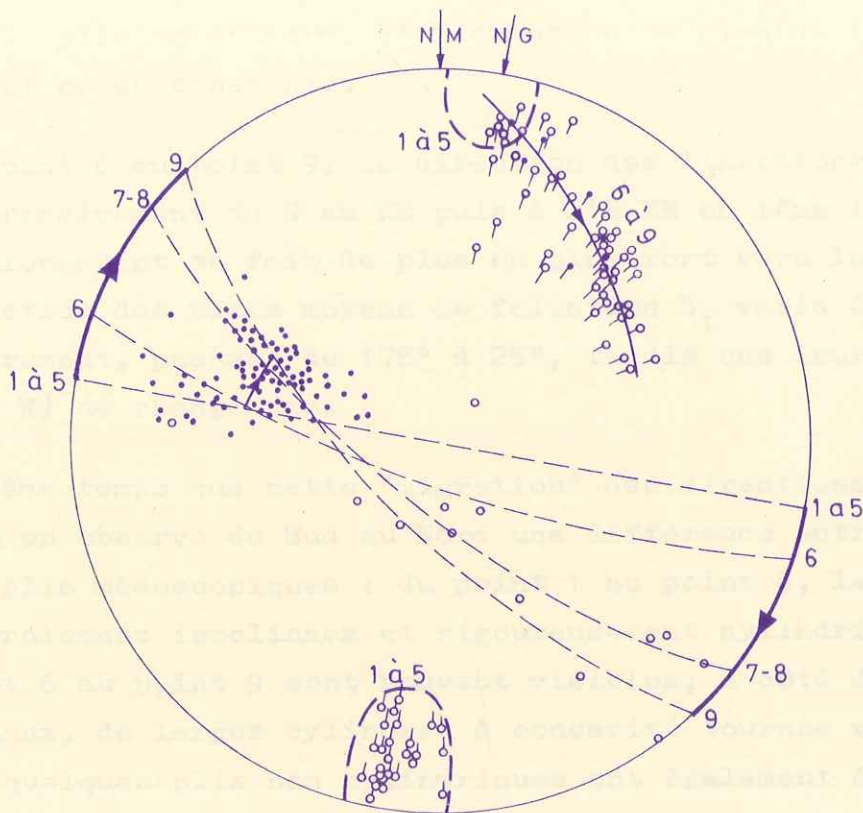


Diagramme global

- S₁
- S
- ✓ Meneau, axe B de pli mesoscopique
- ∩ Intersection S / S₁

sciences de la terre
 BIUS
 JUSSEU
 CADIST

II.2.3.4.2 - Résultats

- a)- Du point 1 au point 5, la structure est approximativement cylindrique, les linéations L_1 apparaissant assez groupées sur le diagramme. Au point 3, à proximité d'une faille, se manifeste une légère ondulation d'axe, tandis que dans tous les autres points, l'axe garde une direction moyenne 178° et un faible plongement nord. L'orientation du plan de foliation S_1 est assez constante.
- b)- Du point 6 au point 9, la direction des linéations L_1 passe progressivement du N au NE puis à l'E.NE en même temps que le plongement se fait de plus en plus fort vers le SW. La direction des plans moyens de foliation S_1 varie également légèrement, passant de 178° à 25° , tandis que leur pendage (55° W) ne change pas.
- c)- En même temps que cette "migration" des directions de linéation on observe du Sud au Nord une différence entre le style des plis mésoscopiques : du point 1 au point 6, les plis sont généralement isoclinaux et rigoureusement cylindriques. Du point 6 au point 9 sont souvent visibles, à côté de ces plis isoclinaux, de larges cylindres à concavité tournée vers le SW; quelques plis non cylindriques ont également été observés. Dans les deux cas la foliation est toujours apparue parallèle au plan axial des plis.

II.2.3.4.3 - Conclusion

La mégastucture n° III apparaît comme un pli cylindrique dans sa majeure partie, malgré de légères ondulations de sa charnière. Sa terminaison S, très progressive, est seulement due à un léger plongement nord de l'axe moyen. La terminaison N par contre correspond à une fermeture périaxiale assez brutale, due à un rapide relèvement axial. Le plan de la structure, que nous

supposons toujours parallèle au plan moyen de foliation S_1 , garde une orientation assez constante du Sud au Nord. Conformément à ces observations, nous interprétons cette structure comme un synclinal déversé vers l'Est.

L'exemple de cette structure nous montre que l'orientation des linéations l_1 (meneaux, axes B de plis mésoscopiques, intersections S/S_1) apparues lors d'une même phase tectonique peut varier rapidement, bien que de façon continue. L'explication en est simple : le plan axial des structures variant peu en direction et plongement et les linéations l_1 restant parallèles à ce plan, tout relèvement (ou plongement) axial se traduit automatiquement par un changement de direction de ces linéations.

Il serait évidemment intéressant de connaître la cause de ces relèvements axiaux; on peut penser qu'ils sont dus à des ondulations de la surface de stratification antérieures au plissement dénommé "phase II de plissement" dans le paragraphe II.1.6.1.

II.2.3.5 - Synthèse structurale des monts Wa-Wa

II.2.3.5.1 - Etude des structures mésoscopiques

A) - PLIS

Les plis mésoscopiques rencontrés dans les monts Wa-Wa peuvent être classés suivant leur style, la nature des surfaces qu'ils affectent, ou le fait que la direction de leur plan axial est matérialisée ou non.

Je les classerai tout d'abord suivant la nature des surfaces qu'ils affectent.

a)- Plis affectant des surfaces stratigraphiques incontestables

Ces surfaces séparent des lits de composition différente, c'est à dire essentiellement des lits plus ou moins riches en minéraux lourds.

Des échantillons représentatifs des principaux plis rencontrés ont été photographiés, et appartiennent aux types suivants.

1/- Plis cylindriques à symétrie orthorhombique, très aplatis, dans lesquels n'apparaissent ni clivage ni foliation de plan axial. Les différents lits sont constitués par des quartzites presque purs et des lits riches en minéraux lourds. Les phyllites sont presque absentes.

La forme du pli photographié correspond à un pli semblable presque parfait, l'épaisseur du lit, mesurée parallèlement au plan axial, étant toutefois un peu plus faible dans la charnière que sur les flancs (photo 6, Pl. XVIII).

2/- Plis cylindriques réguliers à symétrie monoclinique (les plis ont un regard). Le litage stratigraphique est toujours repérable par la plus ou moins grande richesse en minéraux lourds. Parallèlement au plan axial apparaît un feuilletage à espacement millimétrique dont les surfaces sont tapissées de muscovites visibles à l'oeil nu (foliation de plan axial, clivage de flux). Les études microscopiques montrent que le quartz a également recristallisé en lentilles dont l'orientation planaire est parallèle à ce plan axial (photo 3 à 5, Pl. XVIII).

La forme du pli photographié correspond encore à un pli semblable, moins parfait toutefois que dans l'échantillon précédent.

3/- Plis cylindriques irréguliers à symétrie monoclinique. Le litage stratigraphique est identique à celui des échantillons précédents. Un clivage frustre est parallèle au plan axial. Les muscovites, peu abondantes, apparaissent orientées soit suivant ce clivage soit, quand l'angle de ces deux plans est faible, suivant les surfaces stratigraphiques; la direction de plan axial apparaît ici matérialisée par un clivage de fracture évoluant en clivage de flux (photo 8, Pl. XVIII).

Au-dessous du lit Σ , la forme des plis est approximativement semblable; au-dessus, des variations sensibles de l'épaisseur, comptée parallèlement au plan axial, interviennent.

4/- Plis d'entraînement caractéristiques, repérés par des lits de minéraux lourds. La foliation (muscovites) est encore parallèle au plan axial de ces plis (photo 2, Pl. XVII).

5/- Enfin certains plis rencontrés n'étaient que statistiquement cylindriques, c'est à dire que leur ligne de charnière avait une forme grossièrement hélicoïdale. Ce phénomène peut s'expliquer par de légères variations des directions tectoniques survenant lors du plissement.

b)- Plis affectant des surfaces de discontinuité

J'appelle ici "surfaces de discontinuité" des surfaces plissées jouant apparemment le même rôle que les surfaces stratigraphiques précédentes, mais qui n'ont pu être identifiées avec sûreté comme telles. Théoriquement, elles pourraient aussi bien constituer un ancien feuilletage S_0 en moyenne parallèle à la stratification.

Les photos 1 à 4, Pl. XXI, montrent des exemples de ces plis : les mêmes types que ci-dessus sont reconnaissables, un feuilletage parallèle au plan axial, correspondant à un clivage de fracture ou à un clivage de flux suivant la plus ou moins grande richesse en phyllites orientées, est presque toujours visible.

Les photos 1 et 2, Pl. XVIII montrent par contre un pli non cylindrique; l'échantillon a été prélevé dans la fermeture C⁶.

Enfin, la photo 4, Pl. XXI montre, sur le même affleurement, des plis affectant soit des lits de minéraux lourds, soit des surfaces de discontinuité non identifiables. Ces plis sont homoaxiaux et ont même plan axial. Pourtant il est visible que les "surfaces de discontinuité" considérées ne coïncident pas toujours avec d'anciennes surfaces stratigraphiques.

B) - MENEaux

Comme pour les plis, et pour la même raison, plusieurs cas peuvent se présenter :

- la surface extérieure, cylindrique, du meneau n'est pas directement interprétable (photo 1, Pl. XIX). Ce cas est le plus fréquent;

- la surface extérieure du meneau correspond visiblement à une surface stratigraphique. Le meneau constitue alors un large pli cylindrique. Ce cas est fréquent dans les fermetures périssynclinales, la concavité des plis étant alors régulièrement tournée vers l'intérieur du synclinal;

- enfin, les modalités de la recristallisation font apparaître dans ces structures, soit une fibrosité correspondant à une orientation linéaire des minéraux de métamorphisme, soit une foliation correspondant classiquement à une orientation planaire de ces derniers.

c) - LENTILLES DE QUARTZ

Je n'ai pas reporté sur les diagrammes décrits ci-dessus les mesures d'éléments de structure faits sur des lentilles de quartz blanc plissées : en effet, il serait nécessaire, pour les interpréter, de savoir si ces lentilles étaient, avant le plissement, parallèles aux surfaces stratigraphiques; l'expérience montre pourtant, par le parallélisme avec les linéations L_1 , des linéations ainsi déterminées, que ce cas est le plus fréquent.

La photo 1, Planche XXI, montre l'exemple de lentilles de quartz parallèles à la stratification, de lentilles légèrement discordantes, et de filonnets de quartz soulignant des plans de micro-failles.

II.2.3.5.2 - Vue d'ensemble des structures mégascopiques

L'étude particulière d'un certain nombre de structures nous a montré que l'hypothèse d'une homothétie entre structures mégascopiques et mésoscopiques permettait d'expliquer de façon simple l'ensemble des données de la photogéologie et de la cartographie de terrain. Nous considérerons cette hypothèse comme très probable.

Les barres de quartzites des monts Wa-Wa apparaissent alors formées, comme nous l'avons dit au début de l'étude régionale de ce massif, par un niveau unique de quartzites plissé en une succession de synclinaux et d'anticlinaux. Ces structures sont très allongées, leurs axes, en moyenne Nord, restent sur de longues distances proches de l'horizontale; elles se terminent, soit du fait des faibles plongements ou relèvements axiaux, donc par un phénomène de simple érosion, soit du fait des terminaisons périclinales rapides. Leur plan axial moyen est dirigé Nord et a

un plongement de 50° à 60° W. Les plans axiaux des différentes structures s'écartent peu de cette orientation moyenne, sauf dans quelques terminaisons périclinales. Enfin, toujours par analogie avec les structures mésoscopiques, le style du plissement se rapproche probablement plus des plis semblables que des plis parallèles.

Nous avons vu, lors de l'étude régionale, que cette interprétation permettait d'établir une succession stratigraphique dans les monts Wa-Wa : micaschistes et cipolins, qui affleurent au coeur des synclinaux, sont donc au-dessus des quartzites, tandis que micaschistes et prasinites, au coeur des anticlinaux, se trouvent au mur des mêmes quartzites. Leurs mauvaises conditions d'affleurement n'ont pas permis une étude structurale détaillée de ces roches; toutefois, les observations faites lors de divers itinéraires montrent les faits suivants.

a)- La foliation des schistes métamorphiques sus-jacents et sous-jacents aux quartzites est parallèle à la foliation moyenne de ceux-ci; généralement fine et régulière, c'est une foliation classique de roche cristallophyllienne, et nous avons vérifié, lors de l'étude régionale, qu'elle était due à l'orientation planaire de minéraux de métamorphisme formés dans les conditions du faciès schiste vert.

Dans un affleurement, j'ai observé un fin gaufrage de cette foliation, dessinant une linéation N.NE, ce qui semble contredire l'interprétation adoptée d'une "foliation de plan axial" synchrone de la tectonique : mais on peut y voir simplement l'effet d'une poursuite des efforts tectoniques dépassant légèrement la durée de la recristallisation métamorphique.

b)- Des plis mésoscopiques affectant les cipolins ont le même style que ceux des quartzites et leur sont homo-axiaux.

c)- Il est très probable que si une étude plus poussée permettait de découvrir des plis mésoscopiques ou microscopiques dans les schistes, ceux-ci n'auraient pas la même forme que les plis de quartzites. Il semble toutefois que si les quartzites, roches généralement incompétentes, se plissent en plis semblables à tendance isoclinale, il doive a fortiori en être de même des schistes dans lesquels le style isoclinal sera seulement plus accusé. Les conclusions que nous avons déduites de l'étude des structures mégascopiques des niveaux de quartzites peuvent donc, dans cette optique, être étendues à l'ensemble de la série métamorphique.

II.2.3.5.3 - Conclusions

Dans le cadre de l'ensemble d'hypothèses dont nous avons démontré plus haut la probabilité, l'étude structurale de la Série de M'Bout dans les monts Wa-Wa a pu être faite avec autant de précision que s'il s'agissait d'une série sédimentaire. On peut maintenant se poser la question suivante : la tectonique d'axe moyen N.NE (phase de plissement II) a-t-elle affecté une série "vierge", ou est-il possible d'envisager qu'une tectonique et un métamorphisme antérieurs (phase de plissement I) aient pu les précéder ? Cette question, qui semble purement théorique dans le cadre de l'étude des monts Wa-Wa, ne l'est plus si l'on replace celle-ci dans son cadre régional.

Les éléments de structure planaires S et S_1 reportés sur les diagrammes de l'étude ci-dessus sont sans ambiguïté : surface stratigraphique incontestable ou foliation de plan axial du plissement II.

Les éléments de structure linéaires par contre ont été mesurés soit sur des surfaces stratigraphiques incontestables, soit sur des surfaces de discontinuité plissées mais non identifiables (cas de la majorité des meneaux, en particulier). Seul le parallélisme général de toutes ces linéations entre elles nous a amené à les regrouper sous le même sigle L_1 .

Théoriquement il n'est donc pas impossible que le plissement ait agi sur une série possédant déjà un feuilletage S_0 parallèle au plan moyen de stratification : par exemple un feuilletage S_0 parallèle aux plans axiaux de plis isoclinaux précoces affectant des surfaces stratigraphiques S , dont certaines resteront reconnaissables au cours des deux plissements successifs. Les différentes linéations L_1 seraient ainsi parallèles bien que mesurées tantôt sur des surfaces S , tantôt sur des surfaces S_0 .

Il est par contre indispensable, dans cette hypothèse, de supposer que la phase de plissement précoce I n'ait pas suscité de grandes structures d'axe différent de la phase II, ou tout au plus ait suscité de larges ondulations.

Le lecteur voudra bien m'excuser du caractère apparemment gratuit de cette hypothèse. Les corrélations avec les autres secteurs de la Série de M'Bout d'une part, avec les séries voisines d'autre part, nous montreront qu'elle est nécessaire.

II.2.4 - MASSIFS DE BORDURE EST

II.2.4.1 - Introduction

L'étude photogéologique met en évidence de grandes ressemblances entre les massifs de bordure et les monts Wa-Wa : un niveau de quartzites révèle de grandes structures d'allongement en moyenne méridien et déversées vers l'Est; dans certains cas (structures de Toukobra, de Livol, d'Arsane) il est évident que ces structures sont synclinales. Les zones de schistes qui les séparent se trouvent donc, comme les micaschistes et prasinites des monts Wa-Wa, en position globalement anticlinale.

Une différence importante apparaît toutefois : les axes de ces structures, au lieu de garder une direction constante, serpentent parallèlement à la ligne de contact entre la Série de M'Bout et le massif principal de granites du Guidimaka. Le plissement n'est plus cylindrique, ce qui en compliquera notablement l'étude.

L'étude de terrain montre encore d'autres différences entre ces massifs de bordure et les monts Wa-Wa : les linéations et plis mésoscopiques synchrones du plissement d'axe méridien sont beaucoup plus rarement observables (les structures de Toukobra constituant dans ce domaine, une heureuse exception). En revanche un ensemble de linéations, apparentes surtout dans les schistes, telles que allongements de galets de conglomérat, linéations minérales, intersections stratifications/foliations, axes de plis mésoscopiques, etc..., sont visibles, mais ne peuvent manifestement pas appartenir à la même phase de plissement. Certaines observations, et surtout la comparaison avec des régions voisines récemment étudiées de l'arc Bakel-Akjoujt, nous amèneront à les rattacher à une phase de plissement antérieur. Cette interprétation pose un problème théorique important : chacune de ces 2 phases tectoniques semble avoir provoqué l'apparition d'un clivage de flux; hormis les cas, assez rares, où des transpositions de surfaces sont visibles, et en l'absence de plis mésoscopiques, il est donc difficile d'interpréter une mesure isolée de foliation. Dans la majeure partie des cas, l'indétermination ne pourra être levée.

Suivant la nomenclature définie dans le paragraphe 161, le plissement d'axe en moyenne méridien sera appelé phase tectonique II (S_1, l_1) et l'hypothétique plissement précoce, phase tectonique I (S_0, l_0).

Nous garderons, dans ce chapitre, les mêmes divisions régionales que dans le chapitre correspondant de l'étude stratigraphique (1ère partie).

II.2.4.2 - Massif d'Artemou

II.2.4.2.1 - Structures mégascopiques

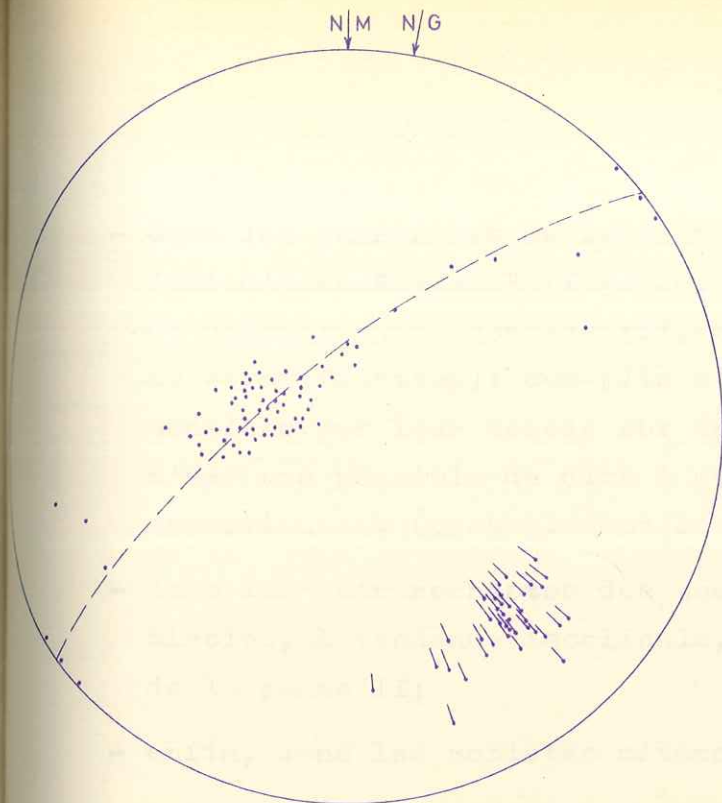
L'étude photogéologique de ce secteur et la comparaison avec les structures des monts Wa-Wa et de Toukobra, permettent d'interpréter sans ambiguïté la structure générale de ce massif : la montagne d'Artemou d'une part, les monts d'Arsane d'autre part, correspondent à deux axes synclinaux de la phase II; la zone schisteuse qui les sépare est globalement en position anticlinale; nous avons vu, dans l'étude stratigraphique régionale que, moyennant certaines hypothèses stratigraphiques, on pouvait encore mettre en évidence dans ces schistes une série de replis.

Le flanc inverse du synclinal de quartzites d'Artemou et les flancs normaux des synclinaux d'Arsane sont partiellement laminés sous l'effet de failles à remplissage de quartz blanc, parallèles à la foliation générale des quartzites et des schistes. Dans le premier cas il semble que ces failles soient apparues, ou tout au moins aient rejoué, postérieurement au plissement II : elles sont accompagnées par un ensemble d'accidents mésoscopiques, de style cassant, affectant la foliation des schistes (rides et cannelures tardives). Le second cas peut être interprété, par analogie avec les structures de Djajibine, comme un laminage synchrone du plissement.

II.2.4.2 .2 - Structures mésoscopiques

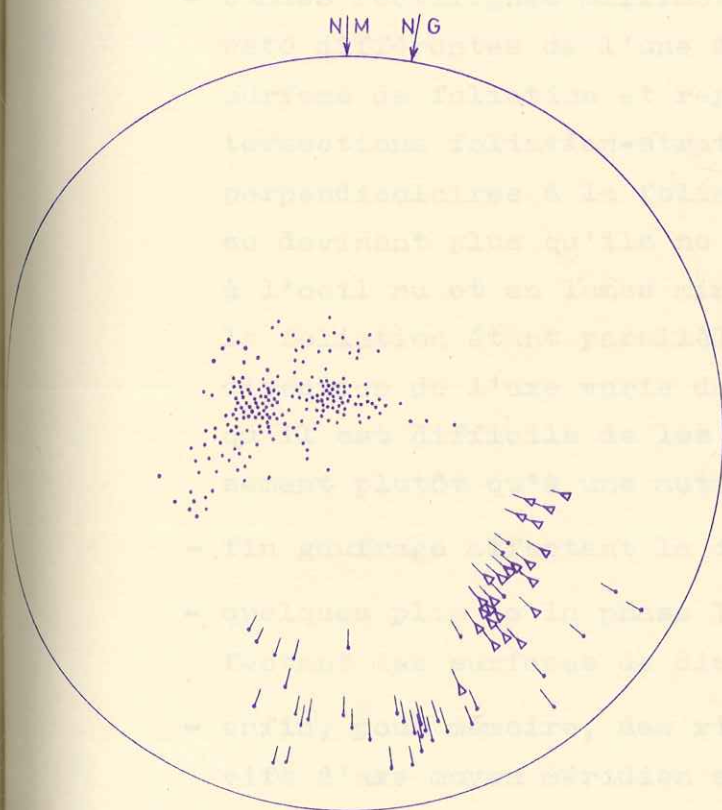
Mise à part la foliation, les observations d'éléments de structure sont dans ce massif rares et assez mauvaises. J'ai seulement relevé :

sciences de la
BIUS
JUS
CADIST



QUARTZITES D'ARSANE

- Feuilletage
- Menaux stries et cannelures



SCHISTES DU MASSIF D'ARTÉMOÜ

- Foliation S_1 ou S_0
- ▶ Allongement de galets du conglomérat
- Linéation L_1 ou L_0 : axes B de plis mésoscopiques meneaux intersection stratification/foliation gaufrage

DIAGRAMMES DE WULF
Hémisphère supérieur

- dans les quartzites de la montagne d'Artemou, des plis du style "pli d'entraînement" (fig. 26, p. 117) affectant des surfaces de discontinuité non identifiables (probablement surfaces de stratification); ces plis n'étant visibles qu'en deux dimensions par leur dessin sur des diaclases verticales, il n'est pas possible de dire à quelle phase de plissement ils appartiennent (probablement la phase II);
- dans les quartzschistes des monts d'Arsane, des plis semblables, à tendance isoclinale, déversés vers l'Est : plis de la phase II;
- enfin, dans les schistes métamorphiques, diverses linéations :
 - allongement des galets des conglomérats,
 - bandes rectilignes millimétriques, de coloration ou dureté différentes de l'une à l'autre, visibles sur la surface de foliation et représentant sans doute des intersections foliation-stratification. Sur des sections perpendiculaires à la foliation, des plis mésoscopiques se devinent plus qu'ils ne se voient (observations faites à l'oeil nu et en lames minces). Le style est isoclinal, la foliation étant parallèle au plan axial des plis. La direction de l'axe varie dans de telles proportions qu'il est difficile de les rattacher à une phase de plissement plutôt qu'à une autre,
 - fin gaufrage affectant la foliation,
 - quelques plis de la phase II, à tendance isoclinale, affectant des surfaces de discontinuité (photo 2, Pl. XIX),
 - enfin, pour mémoire, des rides anastomosées à angles vifs d'axe moyen méridien et regard vers l'Est, affectant la foliation, et correspondant à un épisode tardif.

Ces divers éléments ont été reportés sur le diagramme et la carte ci-joints. L'interprétation des linéations est donnée sous toutes réserves. Je préfère ne pas tenter de faire, sur des bases aussi fragiles, une interprétation d'ensemble, et espère seulement que ces observations disparates pourront néanmoins servir à de futurs chercheurs.

II.2.4.2.3 - Conclusion

Seules les structures mégascopiques appartenant à la phase tectonique II sont bien visibles dans le massif d'Artemou. L'étude structurale de ce massif aura donc seulement permis, mais ce n'est pas négligeable, une interprétation stratigraphique des résultats de la cartographie.

II.2.4.3 - Région Djajibine - Kadiel

II.2.4.3.1 - Structures mégascopiques

Par continuité d'affleurements avec le massif d'Artemou au Sud, et les structures de Toukobra au Nord, les structures visibles en photogéologie dans les quartzites de la région Djajibine - Kadiel s'interprètent sans difficultés. La double crête de quartzites de Djajibine constitue un synclinal déversé vers l'Est dont l'axe est probablement subhorizontal et la direction en moyenne méridienne. A 6 km à l'Est se discerne un deuxième axe synclinal, parallèle au précédent, constituant le prolongement S de l'axe synclinal de Livol. Cette interprétation permet, comme dans le massif d'Artemou, de dessiner des coupes E-W et d'établir une échelle stratigraphique (cf. paragraphe II.2133).

De nombreuses failles, en moyenne méridiennes et à pendage W, grossièrement parallèles à la foliation générale, sont visibles par leur remplissage de quartz blanc. L'une de ces failles fait disparaître une grande partie du flanc normal du synclinal de Djajibine.

Comme nous l'avons observé dans l'étude des monts Wa-Wa, il n'est nullement indispensable, pour interpréter ces failles, de faire intervenir une phase tectonique tardive : leur parallélisme avec la foliation rend plus probable une interprétation faisant de ces failles un clivage de fracture apparent à l'échelle mégascopique.

II.2.4.3.2 - Structures mésoscopiques

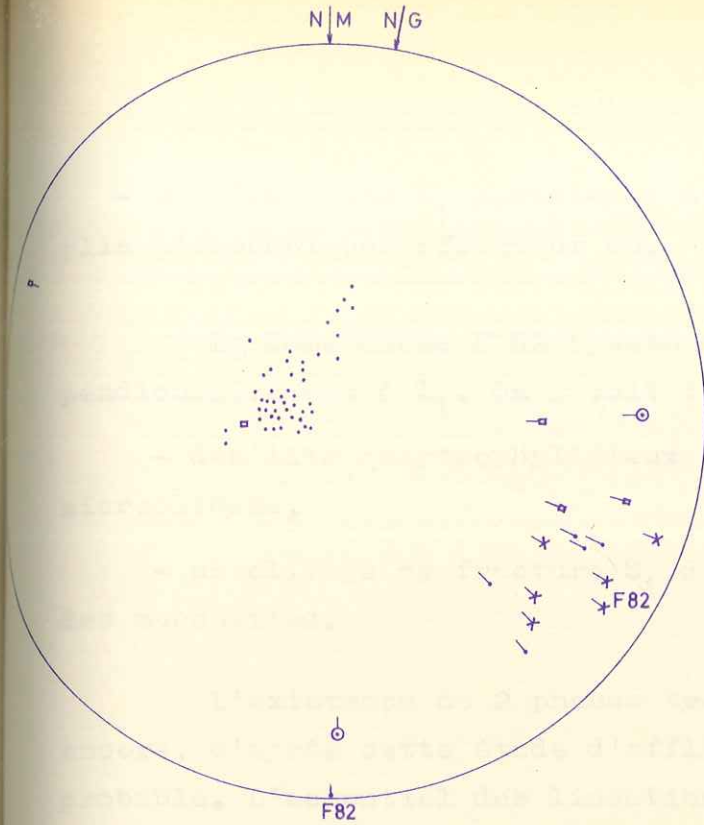
Comme le massif d'Artemou, cette région de Djajibine - Kadiel est pauvre en éléments de structures mésoscopiques autres que la foliation. Les quelques linéations relevées dans les schistes sont pourtant très intéressantes; ce sont (fig. 67) :

- des linéations minérales : disposition linéaire, visible à l'oeil nu, des muscovites,
- des gaufrages affectant le plan de foliation et un débit al- lumette pouvant substituer au feuilletage une fibrosité.

Ces linéations sont en moyenne E.SE, à faible plongement N.NW (cf. carte et diagramme 67): elles sont donc très obliques par rapport aux axes des plis mésoscopiques.

Enfin, sur un affleurement (F 82) ont été observés 2 systèmes orthogonaux de foliation et linéation, soit :

- une foliation S_0 , due à la disposition planaire des muscovites et à un litage entre quartz et muscovite, dirigée 6° pendage 8° W,
- une linéation minérale, due à l'allongement des muscovites, dirigée 114° , plongement 8° NW,
- un feuilletage S_1 , du style "clivage de fracture", reprenant localement S_0 , dans lequel ont recristallisé des muscovites, dirigé 160° , pendage 7° W,



REGION DJAJIBINE-KADIEL

QUARTZITES

○— Rides tardives

SCHISTES

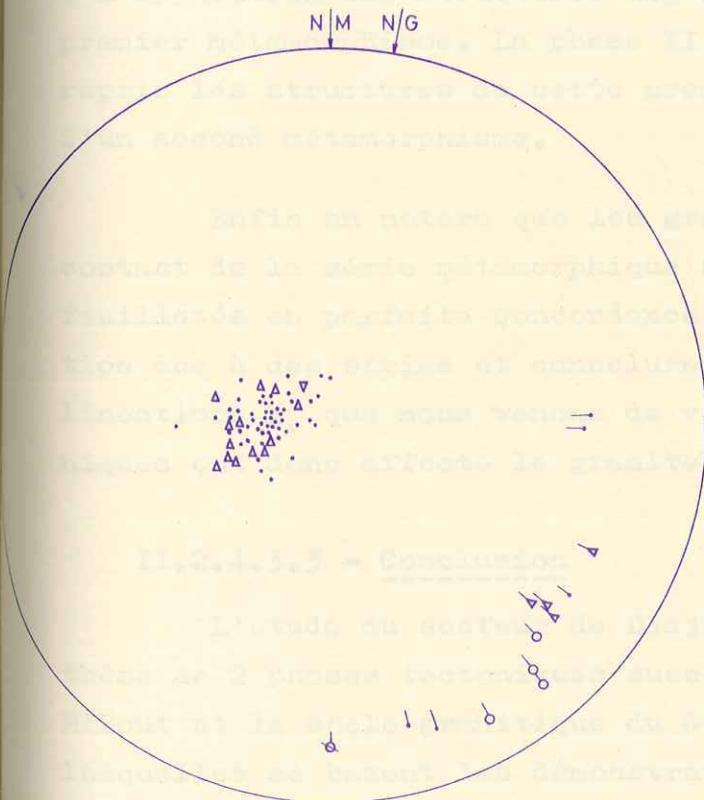
x— Linéation minérale (Lo?)

← Gaufrage, débit allumette

GRANITE LAMINE

□— Linéation

■ Feuilletage



SCHISTES DE TOUKOBRA

• Foliation des séricitoschistes et tufs

Δ Foliation du conglomérat

○— Intersection S/S₁

← Meneaux

← Allongement de galets du conglomérat

○— Gaufrage

DIAGRAMMES DE WULF
Hémisphère supérieur

- une linéation L_1 méridienne à plongement nul, axe B de plis mésoscopiques affectant S_0 .

La lame mince F 82 (photo 6, Pl. III) a été taillée perpendiculairement à L_1 . On y voit :

- des lits quartzophylliteux (quartz muscovite chlorite) microplissés,

- un clivage de fracture S_1 dans lequel ont recristallisé des muscovites.

L'existence de 2 phases tectoniques successives semble encore, d'après cette étude d'affleurement et d'échantillon, assez probable. L'essentiel des linéations reportées sur le diagramme 67 correspondrait alors à la phase tectonique précoce I, antérieure à l'apparition des structures mégascopiques, et synchronique d'un premier métamorphisme. La phase II, d'axe en moyenne N.NE, aurait repris les structures de cette première phase et serait synchronique d'un second métamorphisme.

Enfin on notera que les granites qui se trouvent ici au contact de la série métamorphique sont, dans la zone de contact, feuilletés en parfaite concordance avec celle-ci et qu'une linéation due à des stries et cannelures y est visible, parallèle aux linéations L_0 que nous venons de voir : les mêmes phases tectoniques ont donc affecté le granite et les schistes.

II.2.4.3.3 - Conclusion

L'étude du secteur de Djajibine semble confirmer l'hypothèse de 2 phases tectoniques successives affectant la Série de M'Bout et le socle granitique du Guidimaka. Les observations sur lesquelles se basent les démonstrations faites ci-dessus sont toutefois trop peu nombreuses pour être déterminantes.

II.2.4.4 - Massif de Tajalt M'Beïda

Le massif de Tajalt M'Beïda est un bon exemple de la complexité des problèmes tectoniques posés par ces massifs de bordure.

L'extrémité SE de ce massif (région de Toukobra) a été analysée au début du chapitre d'étude structurale. L'étude photographique et le relevé des éléments de structure mésoscopiques permettaient d'interpréter les mégastructures de cette région comme les résultats d'un plissement de la phase II. Pourtant un ensemble de linéations (diagramme, fig. 69 et 52) observées dans les schistes ne pouvaient manifestement pas s'intégrer dans ce schéma et doivent être rattachées à une autre phase de plissement.

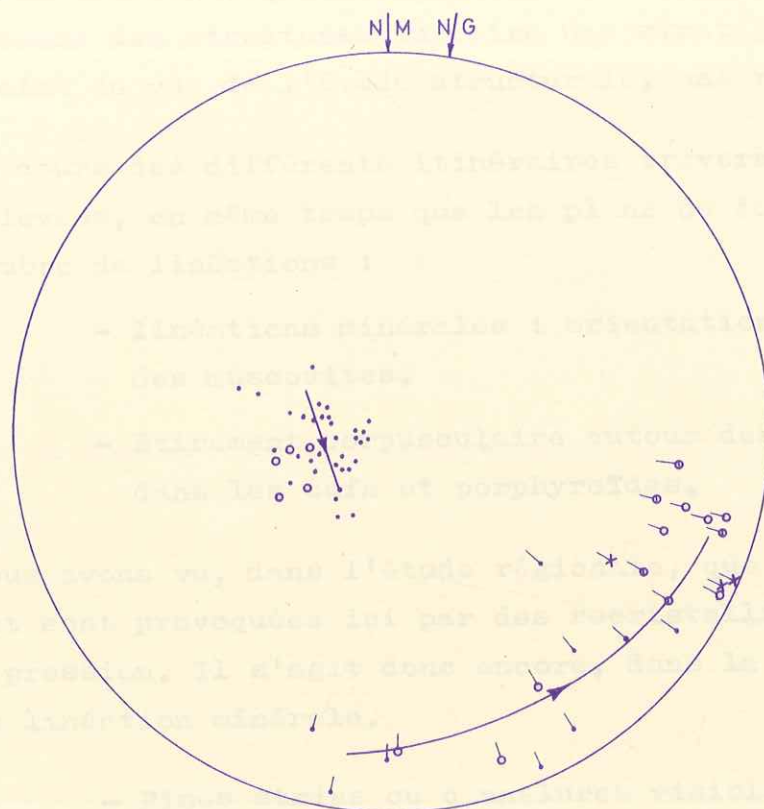
La carte (fig. 52) (1) montre que, immédiatement au Nord de cette région de Toukobra, les directions axiales des structures mégascopiques s'infléchissent vers le NW, puis vers l'W.NW. Le relevé des éléments de structure mésoscopiques des quartzites et quartzschistes confirme parfaitement cette observation : une évolution continue fait succéder aux linéations N.NE des linéations N, NW, W.NW. La foliation passe en même temps d'une direction méridienne à pendage ouest à une direction W.NW à pendage sud.

Les plissements de la phase II ne sont pas, de façon générale, cylindriques, et on peut donc localement observer une parfaite homoaxie entre des plis dus à cette phase et ces directions tectoniques que nous attribuons habituellement à une phase antérieure I. Faut-il penser que, localement, les plis de la première phase peuvent imposer leur direction à ceux de la seconde, ou voir dans ces phénomènes l'influence de la tectonique du socle? L'ensemble des observations décrites ci-dessus est insuffisant pour en décider.

(1) Fig. 52, p. 341.

MASSIF DE TAJALT EL M'BEIDA
au nord-ouest des structures de Toukobra

DIAGRAMME DE WULF



- S
- S₁
- Intersection S/S₁
- Meneaux, axe B de plis mésoscopiques
- x Linéations minérales
- Axes B de plis mésoscopiques affectant des lentilles de quartz

La flèche indique un sens d'évolution du sud vers le nord ouest, allant des guelbs B et C de Toukobra jusqu'au village de El Messeiguem.

II.2.5 - SECTEUR CENTRAL

II.2.5.1 - Éléments de structures mésoscopiques

Nous avons défini (paragraphe I.213) le secteur central comme "un secteur où n'ont pas été trouvés de niveaux repères sédimentaires affleurant de façon suffisamment continue pour mettre en évidence des structures ou faire une stratigraphie". C'est donc, du point de vue de l'étude structurale, une région ingrate.

Au cours des différents itinéraires traversant ce secteur, ont été relevées, en même temps que les plans de foliation, un certain nombre de linéations :

- linéations minérales : orientation linéaire des muscovites.
- Étirement corpusculaire autour des phénocristaux dans les tufs et porphyroïdes.

Nous avons vu, dans l'étude régionale, que ces auréoles d'étirement sont provoquées ici par des recristallisations en ombres de pression. Il s'agit donc encore, dans la majorité des cas, d'une linéation minérale.

- Fines stries ou cannelures visibles sur les surfaces naturelles des porphyroïdes.
- Intersections stratification/foliation.
- Axe B de plis mésoscopiques.

Partout où elles ont été observées côte à côte, ces linéations étaient parallèles, ce qui amène à les interpréter globalement comme des linéations B synchrones d'une recristallisation métamorphique.

Le diagramme (fig. 70) regroupe l'ensemble des mesures de ces différents éléments de structures, dont la carte schématique de la figure 69 donne la localisation sur le terrain. Les points d'observation étant très éloignés les uns des autres et la densité de mesures par unité de surface cartographiée très variable, ce diagramme n'a pas de valeur statistique; on voit néanmoins que :

- les linéations mesurées ont une direction moyenne W.NW et un faible plongement W : il est donc difficile de les rattacher à la phase tectonique II, dont la direction axiale est en moyenne N.NE dans tous les secteurs précédemment étudiés;

- les plans de foliation ont des directions très variables et des pendages généralement faibles, ce qui explique que, sur le diagramme, leurs points représentatifs soient relativement groupés.

Enfin un ensemble de linéations n'ont été reportées ni sur la carte ni sur le diagramme : il s'agit de linéations en moyenne méridiennes comprenant soit des rides à angles vifs affectant les plans de foliation, soit des axes de plis mésoscopiques de caractère cassant affectant ces mêmes surfaces de foliation. Il est en effet difficile de dire si ces accidents, qui ne semblent accompagnés d'aucune recristallisation, appartiennent à la phase tectonique II ou à une phase cassante tardive dont nous avons déjà vu divers exemples, et mieux vaut, dans l'état actuel des connaissances, ne pas les interpréter.

II.2.5.2 - Structures mégascopiques

Les seules données que nous ayons pour interpréter la structure d'ensemble de ce secteur central sont, d'une part les éléments de structures mésoscopiques analysés ci-dessus, d'autre part l'étude photogéologique. Avant de proposer mon interprétation, je vais décrire brièvement les enseignements apportés et les problèmes posés par celle-ci.

SECTEUR CENTRAL

- Foliation
- Axe B de plis mésoscopiques
- Intersection stratification/foliation
- ✕ Linéation minérale, étirements corpusculaires

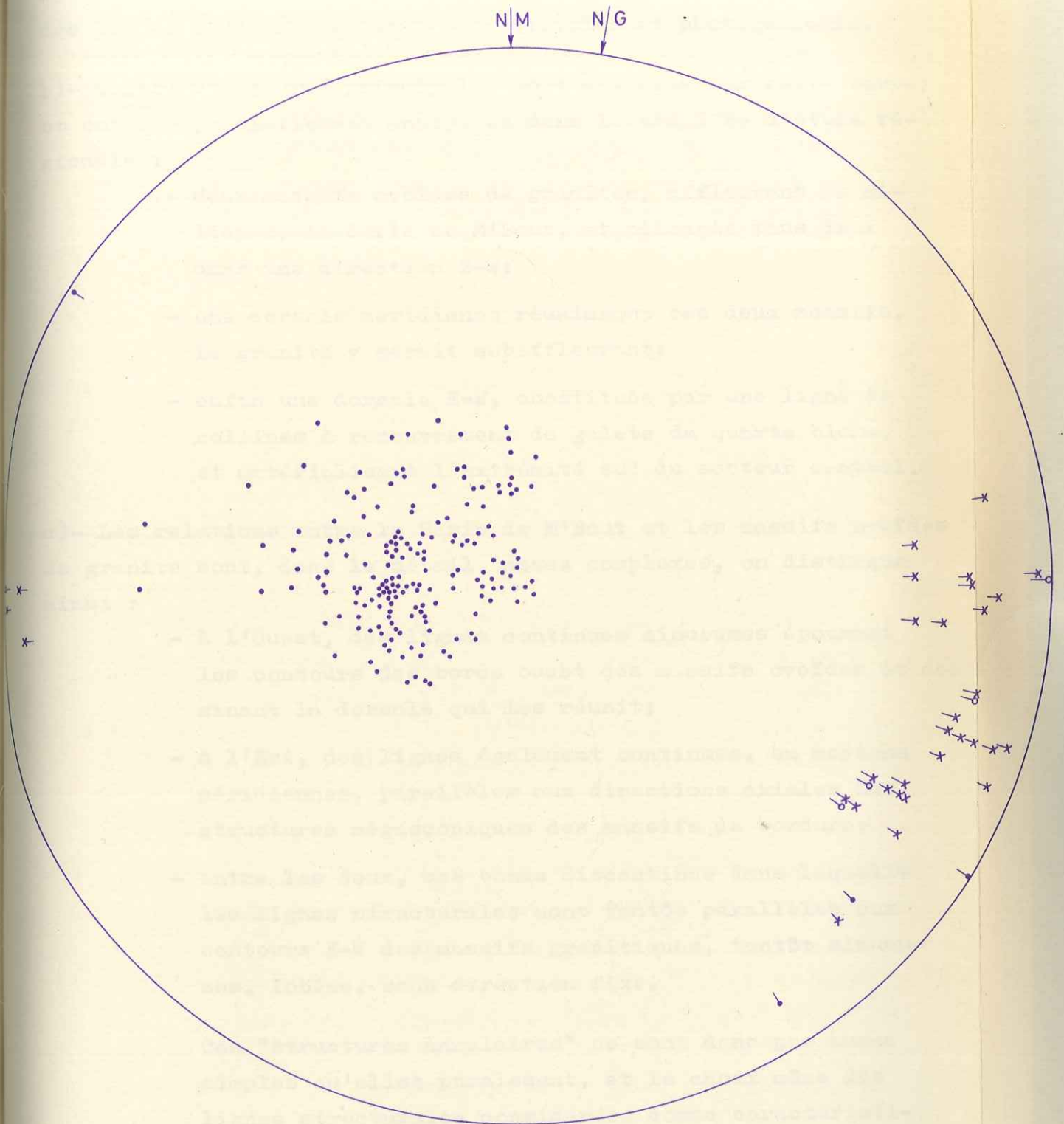


DIAGRAMME DE WULF
Hémisphère supérieur

a)- Dans toutes les zones où affleurent des tufs ou porphyroïdes, des lignes structurales sont bien visibles en photogéologie.

b)- Quatre structures principales sont visibles sur cette carte, et ont été partiellement analysées dans le chapitre d'étude régionale :

- deux massifs ovoïdes de granites, affleurant au milieu de la Série de M'Bout, et allongés tous deux dans une direction E-W;
- une dorsale méridienne réunissant ces deux massifs. Le granite y serait subaffleurant;
- enfin une dorsale E-W, constituée par une ligne de collines à recouvrement de galets de quartz blanc, et matérialisant l'extrémité sud du secteur central.

c)- Les relations entre la Série de M'Bout et les massifs ovoïdes de granite sont, dans le détail, assez complexes, on distingue ainsi :

- à l'Ouest, des lignes continues sinueuses épousant les contours des bords ouest des massifs ovoïdes et dessinant la dorsale qui les réunit;
- à l'Est, des lignes également continues, en moyenne méridiennes, parallèles aux directions axiales des structures mégascopiques des massifs de bordure;
- entre les deux, une bande discontinue dans laquelle les lignes structurales sont tantôt parallèles aux contours E-W des massifs granitiques, tantôt sinueuses, lobées, sans direction fixe.

Ces "structures annulaires" ne sont donc pas aussi simples qu'elles paraissent, et le choix même des lignes structurales considérées comme caractéristiques constitue, en photogéologie, une interprétation.

II.2.5.3 - Interprétation

L'interprétation proposée ci-dessous est, dans l'état actuel des connaissances sur le Guidimaka en particulier et l'arc Bakel - Akjoujt en général, insuffisamment étayée. Je ne la propose donc que comme une hypothèse qui nécessiterait pour être vérifiée, de nouvelles études de terrain axées surtout sur le raccord avec les zones récemment cartographiées d'Akjoujt et du Tamkarkart : elle s'inspire en effet largement des études de J. MARCELIN (1963) et R. TROMPETTE (1963).

L'ensemble des linéations du diagramme (fig. 70) et une partie des plans de foliation sont ainsi rapportés à une phase tectonique précoce I (S_0, l_0), phase de direction axiale moyenne E.SE visible surtout dans le secteur central, un peu dans les massifs de bordure (1), et dont nous avons seulement pu envisager l'existence dans l'étude des monts Wa-Wa.

Les structures mégascopiques du secteur central sont alors interprétées comme l'effet de l'interférence des plissements dus aux phases tectoniques I (S_0, l_0) et II (S_1, l_1), dont aucune n'a été, à cette échelle et dans ce secteur, très intense. Les massifs ovoïdes correspondent ainsi au croisement d'axes anticlinaux I et II, la dorsale méridienne qui les réunit à un axe anticlinal II : c'est un cas typique d'interférences en dômes et cuvettes comme l'on en rencontre dans le cas de plis orthogonaux. La dorsale E-W qui borde au Sud le secteur central et le massif de bordure d'Artemou, correspondrait à un flanc redressé d'une mégastucture

(1) R. TROMPETTE et R. GOUZES (communication orale) signalent avoir vu, lors d'une tournée effectuée en 1965 dans la région de Djajibine, des plis d'axe E-W repris par des plis N-S, ce qui appuierait l'hypothèse de deux tectogenèses superposées.

anticlinale de la phase I, repris ensuite de façon plus ou moins cassante par la phase II : ainsi s'expliquerait que sur l'axe de cette dorsale se localisent les ultimes terminaisons pérисynclinales des structures mégascopiques II de la montagne d'Artemou et des monts Wa-Wa. Au Sud de cette dorsale on s'attendrait donc à retrouver le socle en position anticlinale : malheureusement nous avons vu que dans toute la bande équatoriale E-W séparant (par définition) la Série de M'Bout de la Série de Bakel, les seuls affleurements reconnus sont des filons, également E-W, de quartz blanc, ce qui ne permet pas de vérifier l'hypothèse proposée.

II.2.6 - STRUCTURES DU SUD DE TESTAI

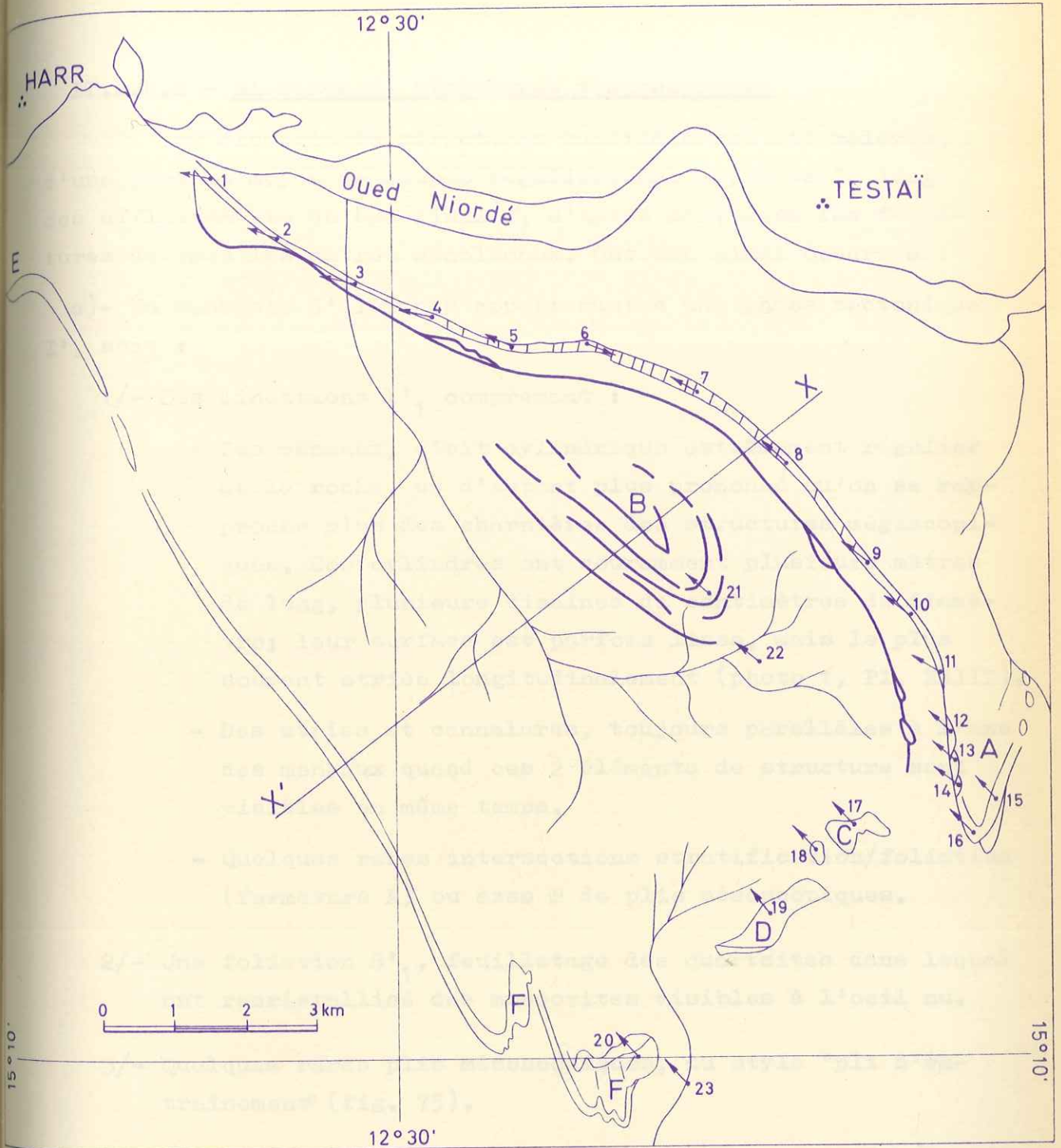
II.2.6.1 - Introduction

Les structures affleurant au Sud du village de Testai qui sont les premières structures de la Série de Bakel visibles au Sud de la bande sans affleurements du parallèle $15^{\circ}20'$, sont assez particulières; en photogéologie on reconnaît du NE au SW, grâce à des niveaux durs de quartzites faiblement micacés, les structures mégascopiques suivantes (fig. 71).

- Un synclinal A déversé en moyenne vers le NE, reconnaissable à sa fermeture SE, mais dont le flanc normal a presque entièrement disparu sous l'effet de laminages.
- Un petit synclinal B déversé vers le NE.
- Des charnières synclinales C et D dont les flancs sont invisibles.
- La fermeture F d'un synclinal, identique à A, dont le flanc normal a également disparu. A l'extrémité NW du flanc inverse s'amorce une fermeture anticlinale.

Comme d'ordinaire, je décrirai, avant d'interpréter ces structures, les éléments de structures mésoscopiques qui ont pu être relevés.

STRUCTURES DU SUD DE TESTAÏ



- Seules les lignes structurales des quartzites ont été représentées.

- A, B, C, D, F : synclinaux
- 1, 2, 3, 4, 5 23 : points d'observation
- ↙ : moyenne de linéation l_1
- E : anticlinal

II.2.6.2 - Éléments de structures mésoscopiques

Les éléments de structures habituels ont été relevés, d'une part au moyen de coupes régulièrement espacées le long des affleurements du synclinal A, d'autre part dans les fermetures de tous les autres synclinaux. Ont été ainsi observés :

a)- Un ensemble d'éléments appartenant à une phase tectonique I', soit :

1/- Des linéations l'_1 comprenant :

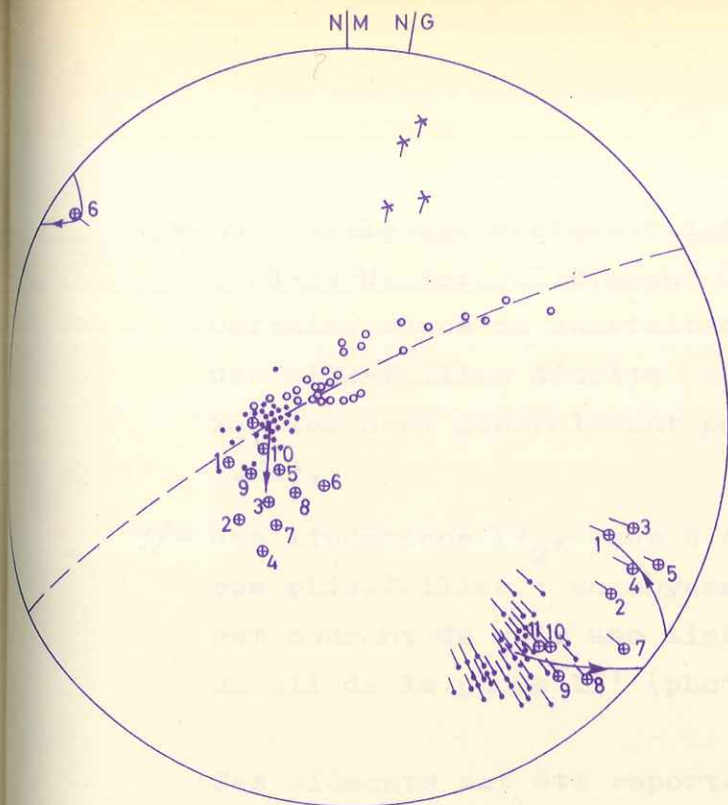
- Des meneaux, débit cylindrique extrêmement régulier de la roche, et d'autant plus prononcé qu'on se rapproche plus des charnières des structures mégascopiques. Ces cylindres ont couramment plusieurs mètres de long, plusieurs dizaines de centimètres de diamètre; leur surface est parfois lisse, mais le plus souvent striée longitudinalement (photo 1, Pl. XXIII).
- Des stries et cannelures, toujours parallèles à l'axe des meneaux quand ces 2 éléments de structure sont visibles en même temps.
- Quelques rares intersections stratification/foliation (fermeture A) ou axes B de plis mésoscopiques.

2/- Une foliation S'_1 , feuilletage des quartzites dans lequel ont recristallisé des muscovites visibles à l'oeil nu.

3/- Quelques rares plis mésoscopiques, du style "pli d'entraînement" (fig. 75).

b)- Un ensemble d'éléments appartenant à une phase tectonique postérieure II', soit :

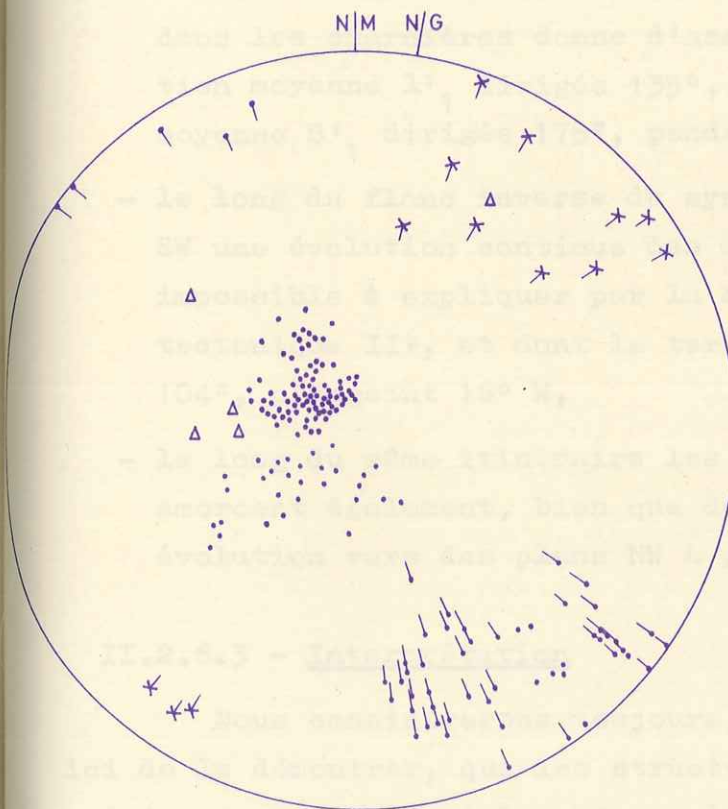
1/- Des accidents plus ou moins cassants, du genre pli - faille, déversés vers l'Est, reprenant S'_1 (fig. 74),



STRUCTURES
DU SUD DE TESTAÏ

- o S
- 3⊙ Moyenne de S₁ au point 3
- 3⊙ Moyenne de L₁ au point 3
- S₁ dans une des fermetures A,B,..F
- ← L₁
- Δ S₂
- * L₂

La flèche correspond à un itinéraire SE-NW fait le long du flanc inverse du synclinal A.



SERIE DE BAKEL
à l'exclusion des structures
du sud de Testaï et du sud
de Godiowel Demba

- ← L₁
- * L₂
- Feuilletage ou foliation S₁ et S₂
- Δ Faille à remplissage de quartz blanc

- 2/- un feuilletage centimétrique S'_2 en moyenne méridien à pendage W, irrégulièrement développé, apparaissant dans certains bancs de quartzites, spécialement au voisinage des plis-failles décrits ci-dessus. S'_2 et les plans de failles sont généralement parallèles (clivage de fracture),
- 3/- des linéations l'_2 , axes B ou meneaux, marquant l'axe de ces plis-failles : en moyenne N.NE à plongement S. Il est courant de voir une linéation l'_1 s'enroulant dans un pli de la phase II' (photo 1, Pl. XXIII).

Ces éléments ont été reportés sur la carte (fig. 71) et sur le diagramme (fig. 72). On voit sur ce diagramme que :

- l'ensemble de mesures de linéations et foliations faites dans les charnières donne d'assez bons groupements : linéation moyenne l'_1 dirigée 135° , plongement 16° NW, foliation moyenne S'_1 dirigée 175° , pendage 25° W,
- le long du flanc inverse du synclinal A, s'observe du NE au SW une évolution continue des directions de linéation l'_1 , impossible à expliquer par la seule influence de la phase tectonique II', et dont le terme ultime est une linéation 104° , plongeant 16° W,
- le long du même itinéraire les plans moyens de foliation amorcent également, bien que de façon plus désordonnée, une évolution vers des plans NW à pendage SW plus ou moins fort.

II.2.6.3 - Interprétation

Nous considérerons toujours, bien qu'il soit impossible ici de le démontrer, que les structures mésoscopiques et mégascopiques sont homoaxiales et que la foliation est en moyenne parallèle au plan axial des plis de la phase I'.

STRUCTURES DU SUD DE TESTAI

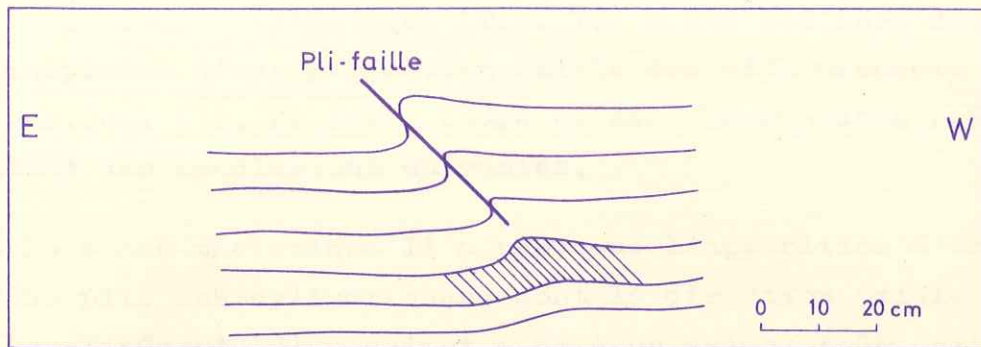


FIG. 74

PLIS MESOSCOPIQUES DE LA PHASE II'
(Croquis d'après photo)

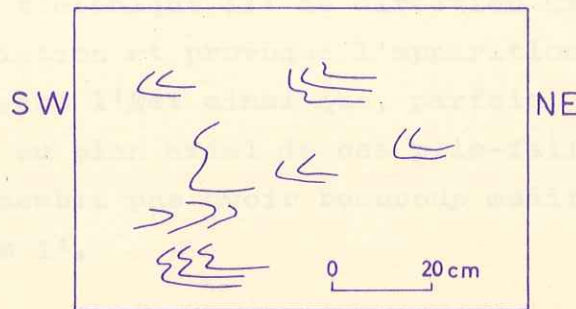


FIG. 75

PLIS MESOSCOPIQUES DE LA PHASE I'
(Dessinés sur une diagenèse verticale)

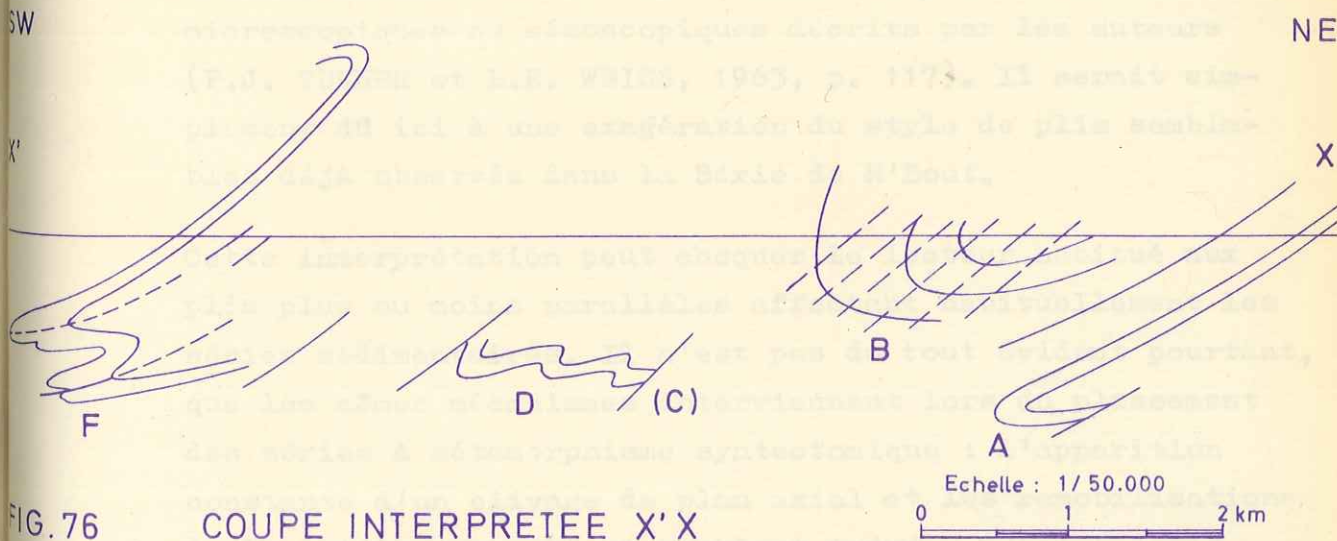


FIG. 76

COUPE INTERPRETEE X'X

La coupe schématique (fig. 76) a été dès lors dessinée en s'inspirant d'une projection axiale des affleurements sur le plan vertical P'P. De cette coupe et des observations précédentes découlent les conclusions suivantes.

- La phase tectonique I' a provoqué l'apparition d'une part de plis non cylindriques, dont la direction axiale varie continûment d'un azimut S.SE à un azimut E.SE, plis déversés vers l'E ou le NE, d'autre part d'une foliation qu'il est possible d'interpréter encore comme une foliation de plan axial.
- Une phase tectonique II' de direction axiale N.NE a repris cette foliation et provoqué l'apparition de plis-failles déversés vers l'Est ainsi que, parfois, d'un feuilletage parallèle au plan axial de ces plis-failles. Cette 2ème phase ne semble pas avoir beaucoup modifié les grandes structures I'.
- Le style assez particulier des plis mégascopiques I', dont les flancs semblent souvent avoir été plus ou moins complètement laminés, ne laissant plus subsister que des charnières, ressemble beaucoup à celui des plis intrafoliaux microscopiques ou mésoscopiques décrits par les auteurs (F.J. TURNER et L.E. WEISS, 1963, p. 117). Il serait simplement dû ici à une exagération du style de plis semblables déjà observée dans la Série de M'Bout.

Cette interprétation peut choquer le lecteur habitué aux plis plus ou moins parallèles affectant habituellement les séries sédimentaires. Il n'est pas du tout évident pourtant, que les mêmes mécanismes interviennent lors du plissement des séries à métamorphisme syntectonique : l'apparition constante d'un clivage de plan axial et les remobilisations de la matière peuvent et semblent induire des processus

mécaniques de plissement tout à fait différents; il est symptomatique à ce sujet de voir que les principaux traités de tectonique prennent soin de ne traiter en détail, dans leurs exemples, que le cas des plis parallèles, les seuls qui soient bien connus (voir par exemple L.U. DE SITTER p. 158).

II.2.7 - STRUCTURE DE BAKEL

Les affleurements de la Série de Bakel qui s'étendent, sur la rive mauritanienne du fleuve Sénégal, à l'Ouest et au Nord du village de Bakel, présentent au seul examen de la carte géologique un aspect assez énigmatique. Deux secteurs différents peuvent y être distingués (fig. 34 B).

a)- Dans la partie NW, l'étude cartographique permet de reconnaître une structure anticlinale allongée NW; au coeur de la structure affleure le socle granitique, dominé successivement par un niveau conglomératique puis par des quartzites et séricitoschistes. L'étude structurale des flancs de cet anticlinal a permis de relever, d'une part un ensemble de linéations, comportant essentiellement des meneaux, identiques au groupement l'_1 des structures Sud Testaï, de direction moyenne NW et faible plongement NW, d'autre part des plans de foliation S'_1 (cristallisation visible à l'oeil nu de muscovites) de direction moyenne NW et pendage SW 20 à 50°, qui constituent le débit principal des quartzites du flanc SW de cet anticlinal.

Cette structure est hachée par un système de failles ou diaclases dirigées NE à pendage W variable. A leur voisinage apparaissent parfois, comme dans les structures Sud-Testaï, un feuilletage second S'_2 et des axes l'_2 de plis mésoscopiques plus ou moins cassants reprenant la foliation S'_1 .



Ce feuilletage S'_2 devient, dans la terminaison NW de cet anticlinal, le débit majeur des quartzites, et peut, dans ce secteur, avoir orienté une nouvelle recristallisation métamorphique (muscovites). De clivage de fracture, il évolue ainsi en clivage de flux.

b)- A l'extrémité SE du flanc SW de l'anticlinal décrit ci-dessus, le débit S'_2 devient également prépondérant et ce flanc SW se perd dans un massif de quartzites allongé N.NE. Des linéations l'_1 et l'_2 y ont pourtant encore été observées, ainsi que des plans de feuilletage ou foliation de direction discordante sur l'orientation générale N.NE.

J'interprète encore ces structures comme résultant de la superposition d'une phase tectonique II' , d'axe moyen NW, à une phase I' d'axe moyen NW, aucune de ces phases n'ayant provoqué, à l'échelle mégascopique, de déformations très intenses.

Le diagramme (fig. 73) regroupe, en même temps que les mesures faites dans cette structure de Bakel, toutes les mesures faites dans la Série de Bakel mauritanienne (1), ainsi qu'un ensemble de mesures faites avec MM. BASSOT et BESSOLES lors d'une tournée sur la rivesud du fleuve Sénégal; cette tournée nous avait encore montré, dans un secteur dont l'étude détaillée serait intéressante, l'existence de 2 directions de plissement correspondant à 2 phases tectoniques distinctes.

(1) A l'exception des structures du Sud de Testaï, déjà étudiées, et des intéressantes linéations observées dans des quartzites au Sud du village de Godiowel Demba, dont l'interprétation demanderait un retour sur le terrain.

II.3 - CONCLUSION A L'ETUDE STRUCTURALE DES SERIES DE M'BOUT ET DE BAKEL

Rappelons brièvement les résultats essentiels apportés par cette étude structurale dans chacune des deux séries étudiées.

II.3.1 - SERIE DE M'BOUT

II.3.1.1 - Dans la Série de M'Bout ont été délimités deux secteurs violemment plissés : les monts Wa-Wa, situés à l'Ouest, et les massifs de bordure, situés à l'Est. Entre les deux s'étend la région, apparemment plus calme, du secteur central.

II.3.1.2 - Dans les monts Wa-Wa, nous n'avons pu déceler qu'une seule tectogenèse, dénommée "phase II (S_1, L_1) de plissement". Si une phase antérieure a eu lieu, elle n'a donc pu créer que des structures mégascopiques très amples et ses structures mésoscopiques ne sont plus reconnaissables.

Cette tectogenèse II a créé essentiellement :

- des plis mégascopiques, en majeure partie cylindriques, d'axe en moyenne N.NE et plongement nul, de plan axial en moyenne N.NE et pendage 50 à 60° W; d'après l'étude des plis mésoscopiques, il pourrait s'agir de plis semblables. Une recristallisation métamorphique, se situant dans le faciès schiste vert, a induit une foliation régulièrement parallèle au plan axial des plis; on peut l'estimer synchrone de la tectogenèse II (clivage de flux);
- des failles à remplissage de quartz blanc, généralement parallèles au plan axial moyen des plis décrits ci-dessus, qu'on peut penser également synchrones de cette tectogenèse II (clivage de fracture à l'échelle mégascopique).

II.3.1.3 - Dans les massifs de bordure, les structures mégascopiques sont encore dues à cette tectogenèse II qui a suscité essentiellement :

- des plis, déversés vers l'Est, mais dont le style n'est plus cylindrique : leurs axes serpentent, parallèlement à la ligne de contact, en moyenne méridienne, séparant la Série de M'Bout du socle granitique situé à l'Est. Leurs plans axiaux pendent en moyenne vers l'Ouest, avec des valeurs inférieures à celles des monts Wa-Wa : 20 à 30°;
- des failles, ayant souvent un remplissage de quartz blanc, en moyenne parallèle aux plans axiaux des plis.

Dans ces massifs de bordure, toutefois, un certain nombre d'éléments de structures mésoscopiques ne peuvent appartenir à cette tectonique II. Nous avons envisagé qu'ils aient été provoqués par une autre tectogenèse, d'axe moyen E.SE plongeant W.NW, dite "phase I (So, lo) de plissement". Cette phase n'aurait suscité que de très amples structures mégascopiques. Elle serait antérieure à la tectogenèse II.

La recristallisation métamorphique de ces roches, qui se situe toujours dans le faciès schiste vert, paraît avoir été guidée successivement par ces deux tectogenèses; les linéations minérales apparaissent plus fréquentes dans la phase I; des exemples de foliation régulièrement parallèle aux plans axiaux des plis II ont été donnés; toutefois, dans chaque cas particulier, il est souvent difficile de relier sûrement telle observation de foliation à telle phase de plissement.

II.3.1.4 - Dans le secteur central, les seuls éléments de structures mésoscopiques linéaires observés se rattachent, par leur orientation en moyenne E.SE, à la tectogenèse I. Les structures mégascopiques sont visibles grâce à des bombements anticlinaux de socle affleurant au sein de la Série de M'Bout. Elles peuvent être interprétées de façon simple dans l'hypothèse d'interférence de tectoniques I (E.SE) et II (N.NE).

La recristallisation métamorphique de ces roches se situe toujours dans le faciès schiste vert, mais atteint parfois le sous-faciès à biotite brune. La foliation a une direction variable et un pendage moyen faible; il est difficile, dans chaque cas particulier, de la relier à telle ou telle tectogenèse; l'étude photogéologique semble montrer l'existence de deux familles de foliations (S_0 et S_1) mais je n'ai pu faire de mesures assez nombreuses pour le prouver statistiquement.

II.3.1.5 - Enfin la ligne E.SE-W.NW allant de Maghama à Hassi Baggara, qui fait à peu près la limite S de la Série de M'Bout, et sur laquelle se localisent, d'une part les terminaisons péri-clinales (dues à un relèvement axial) des structures synclinales visibles dans les massifs de bordures et dans les monts Wa-Wa, d'autre part une dorsale E.SE de schistes tectonisés, semble pouvoir s'expliquer par un bombement de la phase I repris ensuite par la phase II.

II.3.2 - SERIE DE BAKEL

Dans la Série de Bakel ont été vues plus sûrement deux tectogenèses superposées, la seconde reprenant les structures dues à la première.

La tectogenèse I' (S'_1, l'_1) est responsable de l'essentiel des plis mégascopiques de cette série. Leur direction axiale varie de l'E.SE au S.SE, les plongements sont en moyenne NW. Les pendages des plans axiaux sont en moyenne SW et vont de 20 à 50°.

La tectogenèse II' (S'_2, l'_2) provoque, d'une part l'apparition de plis-failles ayant un axe N.NE et un plan axial à pendage W, d'autre part la formation d'un feuilletage qui correspond parfois à une foliation. Dans le petit secteur étudié de la Série de Bakel, il ne semble pas qu'elle ait suscité de structures mégascopiques caractérisées, sauf peut-être à l'E et au NE immédiat du village de Bakel. Il n'en serait pas de même, d'après les cartes de J.P. BASSOT (1963) et J. BOIS (1961), au Sud du fleuve Sénégal, où les structures d'axes N.NE prévaudraient.

La recristallisation métamorphique de ces roches appartient toujours au faciès schiste vert. Les plans de foliation semblent généralement parallèle aux plans axiaux S'_1 des plis I'; toutefois des recristallisations apparaissent également, dans certains secteurs, dans les plans S'_2 de la phase II'.

II.3.3 - CORRELATIONS ENTRE SERIES DE M'BOUT ET DE BAKEL

Je pense qu'il est prématuré de vouloir résoudre la question des correspondances entre les phases I et II, mises en évidence dans la Série de M'Bout, et les phases I' et II' de la Série de Bakel, tant qu'une étude structurale fine n'a pas été faite également dans cette série au Sud du fleuve Sénégal.

En effet, une brève tournée effectuée avec MM. BESSOLES et BASSOT nous a montré la persistance, dans cette région sénégalaise, de linéations II' E.SE alors que, d'après la cartographie, les structures mégascopiques sont orientées N.NE à NE (J. BOIS).

ences de la
RIUS
JUSQU'
ADIST

Il se pourrait donc que, dans la Série de Bakel mauritanienne, les plis mégascopiques de la phase I' soient assez exceptionnels et localisés dans le secteur, assez réduit, que j'ai cartographié.

En espérant que l'étude structurale du triangle couvert par la "Série de Bakel" au Sud du fleuve Sénégal sera un jour entreprise, je proposerai, comme hypothèse de travail, la correspondance entre les phases I et I' d'une part, II et II' d'autre part. Remarquons que ces phases se sont toutes produites dans des conditions de température et pression permettant un métamorphisme épizonal.

II.3.4 - ROLE DU SOCLE DANS LES TECTOGENESES

Le seul examen de la carte montre que le socle a joué un rôle dans l'édification des structures tectoniques : au coeur des bombements anticlinaux des phases I (Série de M'Bout) et I' (Série de Bakel) affleure régulièrement le socle granitique; les directions axiales de la phase I, dans les massifs de bordures, serpentent parallèlement à la ligne de contact entre socle et série métamorphique; les directions majeures d'affleurement des massifs de socle reproduisent les principales directions tectoniques, N-S ou E-W, des séries métamorphiques.

L'étude de terrain confirme, nous l'avons vu, cette interprétation : le socle granitique est presque toujours, au contact des schistes métamorphiques, laminé et feuilleté parallèlement à la foliation de ceux-ci. On a vu à plusieurs reprises des linéations du granite laminé être parallèles aux linéations des schistes qui le surmontent.

On peut toutefois se demander si ce rôle a été actif ou passif, c'est à dire si le socle s'est comporté comme un piston ou comme un môle. A cette dernière interprétation s'opposent les observations suivantes.

- L'étude des contacts entre schistes métamorphiques et granites montre que ces derniers sont souvent beaucoup plus intensément tectonisés que les schistes surincombants : les galets du conglomérat du massif d'Artemou, en particulier, n'apparaissent pas plus étirés au contact du granite qu'à l'intérieur du massif. Il est donc difficile d'attribuer le laminage du granite à un effort transmis par la série métamorphique.
- Ni dans les massifs de bordures, ni dans le secteur central de la Série de M'Bout, la série métamorphique ne semble s'être décollée notablement du socle : le même niveau de conglomérat suit plus ou moins continûment la limite entre Série de M'Bout et socle; d'autre part les zones les plus riches en niveaux volcano-sédimentaires (secteur central) s'organisent autour des massifs ovoïdes de socle; la série sédimentaire du massif d'Artemou montre, quand on s'éloigne de son contact avec le massif principal de socle, des variations latérales de faciès et de puissance : bref, les grandes lignes de la carte lithostratigraphique apparaissent guidées par les directions structurales du socle, qui auraient ainsi orienté tant la sédimentation que l'orogénèse postérieure.

Il nous faut donc supposer que les structures de cette série reproduisent, de manière souple, des accidents plus profonds. Une étude géophysique analysée par J. P. BASSOT au Sénégal Oriental confirmerait ce point de vue : dans la Série de Bakel, en particulier, les directions structurales

de la série métamorphique apparaissent parallèles à un réseau de failles affectant le socle.

Je conclurai donc à une intervention active du socle dans les tectogenèses. Dans la troisième partie de ce mémoire, nous verrons comment a pu s'exercer cette action.

II.3.5 - AGE DES TECTOGENÈSES

II.3.5.1 - Pour répondre à cette question, il nous faut replacer la région du Guidimaka dans son contexte de l'Ouest africain.

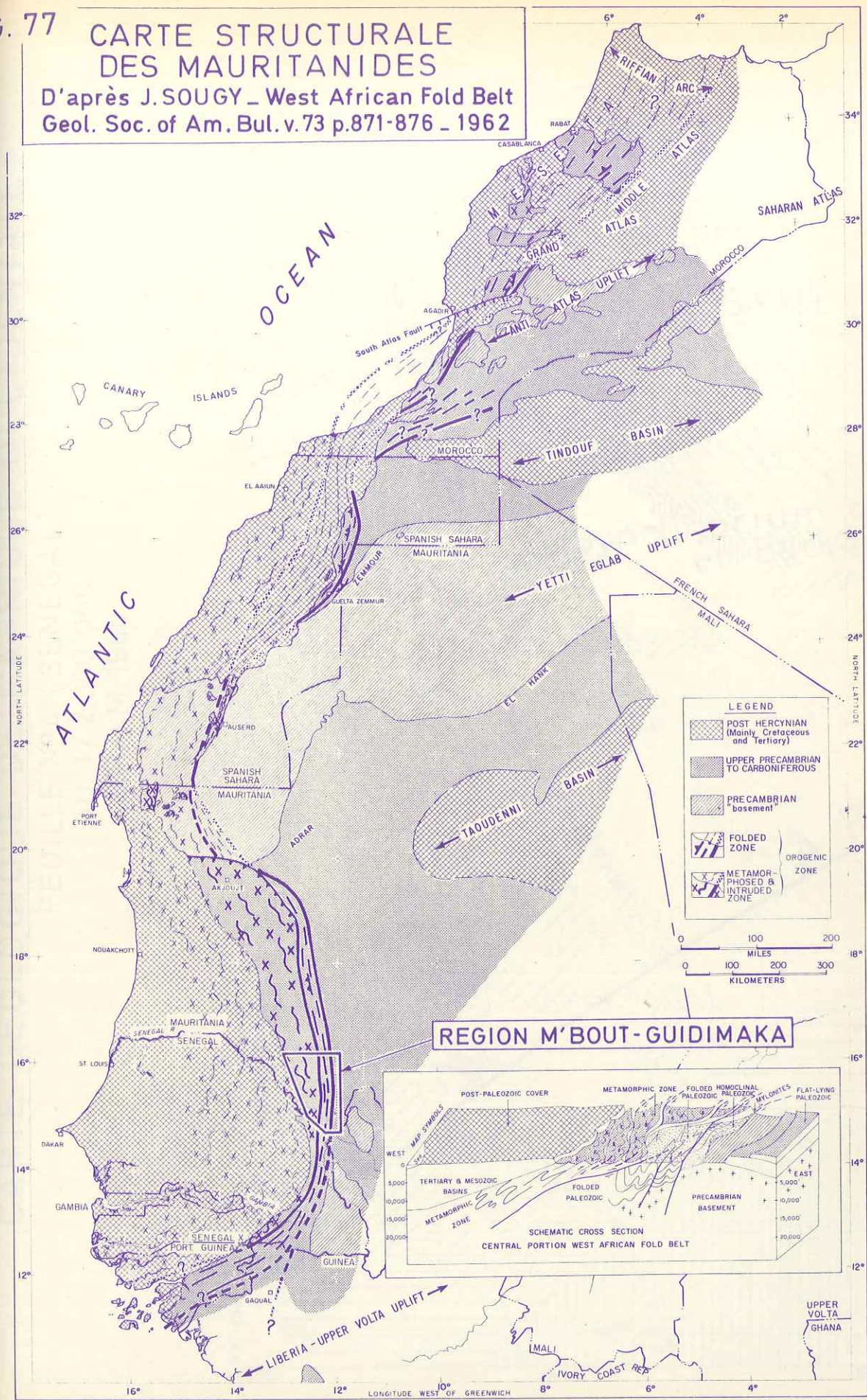
a)- Dans une récente étude, J. SOUGY (1962) décrit comme trait majeur de l'Ouest africain une longue ceinture plissée allant du Maroc à la Guinée en passant, en particulier, par la Mauritanie et le Sénégal Oriental (fig. 77); le plissement majeur de cette ceinture serait d'âge post dévonien (hercynien), des témoignages d'une activité précoce étant toutefois apparus dès l'Ordovicien. L'auteur propose pour cette "ceinture orogénique majeure" le nom de "Mauritanides".

Seule va nous intéresser ici la portion de cette chaîne des Mauritanides qui s'étend d'Akjoujt (Mauritanie) à Youkounkoun, (Sénégal Oriental), en bordure du bassin de Taoudeni (portion souvent désignée sous le terme de "arc Bakel-Akjoujt"). Je rappellerai brièvement, dans le paragraphe ci-dessous, les principales études qui ont permis, du Sud au Nord de ce secteur, la datation des plissements.

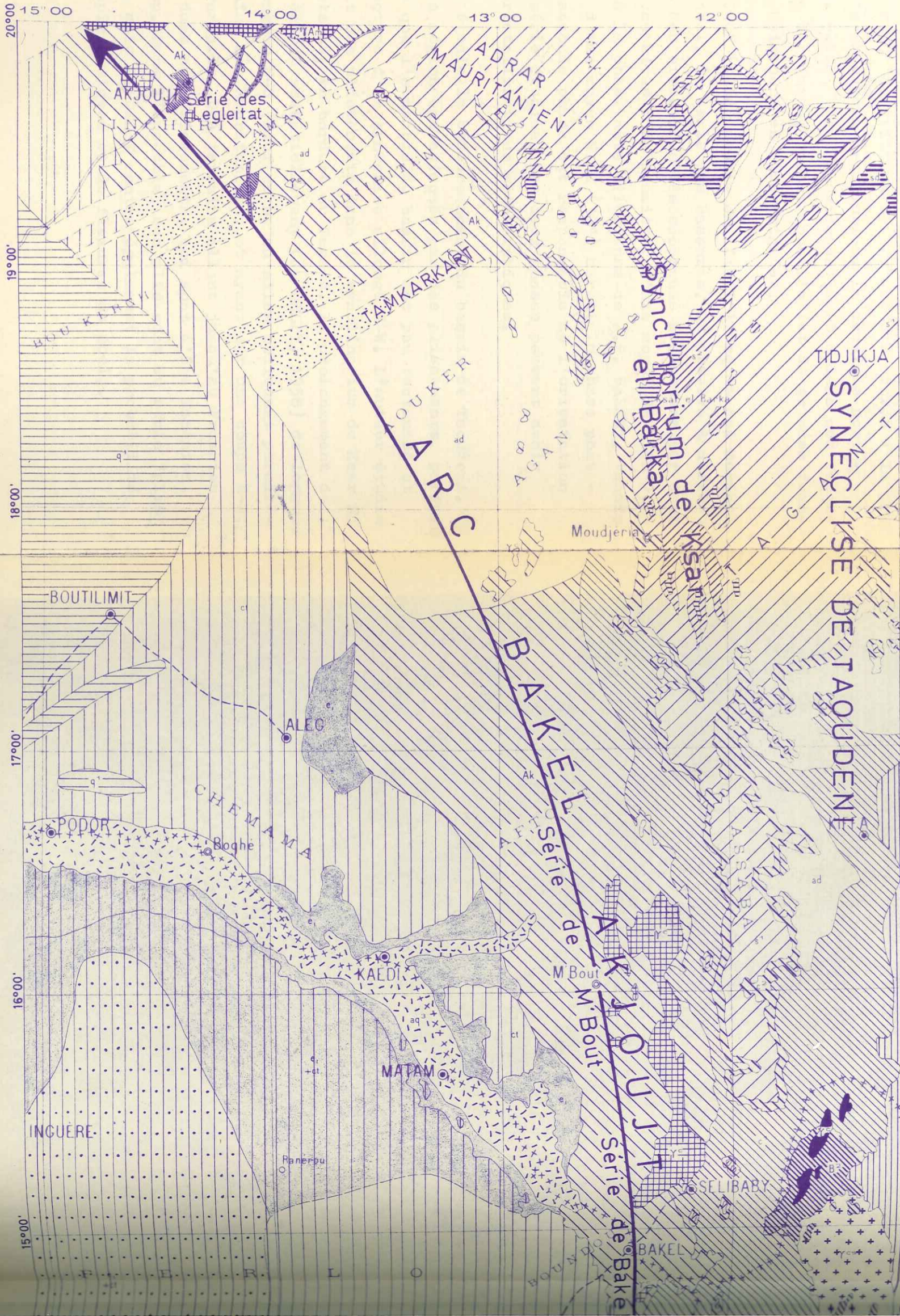
b)- J.P. BASSOT (1963) montre que la zone plissée du Sénégal Oriental, comprenant des séries métamorphiques ou non mais presque toutes attribuées au Cambrien, Ordovicien et Silurien, est formée de grandes structures, allongées en moyenne N.NE (sauf à

sciences de la terre
BIUS
JUS
CADIST

FIG. 77 CARTE STRUCTURALE DES MAURITANIDES
 D'après J. SOUGY - West African Fold Belt
 Geol. Soc. of Am. Bul. v. 73 p.871-876 - 1962





EXTRAIT DE LA
CARTE GEOLOGIQUE DE L'AFRIQUE OCCIDENTALE
 FEUILLE N°4 (SENEGAL)
 AU 1/2.000.000
 B.R.G.M. 1960

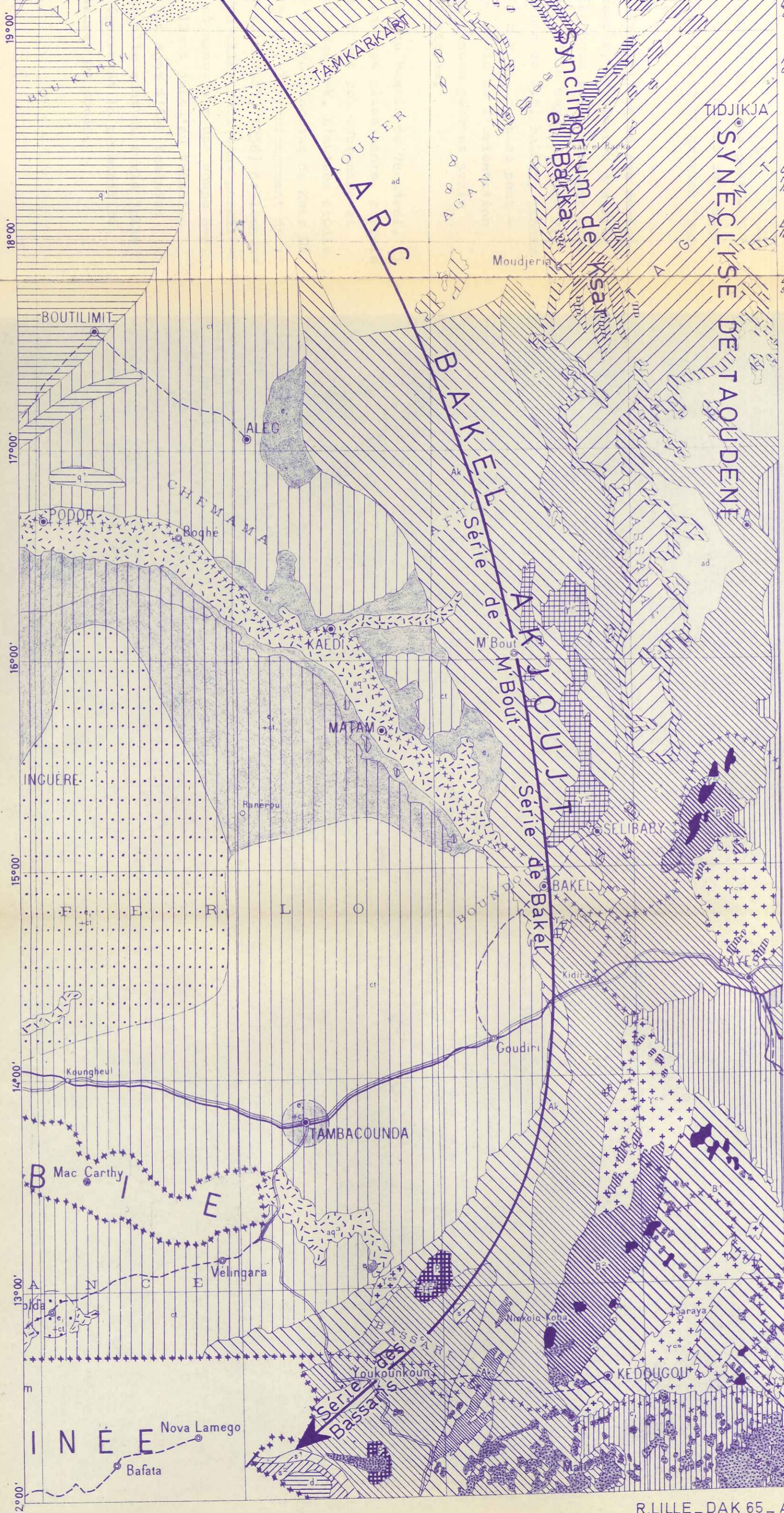


FORMATIONS SEDIMENTAIRES

-  Rag.
-  ad
Dunes actuelles ou indifférenciées. Ogolien remanié.
-  aq³
Quaternaire supérieur marin ou fluvial.
-  q¹
Inchirien: Quaternaire ancien marin.
-  ct
Continental terminal.
-  e₁+ct
Calcaire à grandes Nummul. reconnu par sondages sous le c.t.
-  e₁
Eocène moyen: calcaire, dolomie, argile, grès.
-  e₁+ct
Eocène moyen reconnu par sondages sous le c.t.
-  d
Dévonien indifférencié.
-  sd
Gothlandien - Dévonien.
-  s²
Gothlandien.
-  s¹
Ordovicien supposé.
-  c²
Cambrien sup. supposé.
-  c¹
Cambrien inf. supposé.
-  c
Cambrien indiff. supposé.
-  c_I
Infracambrien supposé
-  c_{I-IV}
Séries de Médina-Kouta, Kouloubâ, Affolé.
-  c_{I-IV}
Série de la Tamboura.

FORMATIONS METAMORPHIQUES

-  Ak
Série d'Akjoujt et de Bakel: roches vertes.
-  Ak
Série d'Akjoujt et de Bakel.



- q¹
Inchirien: Quaternaire ancien marin.
- ct
Continental terminal.
- e₁+ct
Calcaire à grandes Nummul. reconnu par sondages sous le c.t.
- e₁
Eocène moyen: calcaire, dolomie, argile, grès.
- e₁+ct
Eocène moyen reconnu par sondages sous le c.t.
- d
Dévonien indifférencié.
- sd
Gothlandien - Dévonien.
- s₂
Gothlandien.
- s₁
Ordovicien supposé.
- c₂
Cambrien sup. supposé.
- c₁
Cambrien inf. supposé.
- c
Cambrien indiff. supposé.
- Infracambrien supposé**
- c₁
Séries de Madina-Kouta, Koulouba, Affile.
- c_{1-IV}
Série de la Tambaoura.
- FORMATIONS METAMORPHIQUES**
- Ak
Série d'Akjoujt et de Bakel: roches vertes.
- Ak
Série d'Akjoujt et de Bakel: schistes et quartzites.
- B₂
Birrimien: roches vertes.
- B₁
Birrimien: faciès schisteux.
- YAm
Série de l'Amsaga.
- ROCHES ERUPTIVES**
- Yc
Granites postérieurs à la Série d'Akjoujt.
- r
Rhyolites et microgranites.
- Yc
Granites et granodiorites, posttectoniques, birrimiens.
- Ycs
Granites syntectoniques birrimiens.
- d
Dolerites intrapaléozoïques.

l'extrême Sud) et déversées tantôt vers l'Est tantôt vers l'Ouest. Deux tectogenèses ont contribué à former ces structures : la première à la limite Ordovicien - Silurien, la deuxième post-silurienne. J.P. BASSOT met en évidence le rôle dans ces tectogenèses du socle birrimien, jouant sous l'effet de grandes fractures qui le fractionnent en blocs rigides.

J.C. CHIRON (1964) étudie en détail l'une de ces séries du Sénégal Oriental, la Série des Bassaris, et observe à différentes reprises des structures mésoscopiques provoquées par deux tectogenèses successives : la première, d'axe moyen SE (150°), correspondrait à la phase ante silurienne de J.P. BASSOT, tandis que la seconde, d'axe moyen N.NE (30°) serait la phase post-silurienne. La seconde phase est responsable de l'orientation générale de la série étudiée. Les deux phases peuvent avoir orienté des recristallisations métamorphiques.

c)- J. DELPY étudie la bordure ouest du bassin de Taoudeni. Il montre que cette région est affectée par des plissements, parfois violents, alors que l'ensemble du bassin est peu tectonisé et possède la structure d'un synclise allongé E-W. L'auteur étudie particulièrement ces plissements dans le synclinorium de Ksar El Barka, qui constitue, en bordure du Tagant, le prolongement de l'Assaba. Il y décrit essentiellement (J. DELPY, 1958) de longues structures allongées N-S (sauf au N, où elles obliquent parallèlement à la chaîne des Mauritanides) et ayant sur une coupe E-W, une amplitude variable. Des terrains allant jusqu'au Frasnien sont impliqués dans ces plissements, qui sont d'âge faménien ou post-dévonien. Dans l'ensemble, ces plis sont du style "plis de couverture", mais J. DELPY montre également la probabilité de mouvements épirogéniques et de flexures du socle.

Des considérations d'ordre essentiellement stratigraphique amènent l'auteur à penser que des mouvements épirogéniques précoces ont commencé dès l'Infra-Silurien et se sont poursuivis pendant tout le Silurien et le Dévonien.

D'autre part, le fait, observé par Th. MONOD comme par J. DELPY, que les dépôts faméniens et carbonifères sont régulièrement absents dans les zones plissées de bordure du synclise de Taoudeni, est interprété par les auteurs comme le résultat d'un diastrophisme sans doute dû au plissement majeur, qui serait donc d'âge faménien.

Diverses coupes ou études, faites dans la zone schisteuse "falémienne", au pied des plateaux du Tagant et de l'Assaba septentrional, mettent en évidence de grandes structures régulières N-S, généralement à faibles pendages (5 à 15°, d'après R. GOUZES), parallèles aux structures homologues des plateaux. Les auteurs de ces études démontrent, par la même occasion, que ce "Falémien" est ici simplement du Cambro-Ordovicien plissé (C. BENSE et J. DELPY 1958, J. DELPY 1959, R. GOUZES 1962).

d)- Plus au Nord, R. TROMPETTE (1962a et 1962b) étudie la même orogénèse post-dévonienne dans l'Adrar mauritanien. Cette orogénèse provoque, dans cette bordure ouest du synclise de Taoudeni, l'apparition de "zones fortement tectonisées séparées par des plateaux tabulaires". Les plis sont d'axe moyen NW et "poussés vers le NE".

En même temps l'auteur, précisant les observations de J. DELPY, met en évidence une importante discordance de ravinement qui pourrait être soit intra-silurienne, soit intra-ordovicienne, soit, plus probablement, à la limite de ces deux étages (rappelons que dans ces régions, le Silurien est le premier étage daté par des fossiles).

e)- Enfin la région s'étendant d'Akjoujt au Tankarkart, spécialement intéressante du fait des gisements de cuivre d'Akjoujt, a été l'objet de nombreuses théories stratigraphiques et tectoniques souvent discordantes entre elles; notre propos n'est pas, ici, de faire une revue générale des problèmes et hypothèses avancés dans cette région assez complexe : d'excellentes bibliographies ont paru sur ce sujet. Je citerai donc seulement les études structurales et hypothèses récentes dont les incidences nous intéressent directement pour l'étude du Guidimaka.

J. MARCELIN (1962), étudiant les schistes métamorphiques des Legleitat, met en évidence, au terme d'une étude structurale extrêmement rigoureuse, deux phases de plissement.

- Une première phase induit des plis d'axe moyen 60° , à plongements faibles et variables et dont les plans axiaux ont, quand ils ne sont pas repris par la deuxième phase, un fort pendage NW. Un métamorphisme épi, synchrone de cette première phase, matérialise par des clivages de flux les directions de plan axial.
- Une deuxième phase plisse la schistosité (clivage de flux) née de la première phase. Les plis ont un axe moyen 160° plongeant S.SE, et un plan axial moyen à fort pendage W. Cette direction de plan axial est matérialisée par un clivage de fracture.

Enfin une phase "récente" suscite des plis cassants, dissymétriques, d'axe variable, parfois vertical.

L'auteur propose, en s'appuyant sur les études de R. TROMPETTE dans l'Adrar, un âge post-dévonien pour la phase II. La phase I, par contre, n'est pas datée avec certitude.

R. TROMPETTE (1962), étudiant la série épimétamorphique du Tamkarkart, met en évidence :

- une première phase de plissement, d'axe E-W, visible grâce à ses linéations B. L'auteur la parallélise à la première phase de J. MARCELIN;
- une deuxième phase de plissement, d'axe N.NW-S.SE, que l'auteur parallélise d'une part à la deuxième phase de J. MARCELIN, d'autre part au plissement hercynien (post-dévonien) de l'Adrar sédimentaire.

Ainsi s'amorcerait, d'Akjoujt au Tamkarkart, une rotation des axes des deux phases de plissement, rotation qui pourrait aboutir, en continuant vers le Sud, aux axes N.NE et E.SE visibles dans la Série de M'Bout, puis aux axes N.NE et SE de la Série des Bassaris (confins sénégal-guinéens). Malheureusement, la liaison n'a pu encore être faite, sur le terrain, entre le Tamkarkart et le Guidimaka. Rappelons en outre que les études citées ci-dessus sont en plein devenir et que je ne fais état que de rapports provisoires.

Pour terminer cette revue aussi brève qu'incomplète, rappelons que F. TESSIER, R. DARS et J. SOUGY (1961) interprètent les structures hercyniennes d'Akjoujt comme le résultat d'une tectonique tangentielle et d'un charriage de la série métamorphique d'Akjoujt sur un autochtone sédimentaire dont le terme supérieur est ordovicien. Les plis de bordure ouest du Paléozoïque de l'Adrar seraient dus au choc du charriage. J. GROLIER (1963) et R. GIRAUDON (1964) qui dissèquent la Série d'Akjoujt en plusieurs unités lithostratigraphiques sans doute métachrones, adoptent néanmoins les grandes lignes de cette hypothèse. Enfin R. DARS et J. SOUGY (1964), analysant les contacts de la Série de M'Bout et des granites du Guidimaka, y voient l'effet atténué d'une tectonique tangentielle, due à une poussée W-E, synchronique de celle qui suscite les charriages de la Série d'Akjoujt.

f)- Un certain nombre de mesures géochronologiques viennent également confirmer l'existence, dans les séries métamorphiques de cet arc Bakel - Akjoujt, de phénomènes synchrones de ceux qui ont pu être datés par des méthodes classiques dans les séries sédimentaires. On a mesuré ainsi :

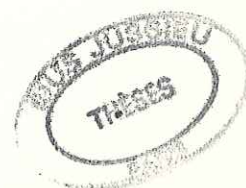
1/- un métamorphisme voisin de 430 ou 440 MA, soit un âge de 433 ± 25 MA pour la chlorite séricite d'un schiste de la Série de la Koulountou au Sénégal Oriental et un âge de 441 ± 17 MA pour une rhyolithe rétro-morphosée affleurant dans la même série. On date ainsi un phénomène se situant à la limite entre l'Ordovicien et Silurien (J.P. BASSOT 1963 - J.P. BASSOT et coll. 1964);

2/- un métamorphisme voisin de 350 ou 360 MA : soit des âges de 358 ± 33 MA et 357 ± 21 MA pour des muscovites de la Série de Bakel, et un âge de 327 ± 33 MA pour la biotite d'un granite rétro-morphosé de la région d'Akjoujt. On date ainsi un phénomène à la limite entre Dévonien et Carbonifère (M. BONHOMME et coll. 1961, J.P. BASSOT, 1963, J.P. BASSOT et coll. 1964);

3/- enfin des phénomènes tardifs voisins de 200 MA et n'affectant que les biotites des roches ci-dessus (mêmes bibliographies que ci-dessus ainsi que R. GIRAUDON et coll. 1964).

II.3.6.2 - Voyons maintenant comment le cadre ainsi mis en place peut faciliter la compréhension du Guidimaka.

a)- La phase II, d'axe N.NE, mise en évidence dans la Série de M'Bout peut être parallélisée, tant à cause de son orientation que de son style avec :



- la phase principale de plissement, d'âge post silurien, des séries étudiées par J.P. BASSOT et J.C. CHIRON au Sénégal Oriental;
- le plissement post frasnien étudié par J. DELPY dans le synclinorium de Ksar El Barka.

On obtient ainsi, pour cette phase, la présomption d'un âge situé à la limite entre Dévonien et Carbonifère, correspondant, d'après J. SOUGY (1962), à la phase majeure de l'orogénèse hercynienne qui créa les "Mauritanides".

Deux déterminations géochronologiques faites par Madame VACHETTE sur les muscovites de quartzites de la Série de M'Bout (monts Wa-Wa) transforment cette présomption en une quasi-certitude : dans ces deux échantillons, la foliation était parallèle aux plans axiaux des plis de la phase II; les âges obtenus sont les suivants :

356 ± 29 MA (Ech. F 571)
345 ± 37 MA (Ech. F 587).

La concordance avec les mesures faites au Sénégal Oriental est parfaite.

Nous concluons donc que la tectogenèse II de la Série de M'Bout, et sans doute la tectogenèse II' de la Série de Bakel, se sont passées vers 350 ou 360 MA, soit à la limite entre Dévonien et Carbonifère, et qu'un métamorphisme synchrone les a accompagnées.

b)- Les tectogenèses I et II de la Série de M'Bout se sont produites dans des conditions thermodynamiques comparables, conduisant à la formation des mêmes minéraux de métamorphisme. La direction axiale des plis de cette phase est approximativement la même que celles des phases précoces décrites par J.C. CHIRON au Sénégal Oriental et R. TROMPETTE au Tamkarkart.

Je proposerai donc, à titre d'hypothèse, de paralléliser la tectogenèse I de la Série de M'Bout (ainsi, sans doute, que la tectogenèse I' de la Série de Bakel) avec les phases de plissement précoces du Sénégal Oriental d'une part, du Tamkarkart et d'Akjoujt d'autre part.

Je ne pense toutefois pas qu'on puisse retenir avec certitude l'âge de 440 MA (infra-silurien) proposé par J.P. BASSOT. Nous verrons en effet, dans la troisième partie de ce mémoire, que cet âge n'a pas été retrouvé parmi les mesures géochronologiques datant les tectogenèses qui ont affecté le socle. Cette question sera donc laissée provisoirement sans réponse.

Pour finir, il nous faut dire quelques mots d'une hypothèse avancée par C. BLOT, Y. CRENN, et J. RECHENAMN (1962) et s'appuyant sur une étude gravimétrique de l'arc Bakel-Akjoujt.

Ces auteurs, remarquant que les granites du Guidimaka ne se traduisent, sur leur carte gravimétrique, par aucune diminution de pesanteur, concluent qu'ils pourraient être des "granites intrusifs que des mouvements ultérieurs auraient séparés de leur racine".

Je pense que le contexte géologique maintenant connu est assez différent de celui que l'on imaginait lorsqu'a été avancée cette hypothèse, qui, à présent ne s'impose plus.

Ainsi :

- il semble difficile d'attribuer une densité uniforme à un ensemble aussi hétérogène et mal connu que la "Série d'Akjoujt";
- l'ensemble de roches qui constituent le massif traditionnellement connu comme "granite du Guidimaka" est lui aussi très hétérogène : diorite quartzique, granite à deux micas, amphibolites; le choix d'une densité moyenne devrait tenir compte désormais de la présence de tous ces composants;
- enfin nous avons vu que la Série de M'Bout est vraisemblablement assez peu épaisse (1.000 m peut être) et on peut supposer qu'en dessous se trouvent encore des granites, qui, d'ailleurs, ont été vus ou soupçonnés en d'autres points que le massif granitique principal.

L'argumentation de C. BLOT et coll. concernant les granites du Guidimaka ne me semble donc pas convaincante. En revanche, d'autres éléments de leur note sont très intéressants; nous les reverrons plus loin (3ème partie).

PLANCHE XVI

- 1 et 2 - Meneaux à plongement nord dans la fermeture synclinal C_1 des monts Wa-Wa sud.

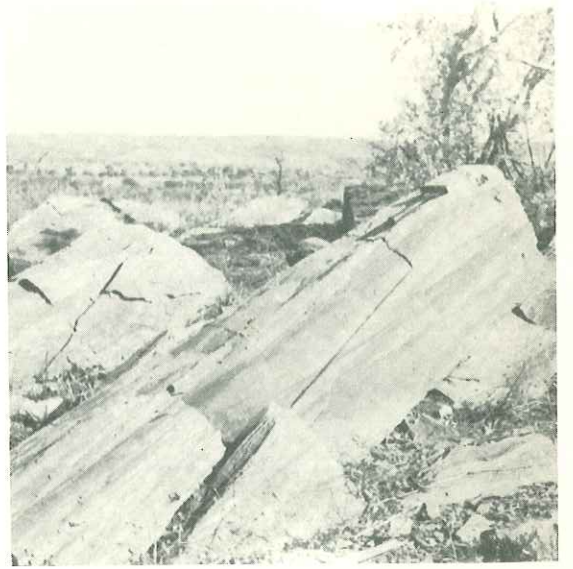
- 3 et 4 - Plis déversés vers l'Est et foliation de plan axial dans les quartzites des monts Wa-Wa sud.

- 5 - Plis déversés vers l'Est dans les cipolins des monts Wa-Wa sud.

- 6 - Plis et foliation de plan axial à fort pendage W dans les quartzites de Foun Gleïta (monts Wa-Wa nord)



1



2



3



E

W

4



E

5



W

E

6

PLANCHE XVII

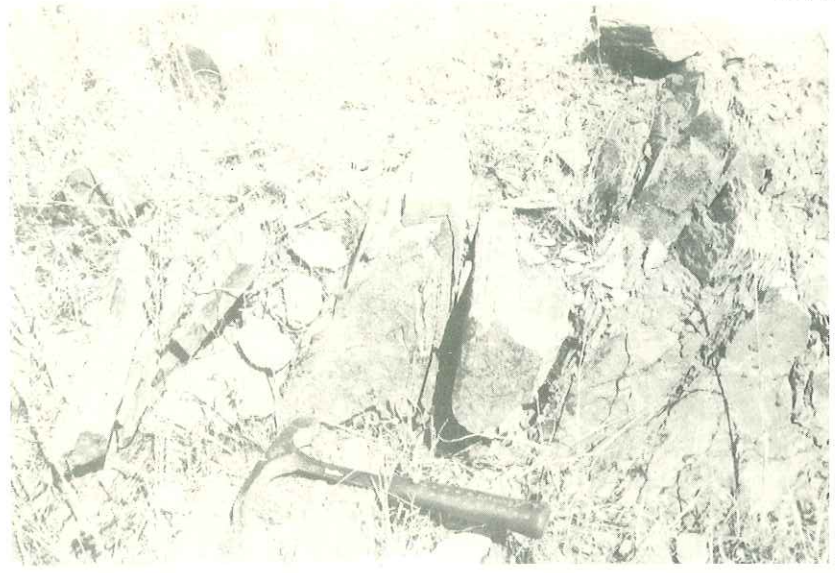
Monts Wa-Wa nord

- 1 - Plis mésoscopiques isoclinaux dans des quartzites de la structure III

- 2 - Plis d'entraînement dans des quartzites du défilé de Foun Gleita

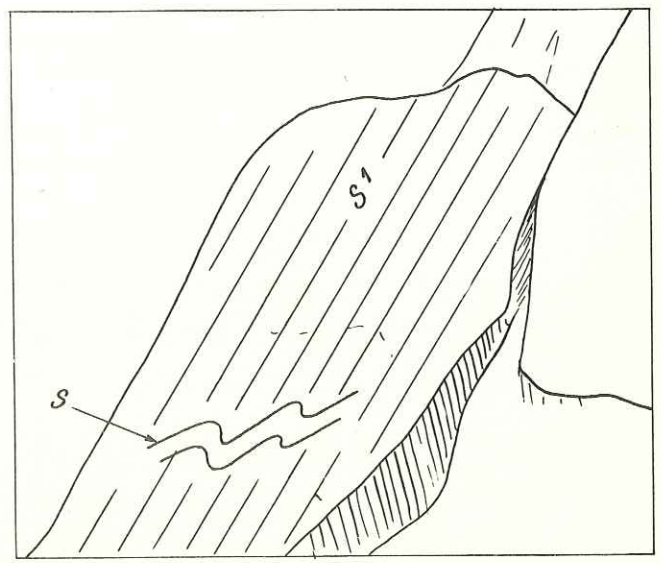
- 3 - Stratification faiblement pentée recoupée par une schistosité S_1 à fort pendage W , dans les quartzites de la fermeture anticlinale C_4

W



E

1



E

2

E



W

3

PLANCHE XVIII

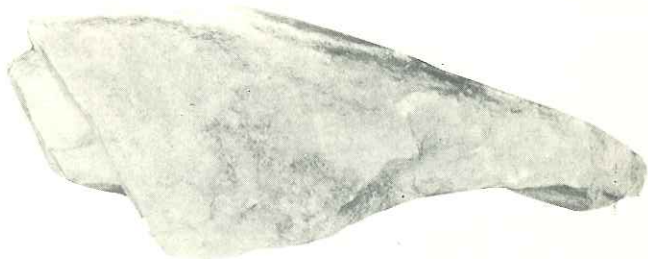
- 1 et 2 - Pli non cylindrique affectant des quartzites
(fermeture synclinal C_6 , monts Wa-Wa nord)
- 3 à 5 - 3 et 5 sont deux sections perpendiculaires à
l'axe du pli 4. Sur la section 5, polie, la
stratification est bien visible.
Sur la section 3, non polie, on ne distingue
que la foliation de plan axial soulignée par
la disposition planaire des muscovites (fer-
meture synclinale C_6 , monts Wa-Wa nord)
- 6 - Pli de type "pli semblable" affectant des
quartzites riches en lits de minéraux lourds
du défilé de Foug Gleïta (section perpendicu-
laire à l'axe)
- 7 - Débit en parallélépipèdes des quartzites, dû
à la coexistence des surfaces de stratification
et de foliation
- 8 - Pli affectant des quartzites à lits de minéraux
lourds du défilé de Foug Gleïta. En dessous du
niveau, les plis sont à peu près semblables
(section perpendiculaire à l'axe)

0 10 20 cm

0 10 20 cm



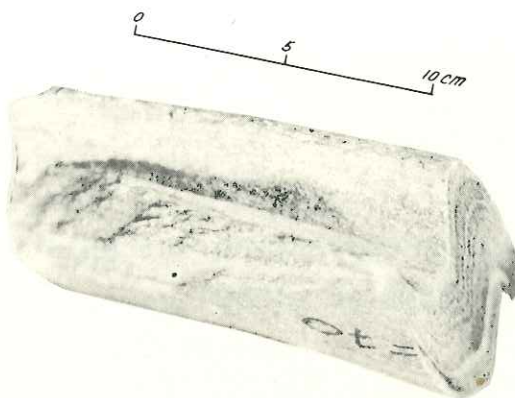
1



2

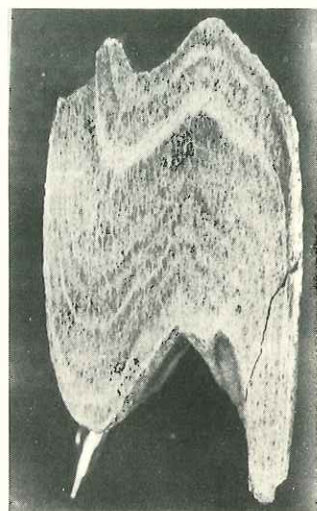


3



4

0 5 10 cm



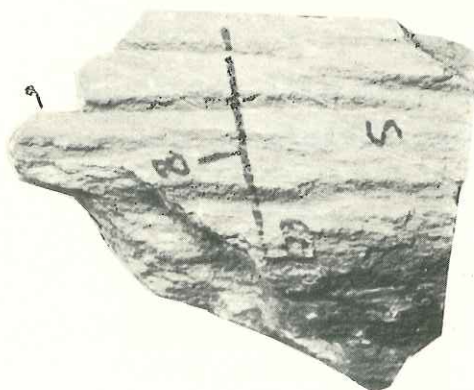
8

0
5
10 cm



6

0
5
10 cm



7

0 5 10 cm



0
5
10 cm

ciencias de la tierra
MUSEO
JUSSIEU
CADIST

PLANCHE XIX

- 1 - Meneau strié longitudinalement (fermeture synclinale des quartzites du Sud de Testaï, Série de Bakel)

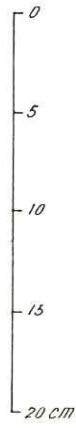
- 2 - Pli affectant des séricitoschistes quartzeux du massif d'Artemou (Série de M'Bout)

- 3 - Clivage de fracture dans des séricitoschistes du massif d'Artemou (la stratification est bien visible)

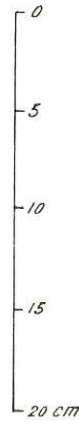
- 4, 5 et 6 - Plis affectant la stratification, visible grâce à des lits de minéraux lourds, dans les quartzites des monts Wa-Wa nord (sections 4 et 5 perpendiculaires à l'axe)



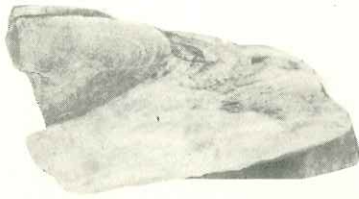
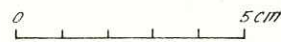
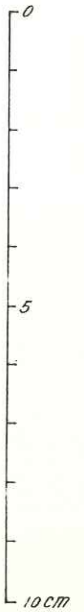
1



2



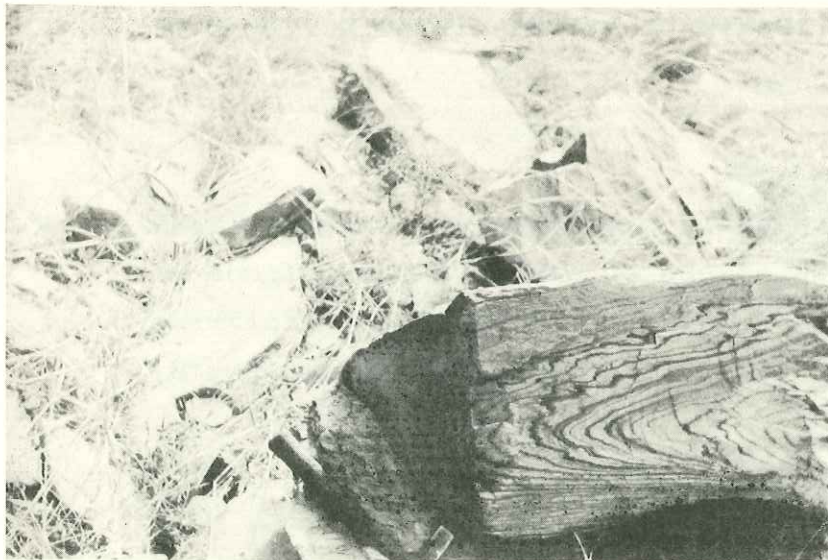
3



4



5



6

PLANCHE XX

Plis mésoscopiques affectant des lentilles de quartz

- 1 - Plis de la phase I' dans des quartzites du Sud de Testaï

- 2 - Lentille de quartz allongée dans S₀, et plissée par la tectonique II'
(quartzites de Bakel)

- 3 - Abondantes lentilles de quartz plissées dans les quartzites de l'extrémité NW du massif de Tajalt M'Beïdia (Série de M'Bout)

- 4 - Petites lentilles de quartz plissées dans le conglomérat à galets de quartz et quartzites de la Série de Bakel
(Structure du NW de Bakel)

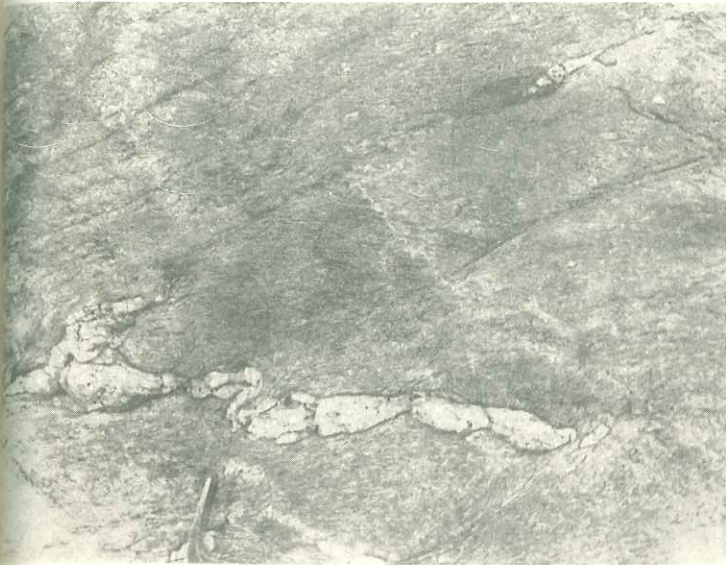
sciences de la terre
BIUS
JULIEN
GADIST

SW



NE

1



2



3



4

PLANCHE XXI

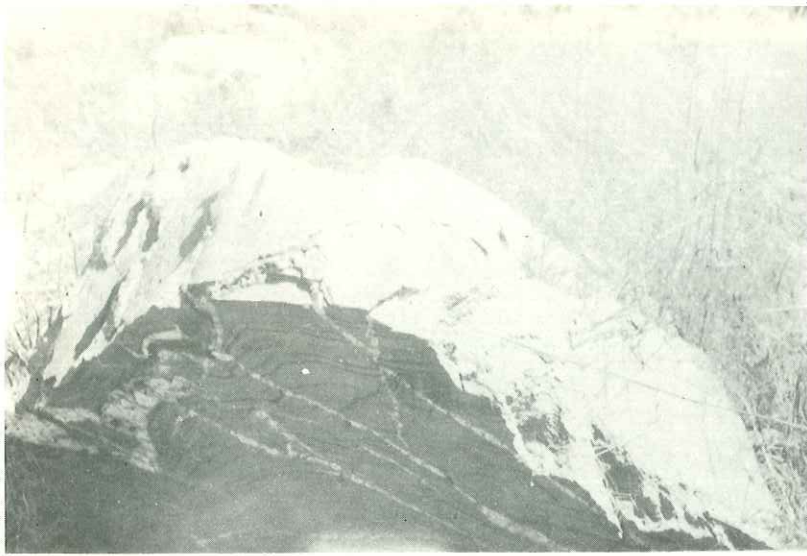
Fermetures synclinales dans les quartzites
des monts Wa-Wa Sud

- 1 - Plis affectant la stratification, visible grâce à des lits de minéraux lourds; des lentilles de quartz blanc sont également plissées; des filonnets de quartz blanc sont parallèles à la foliation

- 2 et 3 - Plis affectant des surfaces de discontinuité; la foliation de plan axial est bien visible

- 4 - Plis affectant des surfaces de stratification (près du marteau) et des surfaces de discontinuité (haut de la photo)

E



W

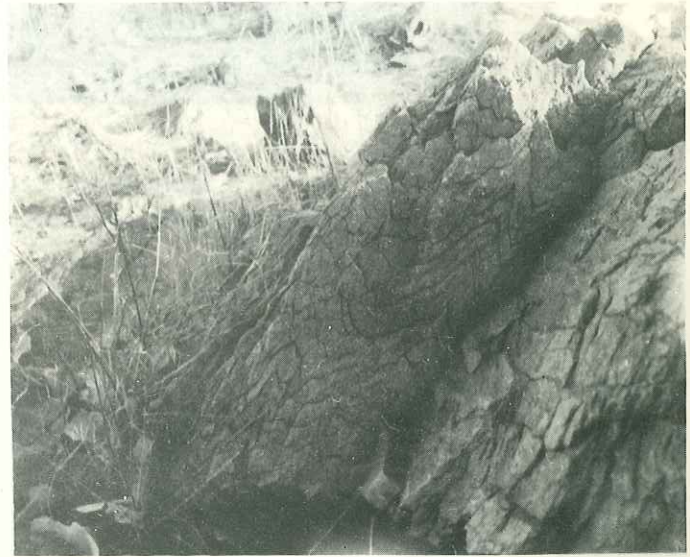
1



E

W

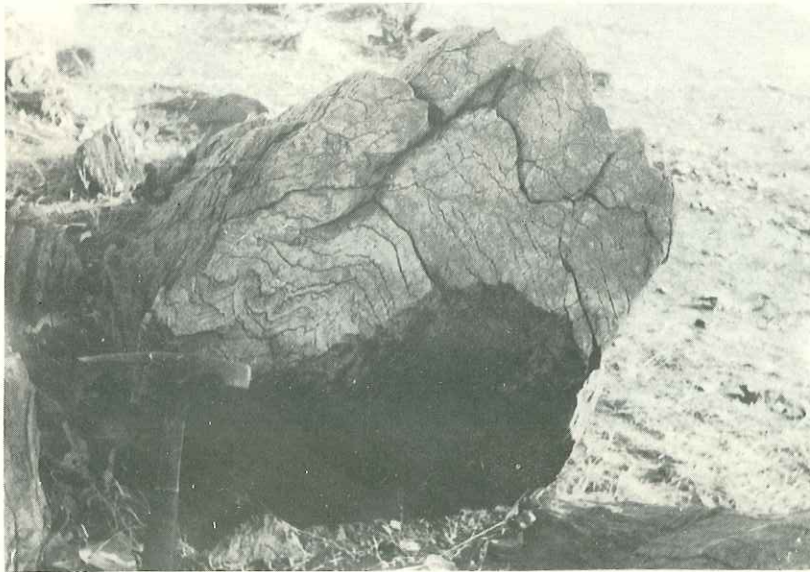
2



E

3

W



E

4



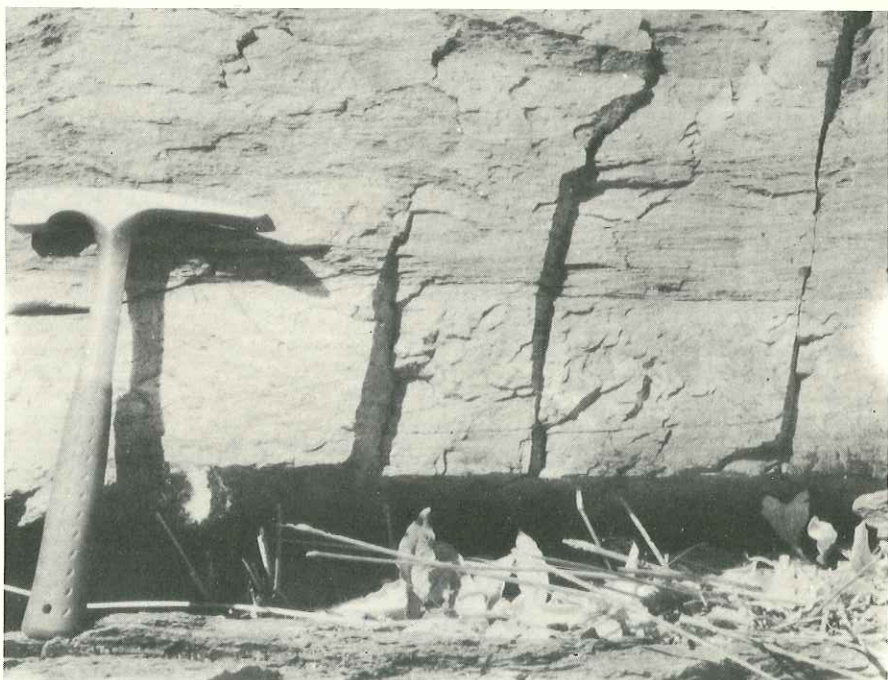
E

W

Photo G. ROCCI

1

Pli mesoscopique sur un bloc éboulé
Corniche sud de la montagne d'Artémou, face nord du bloc



S

N

Photo G. ROCCI

2

Stratifications obliques
Corniche sud de la montagne d'Artémou, face est de l'affleurement

Musée de la région
 Jura
 CADIST

PLANCHE XXIII

Quartzites des synclinaux du Sud de Testaf

- 1 - Plis et meneaux de la phase tectonique II' affectant la foliation S_0

- 2 - Meneaux de la phase I' dans une fermeture synclinale

- 3 - Meneau de la phase I'



1



2



3

