



**HAL**  
open science

# Étude structurale du centre de l'Adrar des Iforas (Mali) : mylonites et tectogénèse

Anne-Marie Boullier

► **To cite this version:**

Anne-Marie Boullier. Étude structurale du centre de l'Adrar des Iforas (Mali) : mylonites et tectogénèse. Pétrographie. Institut National Polytechnique de Lorraine - INPL, 1982. Français. NNT : . tel-00771351

**HAL Id: tel-00771351**

**<https://theses.hal.science/tel-00771351>**

Submitted on 8 Jan 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.

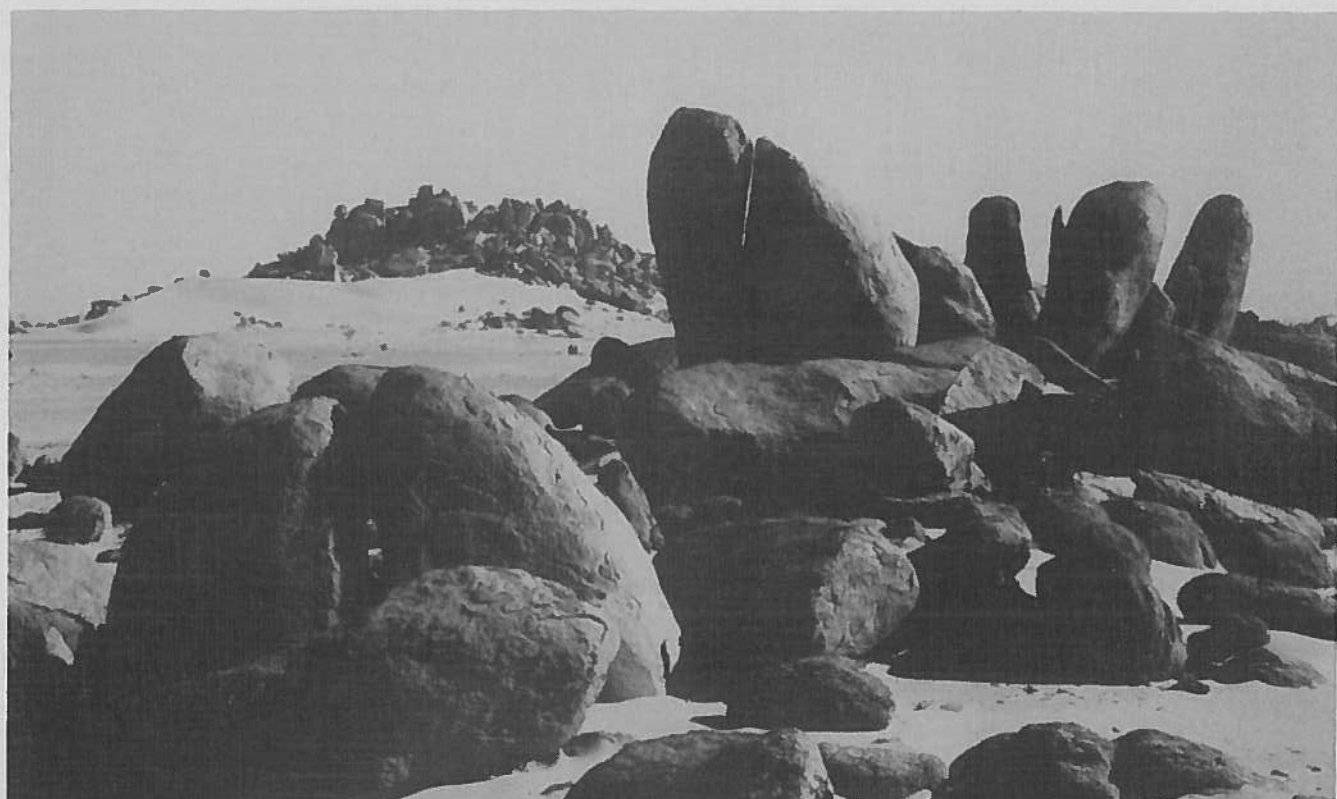
L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

**Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques.  
C.N.R.S.**

**Institut National Polytechnique de Lorraine  
E.N.S.M.I.M.**

**Anne-Marie BOULLIER**

**ETUDE STRUCTURALE DU  
PRECAMBRIEN DU CENTRE DE L'ADRAR  
DES IFORAS (MALI).**



CRPG - ENSMIM

THÈSE

présentée à

l'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

pour l'obtention du grade de

DOCTEUR ÈS-SCIENCES NATURELLES

par

**Anne-Marie BOULLIER**

\*\*\*

ETUDE STRUCTURALE DU CENTRE DE L'ADRAR  
DES IFORAS ( MALI )  
MYLONITES ET TECTOGENÈSE

\*\*\*\*\*

*Soutenue publiquement le 4 juin 1982 devant la Commission d'Examen*

JURY

MM. M. MATTAUER

Président

R. CABY

A. NICOLAS

A. PECHER

} Rapporteurs

F. ALBAREDE

M.P. COWARD

M. GRAVELLE

J. KORNPROBST

} Examineurs

**Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques.  
C.N.R.S.**

**Institut National Polytechnique de Lorraine  
E.N.S.M.I.M.**

**Anne-Marie BOULLIER**

**ETUDE STRUCTURALE DU  
PRECAMBRIEN DU CENTRE DE L'ADRAR  
DES IFORAS (MALI).**

## REMERCIEMENTS.

*Le travail présenté dans ce mémoire a été réalisé entre octobre 1975 et juillet 1980 au sein de l'équipe de géologie du Centre Géologique et Géophysique de Montpellier. C'est avec E.Ball, J.M.Bertrand, R.Black, R.Caby, J.Fabre, J.Lancelot que j'ai fait mes campagnes de terrain. I.Davison, L.I.Wright et M.Coward se sont joints à nous. Toutes ces missions se sont déroulées dans les meilleures conditions possibles grâce à la Direction Nationale de la Géologie et des Mines et aux autorités militaires locales. Je n'oublierai pas Hamadou Ba, géologue à la D.N.G.M. et camarade des haltes à Kidal, Tiékon Coulibali, mécanicien magicien, et surtout Mohamed Hag Haïballah, joueur de flûte, conteur émérite, chasseur de lapins.*

*Les techniciens du C.G.G. ont eux aussi contribué à ce travail, que ce soit pour la préparation des missions ou pour l'exploitation à tout niveau des échantillons.*

*Le fait que les études géologiques aient été menées de pair avec les levés gravimétriques a suscité d'intéressantes et fructueuses discussions avec les géophysiciens, A.Lesquer, S.Ly, M.Daignières et R.Bayer.*

*L'essentiel de ma recherche pour ce mémoire a donc été réalisé à Montpellier où j'ai aussi bénéficié de la compétence de mes camarades du "second", en particulier A.Etchecopar et H.Maluski. J'ai laissé à Montpellier beaucoup plus que des collègues.*

*En 1980, j'ai intégré le C.R.P.G. où l'ensemble du personnel chercheur et technicien, par son accueil et son aide efficace, a facilité mon travail au cours des deux années avant la soutenance et contribué à l'ambiance tranquille mais laborieuse nécessaire à la rédaction de ce mémoire.*

*Qu'il me soit permis de remercier les membres du jury: M.Mattauer, A.Nicolas, R.Caby, A.Pêcher, M.P.Coward, J.Kornprobst, F.Albarède et M.Gravelle.*

*Enfin, j'ai une pensée toute particulière pour M.C.Arléry qui, contre vents et marées, a effectué la première frappe de ce mémoire, pour A.L.Montéragnoni qui en a assuré les ultimes corrections et la mise en page et grâce à laquelle ce mémoire est enfin publié, pour A.Legros qui a réalisé les dessins et la carte et J.Gorau pour les photographies. A l'heure où j'écris ceci, mon mémoire n'est pas encore imprimé. Heureusement, G.Chrétien, H.Aubry et J.Favier seront là pour y remédier!*

*J'ai vite oublié le soleil du Midi grâce à la chaude amitié de Agnès, Bénédicte, Bernadette, Brigitte, Chantal, Claire, Liliane et Vonnie. Qu'elles en soient remerciées.*

*Je dédie ce travail à mes parents qui n'ont jamais découragé ma vocation (oh combien têtue!), à Jimmy et Alice qui ont enduré les derniers moments, et à Gabriel, ma deuxième pierre précieuse acquise depuis la soutenance de ce mémoire.*

# SOMMAIRE

	Page
AVANT PROPOS	15
RESUME	19
ABSTRACT	21
INTRODUCTION A LA GEOLOGIE DE L'ADRAR DES IFORAS	23
1 - LES NAPPES PELLICULAIRES	27
2 - LA ZONE D'ACCRETION	27
a) La bordure orientale du craton Ouest-Africain : une suture cryptique	27
b) La zone d'accrétion sensu stricto	28
c) Les gneiss d'Aguel'hoc	28
3 - LA ZONE CENTRALE DE L'ADRAR DES IFORAS	28
a) Le batholite	28
b) Le coeur de l'Adrar des Iforas : zone de réactivation du socle pré-pan-africain	30
4 - LE SECTEUR ORIENTAL DE L'ADRAR DES IFORAS. CYCLE DE WILSON (1966) : OUVERTURE-FERMETURE-COLLISION	31
CHAPITRE I - LA ZONE CENTRALE DE L'ADRAR DES IFORAS: CADRE GEOLOGIQUE ET LITHOSTRATIGRAPHIQUE	37
I - L'UNITE GRANULITIQUE DES IFORAS	37
A - LE MATERIEL METAMORPHISE AU COURS DE L'OROGENESE EBURNEENNE 38	
1 - LITHOLOGIE	38
2 - STRUCTURES EBURNEENNES	38
3 - LES ASSOCIATIONS MINERALES	40
a) Les métasédiments alumineux	40
b) Les roches basiques et ultrabasiques	42
c) Conditions (P, T) du faciès granulite éburnéen	43
i) Associations minérales primaires	44
ii) Associations minérales secondaires	44
iii) Fusion partielle des gneiss alcalins	47
iv) derniers stades d'évolution (P, T) des granulites	47
4 - LES GNEISS RUBANES ALCALINS ET LES GRANITOIDES ALCALINS	49
a) Composition minéralogique	49
b) Géochimie des éléments majeurs	49
c) Géochimie des éléments traces	51
5 - DONNEES GEOCHRONOLOGIQUES SUR LE METAMORPHISME GRANULITIQUE	56

B - LE MATERIEL POST-EBURNEEN	58
1 - LES SEDIMENTS DISCORDANTS SUR L'U.G.I.	58
2 - LES FILONS DOLERITIQUES PRE-PAN-AFRICAINS	59
II - LES METASEDIMENTS DU PROTEROZOIQUE EN DEHORS DE L'U.G.I.	60
A - PROTEROZOIQUE MOYEN	60
B - PROTEROZOIQUE SUPERIEUR ET TERMINAL	60
1 - LA SERIE DE PLATE-FORME DU PROTEROZOIQUE SUPERIEUR	60
2 - LA SERIE VOLCANOCLASTIQUE DU PROTEROZOIQUE TERMINAL	61
3 - LA SERIE DE LA FAILLE DE L'ADRAR	61
C - LA SERIE POURPREE	62
III - L'ASSEMBLAGE KIDALIEN	62
IV - LES GRES ORDOVICIENS : TASSILI	64
 CHAPITRE II - ANALYSE DES STRUCTURES LIEES A D1 ET D2 EN ADRAR DES IFORAS CENTRAL	65
1 - LE SECTEUR NORD DE L'U.G.I.	67
A - EFFETS DE LA TECTONIQUE D1 + D2 DANS LES GRANULITES	69
1 - LA PHASE D1	69
a) Les structures de terrain	69
b) Les structures microscopiques	69
2 - LA PHASE D2	73
a) Structures de terrain	73
b) Structures microscopiques	73
B - EFFETS DE LA TECTONIQUE D1 + D2 DANS L'ASSEMBLAGE KIDALIEN	75
1 - LA PHASE D1 (D1a + D1b)	76
a) Structures de terrain	76
b) Structures microscopiques	76
2 - LA PHASE D2	80
a) Structures de terrain	80
b) Structures microscopiques	81
C - CONCLUSIONS	83
II - DEFORMATIONS INTERNES DE L'U.G.I.	84

A - MISE EN EVIDENCE	84
B - PARTIE NORD DE L'U.G.I.	87
1 - RIVE SUD DE L'OUED TIADJIOUIN (feuille de Tin Zaouatène-Essali)	87
2 - ZONE MYLONITIQUE DE L'"EVEQUE"	91
3 - ZONE MYLONITIQUE A DE L'OUED TADELOK	96
4 - ZONE MYLONITIQUE B DE L'OUED TADELOK	97
C - PARTIE SUD DE L'U.G.I.	99
1 - CONTACT OUEST DE LA DIORITE DE L'OUED IN AFARA	99
2 - DEFORMATION DE LA SERIE DISCORDANTE SUR L'U.G.I.	99
D - CONCLUSIONS	103
III - LE SECTEUR EST ET NORD-EST (Feuille Tin Zaouatène)	104
A - DEFORMATION D1 - D2 DANS LES GRANULITES	105
1 - BORDURE ORIENTALE DE L'U.G.I.	105
a) Structures de terrain	105
b) Structures microscopiques	107
c) Conclusions	110
2 - VIRGATION ENTRE L'U.G.I. IFORAS ET L'U.G. IN OUZZAL	110
a) Observations de terrain	110
b) Observations microscopiques	112
c) Conclusions	115
3 - LES GRANULITES LE LONG DE LA FAILLE DE L'ADRAR	115
B - LA DEFORMATION D1 + D2 DANS L'ASSEMBLAGE KIDALIEN A L'EST DE L'U.G.I.	116
1 - OBSERVATIONS DE TERRAIN	116
2 - OBSERVATIONS MICROSCOPIQUES	118
3 - CONCLUSIONS	121
C - LA DEFORMATION D1-D2 DANS LES METASEDIMENTS	122
1 - OBSERVATIONS DE TERRAIN	122
a) Synforme pincée à l'Est de l'U.G.I.	123
b) Chaînon de l'Ibedouyen	123
c) Gour Tahoua	125
d) L'ensemble volcano-sédimentaire discordant au Sud d'Emaharies	127
2 - OBSERVATIONS MICROSCOPIQUES	127
3 - CONCLUSIONS	130



IV - LE SECTEUR A L'OUEST DE L'U.G.I.	131
A - EFFETS DE LA TECTONIQUE D1 + D2 DANS L'ASSEMBLAGE KIDALIEN	131
1 - STRUCTURES DE TERAİN	131
a) La phase D1 (D1a + D1b)	131
b) La phase D2	134
2 - STRUCTURES MICROSCOPIQUES	134
3 - INTERPRETATION	139
B - EFFETS DE LA TECTONIQUE D1-D2 DANS LES GRANULITES	140
C - L'U.G. DE L'ADRAR BEZEG ET SON PROLONGEMENT SUD	141
V - LE SECTEUR DE TIN ESSAKO	143
A - DOMAINE 1	143
B - DOMAINE 2	143
1 - LA PHASE ID1	143
a) La bordure orientale de l'U.G.I.	145
b) Dans les métasédiments	146
2 - LA PHASE ID2	147
3 - LA PHASE ID3	147
C - LE DOMAINE 3	147
D - LE DOMAINE 4	148
E - REMARQUES	148
CHAPITRE III - ORIENTATIONS PREFERENTIELLES DU RESEAU DU QUARTZ LIEES AUX PHASES D1 ET D2	151
INTRODUCTION	151
I - ROCHES DEFORMEES PAR D1	153
A - ECHANTILLON IB 1201	153
B - ECHANTILLON IB 78	155
C - ECHANTILLONS IB 334 ET 336	155
1 - IB 334	156
2 - IB 336	159
II - ROCHES DEFORMEES PAR D2	160

A - IB 303	160
B - IB 47	162
III - CONCLUSIONS	160
CHAPITRE IV - LA BORDURE OCCIDENTALE DE L'U.G.I : ZONE DE CISAILLEMENT DE PHASE D3	165
I - ASPECT CARTOGRAPHIQUE GENERAL	165
II - STRUCTURES DE TERRAIN	168
A - DANS L'U. G. I. MYLONITIQUE	168
B - DANS L'ASSEMBLAGE KIDALIEN	170
C - CONCLUSIONS	172
III - MICROSTRUCTURES	174
A - DANS L'U.G.I. MYLONITIQUE	174
B - DANS L'ASSEMBLAGE KIDALIEN	175
IV - ESTIMATION DE LA DEFORMATION ET DU DEPLACEMENT	178
A - METHODE DE MESURE, HYPOTHESES DE DEPART ET LIMITES	178
B - ESTIMATION DU DEPLACEMENT	183
V - ORIENTATION PREFERENTIELLE DE RESEAU DU QUARTZ	185
A - O. P. R. DU QUARTZ DANS LE GRADIENT DE DEFORMATION DE L'ADRAR OUZZEIN	185
1 - MESURES A LA PLATINE UNIVERSELLE	185
2 - MESURES AU GONIOMETRE DE TEXTURE	187
B - ECHANTILLONS PRELEVES DANS LA PARTIE SUD DE LA ZONE MYLONITIQUE	188
C - ECHANTILLON DE PLI DANS LES MYLONITES	193
D - CONCLUSIONS	196
VI - ETUDE DES INCLUSIONS FLUIDES	197
A - INTRODUCTION	197
B - DESCRIPTION DES I. F.	197
1 - DIFFERENTS TYPES D'INCLUSIONS FLUIDES	198
a) Inclusions carboniques	198
b) Inclusions aqueuses	198

c) Inclusions mixtes	199
FLUIDES	
2 - REPARTITION GEOMETRIQUE DES PLANS D'INCLUSIONS	199
3 - IMPORTANCE DES FLUIDES DANS LA RETROMORPHOSE	199
4 - EVOLUTION DES I. F PENDANT LA DEFORMATION PLASTIQUE	200
a) Bandes de déformation	200
b) Répartition des I. F. dans une structure porphyroclastique	202
5 - FENTES A NEOCRISTALLISATION DE QUARTZ	203
C - MESURES THERMOMETRIQUES	205
VII - EVOLUTION DES ELEMENTS MAJEURS A TRAVERS LA ZONE DE CISAILLEMENT	209
A - DONNES ANALYTIQUES	209
B - RAPPORT DES ELEMENTS DEUX A DEUX	210
C - UTILISATION DES DIAGRAMMES CHIMICO-MINERALOGIQUES	213
D - CONCLUSIONS SUR L'EVOLUTION DES ELEMENTS MAJEURS A TRAVERS LA ZONE MYLONITIQUE	215
E - MODELE D'HOMOGENEISATION PAR DEFORMATION	216
1 - HYPOTHESES ET CONSTRUCTION D'UN MODELE	217
2 - CADRE MATHEMATIQUE DU MODELE	218
3 - APPLICATION AU CAS ETUDIE	220
CHAPITRE V - METAMORPHISME ASSOCIE A D1 ET D2	231
I - DANS L'U.G.I.	231
A - LES FILONS DOLERITIQUES PRE-PAN-AFRICAINS	231
B - LES SEDIMENTS DISCORDANTS SUR L'U.G.I.	233
C - LES GRANULITES	233
1 - LES GABBROS	233
2 - LES PYROXENITES	234
3 - LES GRANULITES A DEUX PYROXENES	234
4 - LES METASEDIMENTS GRANULITIQUES	234
5 - LES GNEISS RUBANES ET GRANITOIDES ALCALINS	234
D - INTERPRETATION	237

1 - AU NIVEAU DES METASEDIMENTS DISCORDANTS	237
2 - AU NORD ET SUR LA BORDURE ORIENTALE DE L'U.G.I.	237
II - DANS L'ASSEMBLAGE KIDALIEN	238
A - LES METASEDIMENTS	240
1 - LES QUARTZITES ET GNEISS ALUMINEUX	240
2 - LES MARBRES	241
B - LES "ECLOGITOIDES"	241
1 - REPARTITION GEOGRAPHIQUE	241
2 - ETUDE PETROGRAPHIQUE	243
C - CONCLUSIONS	245
III - DANS LES CHAINONS DE METASEDIMENTS DE L'EST	246
A - SYNFORME PINCEE A L'EST DE L'U.G.I.	246
B - CHAINONS DE L'IBEDOUYEN	246
IV - DANS LE SECTEUR DE TIN ESSAKO	247
V - CONCLUSIONS	248
CHAPITRE VI - PLUTONISME PAN-AFRICAIN DE LA ZONE CENTRALE DE L'ADRAR DES IFORAS	249
I - DANS L'U.G.I.	249
A - INTRUSIONS PRE-TECTONIQUES D1	249
1 - LES FILONS DOLERITIQUES ET GABBROS ASSOCIES	249
2 - DIORITES PRE-TECTONIQUES DE D1	252
B - INTRUSIONS ANTE- A SYN-TECTONIQUES D2	254
C - INTRUSIONS POST-TECTONIQUES DE D2	254
D - EXEMPLE PARTICULIER DE L'INTRUSION COMPLEXE DU "CHAPELET"	254
E - LES INTRUSIONS POST-TECTONIQUES DE D3	255
F - LES INTRUSIONS NON CALEES DANS LA CHRONOLOGIE RELATIVE	256
G - CONCLUSIONS	256
II - DANS L'ASSEMBLAGE KIDALIEN	257
A - INTRUSIONS PRE-TECTONIQUES D1	257

B - INTRUSIONS SYN- A TARDI D1	258
C - INTRUSIONS POST-TECTONIQUES D1, ANTE D2	259
D - INTRUSIONS TARDI- A POST D2	260
E - INTRUSIONS POST- D3	260
F - CONCLUSIONS	260
III - DANS LE SECTEUR EST	261
A - PLUTONISME PRE-TECTONIQUE DE D1	261
B - INTRUSIONS PRE-TECTONIQUES D2	261
C - INTRUSIONS SYN- A TARDI D2	262
IV - DANS LE SECTEUR DE TIN ESSAKO	262
CONCLUSIONS	263
CHAPITRE VII - RELATIONS ENTRE LA TECTONIQUE D1 + D2 ET LA SERIE DE LA FAILLE DE L'ADRAR	265
I - DISCORDANCE DE LA FAILLE DE L'ADRAR	265
A - ADRAR ACHAMON	265
1 - DOMAINE A	265
a) Observations de terrain	265
b) Description des lames minces	265
2 - DOMAINE B	269
a) Observations de terrain	269
b) Description des lames minces	270
3 - DOMAINE C	270
a) Observations de terrain	270
b) Description des lames minces	270
4 - DOMAINES D, E et F	272
B - IN TEFERKIT	272
1 - OBSERVATIONS DE TERRAIN	272
2 - DESCRIPTION DES LAMES MINCES	275
II - DISCUSSION	276
CHAPITRE VIII - INTERPRETATION STRUCTURALE ET CINEMATIQUE	281
I - MISE EN EVIDENCE D'UNE TECTONIQUE TANGENTIELLE PAN-AFRICAINNE	281

II - CARACTERISTIQUES GEOMETRIQUES DE L'EDIFICE DE NAPPES	282
A - DIRECTION DU MOUVEMENT	284
B - SENS DU MOUVEMENT	285
C - AMPLITUDE DU MOUVEMENT	287
D - EPAISSEUR DES NAPPES	288
III - MODELES GEOPHYSIQUES DE L'EDIFICE DES NAPPES	289
A - EXPOSE DU PROBLEME	289
B - PRINCIPAUX MODELES	289
1 - OXBURGH ET TURCOTTE (1974)	289
2 - GRAHAM ET ENGLAND (1976)	290
3 - RYBACH ET AL. (1977)	291
4 - RICHARDSON ET ENGLAND (1979)	291
5 - THOMPSON, BEISS ET ENGLAND (1981)	292
C - APPLICATION A LA TECTONIQUE D1 DU DOMAINE CENTRAL DES IFORAS	293
1 - RECONSTITUTION DE L'EDIFICE DE NAPPES	293
2 - SIGNIFICATION DES ECLOGITOIDES	295
3 - RETARD DU PIC THERMIQUE	297
4 - MOUVEMENTS VERTICAUX	297
IV - TECTONIQUE PAN-AFRICAINE POSTERIEURE A D1	298
A - PHASE DE DEFORMATION D2	298
B - PHASE DE DEFORMATION D3	300
V - AGE DES DEFORMATIONS D1, D2 ET D3	300
A - AGE DE LA TECTONIQUE TANGENTIELLE	300
B - DONNEES GEOCHRONOLOGIQUES SUR D2	301
C - DONNEES GEOCHRONOLOGIQUES SUR LA PHASE D3	302
D - CONTINUUM OU DISCONTUUM DE LA DEFORMATION	302
VI - RELATION ENTRE LA DEFORMATION D2-3 ET LA COLLISION AVEC LE CRATON OUEST-AFRICAIN	303
VII - LA CHAINE PAN-AFRICAINE DANS LE HOGGAR OCCIDENTAL ALGERIEN	308

A - LE HOGGAR NORD-OCCIDENTAL	308
1 - DIFFERENTES UNITES LITHOLOGIQUES	308
a) Socles éburnéens	308
b) Sédiments du Protérozoïque moyen	310
c) Sédiments du Protérozoïque supérieur	310
d) Sédiments du Protérozoïque terminal	310
e) Dépôts molassiques	310
2 - EVOLUTION STRUCTURALE	310
3 - DONNEES GRAVIMETRIQUES	310
B - L'ADRAR DES IFORAS ALGERIEN	314
1 - L'U.G. IN OUZZAL	314
2 - LE NOYAU DE TISANGUENINE	310
C - SECTEUR COMPRIS ENTRE L'U.G. IN OUZZAL ET LA FAILLE DE L'ADRAR	314
1 - LA ZONE MYLONITIQUE EST-OUZZALIENNE	314
2 - LE DOMAINE DE L'ADRAR DHEREG	315
3 - LE BATHOLITE D'IN ALLARENE	315
4 - LA FAILLE DE L'ADRAR	315
D - COMPARAISONS AVEC L'ADRAR DES IFORAS	315
VIII - LA CHAINE PAN-AFRICAINE A L'EST DE L'ADRAR DES IFORAS	316
A - LA CHAINE PHARUSIENNE ORIENTALE	316
1 - LE DOMAINE TIMGAOUINE - SILET - TIN AKKOR	318
2 - LA ZONE CENTRALE	319
3 - PROTEROZOIQUE TERMINAL LONGEANT LA FAILLE DE L'ADRAR	319
B - LE HOGGAR CENTRAL	320
C - LE HOGGAR ORIENTAL	323
D - CONCLUSIONS	325
IX - CONCLUSIONS GENERALES	326
BIBLIOGRAPHIE	331
REFERENCES POSTERIEURES A 1982	343
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES	349

## AVANT PROPOS

La publication de ce mémoire suit de six ans la soutenance publique de ma thèse intitulée "Etude structurale du Centre de l'Adrar des Iforas (Mali). Mylonites et Tectogénèse". Depuis, les connaissances sur cette région et les régions avoisinantes ont progressé et il est nécessaire de faire une mise à jour des données existantes. Le lecteur est renvoyé à la liste de références postérieures à 1982 donnée en annexe ; le préambule qui suit retrace les grandes lignes de l'évolution de la chaîne pan-africaine en Adrar des Iforas, telle que l'on peut la reconstituer actuellement, ainsi que les données nouvelles publiées sur le Bouclier Touareg.

### L'Adrar des Iforas

Peu de missions de terrains ont été effectuées dans l'Adrar des Iforas depuis 1982. Aussi l'essentiel des résultats nouveaux concerne le matériel récolté auparavant et étudié du point de vue pétrographique, géochimique ou géochronologique. Ainsi, en allant des événements les plus anciens jusqu'aux plus récents, on peut présenter le scénario suivant :

En ce qui concerne l'histoire éburnéenne des granulites des Iforas (U.G.I.) peu de résultats nouveaux ont été acquis, mais le lecteur pourra se reporter aux travaux très importants réalisés par K. Ouzegane (1987) sur l'U.G. In Ouzzal, équivalent algérien de l'U.G. Iforas. En effet, les paragenèses granulitiques ont été fort bien étudiées dans cette unité où Ouzegane et al. (1988) ont par ailleurs découvert un complexe de syénites alcalines et de carbonatites éburnéennes.

Les intrusions ou coulées alcalines mises en place dans les quartzites alumineux du Hoggar occidental et du NW de l'U.G.I. ont donné un âge U/Pb de  $1755 \pm 10$  Ma et  $1837 \pm 17$  Ma respectivement (Caby et Andreopoulos-Renaud, 1983) qui confirme l'âge Protérozoïque moyen de cette série. Les filons doléritiques recoupant les granulites sont actuellement à l'étude (Leterrier, Alibert, Boullier, en prép.). Leur géochimie traduit un magmatisme tholéiitique continental correspondant à une période de distension, anté-pan-africaine. Ce magmatisme a de grandes analogies avec le magmatisme (méta-ultrabasites, métagabbros et méta-anorthosites) et le volcanisme (amphibolites) pré-tectonique de l'assemblage kidalien (Leterrier, et Bertrand, 1986) et dont la géochimie isotopique semble indiquer des âges voisins de 750 Ma (Leterrier et Alibert, 1987). L'évolution tectométamorphique ultérieure de l'assemblage kidalien s'explique aisément par cet épisode distensif : les grands cisaillements crustaux ayant donné naissance à la nappe de socle de l'U.G.I. se sont localisés préférentiellement dans les régions où la croûte était la plus ductile, c'est-à-dire là où elle avait été au préalable amincie et réchauffée (Leterrier et Bertrand, 1986 ; Champenois et al., 1987). Dans l'U.G.I., elle-même, des réactions coronitiques pro-grades montrent un chemin (P, T, t) compatible avec cette interprétation allochtoniste de l'U.G.I. (Boullier et Barbey, 1988) et non avec l'interprétation en microblocs continentaux enracinés (Caby, 1987).

Les roches pan-africaines intrusives dans l'U.G.I. ont été étudiées par la méthode U/Pb sur zircons, Rb/Sr sur biotite et traces de fission sur zircons ; elles indiquent que la phase D<sub>2</sub> se situe entre 620 Ma et 600 Ma (Bertrand et al., 1984) ce qui est compatible



avec les âges obtenus par la même méthode sur la diorite d'Adma ( $613 \pm 3$  Ma), syntectonique de la déformation de la série graywackeuse de Tafeliant (SW de Kidal), déformation liée à un mouvement cisailant sénestre (Ball et Caby, 1984).

Dans le secteur Est, la granodiorite d'Ibedouyen (post  $D_1$  - anté  $D_2$ ) a fourni un âge de  $600 \pm 2$  Ma par la méthode U/Pb sur zircons (Caby et al., 1985) et le granite de Tamassahart, recoupant la série de Tin Zaouatène, un âge de  $581 \pm 7_6$  Ma (Ibid), âge très voisin de celui du granite tarditectonique d'Immezarène (secteur de Timgaouine, Algérie) qui recoupe aussi une série grésopélitique ( $583 \pm 7$  Ma, Bertrand et al., 1986).

L'interprétation de ce secteur par Caby et al. (1985) est la suivante : La série de la Faille de l'Adrar serait donc plus jeune que  $600 \pm 2$  Ma (granodiorite d'Ibedouyen) mais elle serait antérieure à  $581 \pm 7_6$  Ma (granite de Tamassahart). Son évolution tectonique et métamorphique serait postérieure à ce granite et encore mal datée actuellement.

Dans le secteur Ouest, l'histoire du batholite a été considérablement précisée (Liégeois et Black, 1984 ; Liégeois et al., 1987; Ba, 1982 ; Ba et al., 1985 ; Ly et al., 1984 ; Boullier et al., 1986). Ce grand batholite calco-alcalin apparaît en bordure du bloc continental réactivé représenté par l'Adrar des Iforas central. Il est limité à l'Ouest par l'arc insulaire du Tilemsi. Il s'est mis en place en plusieurs épisodes : la cordillère ( $> 620$  Ma) probablement postérieure à l'édifice de nappe  $D_1$ , est essentiellement composée de séries volcanosédimentaires. La collision ( $620-580$  Ma) est marquée par la production d'abondants granitoïdes mis en place en majeure partie à la fin de la déformation  $D_2$ . Les événements tectoniques postérieurs à la collision ( $D_3$  et  $D_4$ ,  $580-540$  Ma) sont caractérisés par des décrochements, une inversion de la direction de raccourcissement et un passage rapide du magmatisme calco-alcalin au magmatisme alcalin. Les résultats de la géochimie isotopique obtenus sur le batholite et sur le massif Permien du Tadhak (Liégeois et al., 1983 ; Weis et al., 1986, Sauvage et Savard, 1985) mettent en évidence la nature du manteau sous l'Adrar des Iforas après la collision (Liégeois et Black, 1987).

Par ailleurs, la déformation de l'Eocène de l'Ouest de l'Adrar des Iforas montre enfin que la région a été soumise à un raccourcissement de direction  $N145^\circ E$  environ attribuable à l'épisode compressif Pyrénéo-atlasique (Bellion et Guiraud en prép ; Guiraud et al., 1987 ; Bellion, 1987).

#### Le Hoggar occidental ("Chaîne Pharusienne")

Dans le Hoggar occidental ce sont les connaissances sur les granulites d'In Ouzzal qui ont le plus progressé par la précision des paragenèses granulitiques de haute et de basse pression des faciès aluminos magnésiens (Ouzegane, 1987 ; Kienast et Ouzegane, 1987) et par la description des syénites alcalines et carbonatites (Ouzegane et al., 1988, Bernard-Griffiths et al., 1988) auxquelles sont associés des gisements de minéraux riches en terres rares diverses.

Moussine-Pouchkine et al. (1988) décrivent la stratigraphie des séries sédimentaires et volcaniques situées au Nord de l'U.G. In Ouzzal (Ahnet et Amasine) et les écaillages Pan-africains qui les affectent : ces écaillages et ces nappes correspondent à un mouvement du SW vers le NE. La limite orientale de l'U.G. In Ouzzal correspond elle à un décrochement dextre sur lequel se trouvent les indices aurifères de Tirek et Amesmessah (Attoum, 1982 ; Kouadri, 1983).

Par ailleurs, Baziz (1986) a réalisé une étude métallogénique des indices cuprifères

de la région de Ouallen, situés un peu plus à l'Ouest que l'Ahnet et encaissés dans la série verte volcano-détritique du Protérozoïque Terminal ou dans la Série Pourprée Cambrienne.

Plusieurs thèses concernant le "Fossé Pharusien" ont été soutenues depuis 1983; citons celles d'Abed (1983), Haddoum (1984), Boukhalifa (1987), Meriem (1987), Dupont (1987) et Lapique (1987). Ces thèses et les publications associées ont apporté énormément à la connaissance de la moitié orientale du fossé pharusien, l'autre moitié restant encore assez mal connue. Il est désormais clair que la Pharusien I et le Pharusien II constituent deux cycles indépendants. Abed (1983) montre ainsi que le massif ultrabasique à basique d'Aderniba est un complexe à signature ophiolitique, relique océanique témoignant d'une ouverture limitée. A cette ouverture, fait suite une convergence accompagnée d'un magmatisme calco-alcalin évoluant entre 868 et 839 Ma d'un domaine d'arc insulaire vers un domaine de marge continentale active (Dupont, 1987).

Au Pharusien II, les sédiments sont essentiellement détritiques et recoupés par des dolérites, basaltes et andésites de type arc insulaire. La série volcanique différenciée d'Irrelouchem datée à 680 Ma témoigne du même type d'environnement d'arc insulaire ou de marge continentale active (Dupont 1987).

Dans la région de Silet, la déformation spécifique du Pharusien I correspond à des plis isoclinaux couchés d'axe E-W (Lapique, 1982) sur lesquels repose en discordance le Pharusien II monophasé (schistosité verticale, plan axial de plis droits subméridiens, Lapique, 1982).

Dans le secteur de Timgaouine, la tectonique Pharusien II est plus complexe et évolue d'Ouest (Timgaouine) vers l'Est (Aouilène): la schistosité 2 se couche vers l'Est pour devenir subhorizontale, la linéation d'étirement conservant une attitude constante horizontale N20°. La zone mylonitique de Tin Di - Tin Effeï correspond donc à un décrochevauchement dextre daté à 615 Ma (Lapique, 1987 ; Lapique et al., 1986 ; Bertrand et al., 1986), et constitue la véritable limite entre le Hoggar Central Polycyclique et le "Fossé Pharusien Central".

### Le Hoggar Central Polycyclique

Là aussi, les données ont progressé considérablement. Tout d'abord, la tectonique tangentielle profonde que nous y avons reconnu (Boullier et Bertrand, 1981) a pu être datée comme étant pan-africaine (610-600 Ma) et reprenant des granulites éburnéennes (Bertrand et al., 1984 ; Bertrand et al., 1986).

Cette tectonique a été reconnue en d'autres points du Hoggar (Egéré, Laouni) par Latouche (1985) ; son âge pan-africain a été confirmé en Aleksod (Barbey et al., 1989). C'est en Aleksod aussi que cette tectonique tangentielle "ramone" des roches éclogitiques (Sautter, 1983 ; 1985).

En Arefsa, là où la discordance du Pharusien sur le Suggarien a été définie par Lelubre (1952), la tectonique tangentielle affecte aussi des rhyolites pharusiennes sur lesquelles une isochrone à 580 Ma a été obtenue (résultats non publiés Briedj et al., en prép.).

D'autre part, les granitoïdes syntectoniques et post-tectoniques de la région de Tamanrasset ont fait l'objet de deux thèses (Bou Absa, 1987 et Moulahoum, 1988). Le granite de Tioueine a été étudié par ailleurs par Azzouni-Sekkal et Boissonnas (1987).

Deux magmatismes ont ainsi été mis en évidence (Moulahoum, 1988) : le premier, subalcalin correspond aux granites syn à tardi-orogéniques et à certains granites Taourirts (Aheleg) alors que le second, alumineux, est exclusivement représenté par les plutons post-orogéniques : Taourirt d'In Tounine daté à  $521 \pm 7$  Ma et intrusions granitiques à albite topaze et protolithionite.

Ce sont ces dernières intrusions qui sont spécialisées en Sn-W. Les minéralisations déjà exprimées de façon primaire dans les granites à albite-topaze, sont liées au développement d'altérations greisénisantes fissurales. Ces granites spécialisés ne semblent pas être génétiquement liés au Taourirts dans leur ensemble (Bouabsa, 1987).

### Hoggar oriental

Peu de choses nouvelles sont apparues sur la partie algérienne du Hoggar oriental, à l'exception d'une datation à  $729 \pm 8$  Ma sur un granite appartenant à un batholite syn à tardi-tectonique calco-alcalin du socle (U/Pb sur zircons, Caby et Andreopoulos-Renaud, 1987) de la série molassique de Tiririne.

Par contre, la chaîne de Tiririne, parallèle au méridien  $8^{\circ}30'$  et correspondant en Algérie à un décrochement dextre, se prolonge en Aïr (Niger) par une chaîne très nettement chevauchante vers l'Est et impliquant la Série du Proche Ténééré (Black et al., 1964). Dans cette chaîne des roches basiques et ultrabasiques ont été décrites (Kehrer et al., 1975). Cette chaîne correspond effectivement à un empilement de nappes chevauchantes sur le socle d'Eberjegui et sa couverture molassique du Proche Ténééré. Le métamorphisme croît lorsque l'on monte dans la pile. De même la linéation tourne de  $N20^{\circ}$  à  $N90^{\circ}$  des unités inférieures aux unités supérieures (Cosson, 1987 ; Cosson et al., 1987).

Ainsi, depuis 1982, les connaissances nouvelles s'accumulent sur la chaîne Trans Saharienne (Cahen et al., 1984) et sur la chaîne Pan-Africaine en général : Nigéria, Togo, Dahomey (Caby sous presse), Cameroun (Toteu, 1987; Penaye, 1988, Nzenti, 1986 ; Toteu et al., 1987) Centre Afrique (Pin et Poidevin, 1987, Poidevin et Pin, 1986). Certains grands traits de la chaîne peuvent être soulignés comme par exemple la constance des directions d'étirement dans la chaîne (Bertrand et al., 1987). D'autre part, des études plus fines en géochronologie et géochimie permettent d'aborder les problèmes de recyclage de croûte ancienne ou d'accrétion de nouvelle croûte (région de Poli au Nord Cameroun). On peut désormais confirmer le caractère collisionnel de la chaîne mettant en jeu plusieurs cratons (Ouest-Africain, Congo, Est Saharien). Les dimensions et les caractéristiques de cette chaîne sont comparables à celles de grandes chaînes modernes de collision comme la chaîne alpine.

## RESUME

La chaîne pan-africaine du Hoggar et de l'Adrar des Iforas est connue par ses gigantesques zones subméridiennes de mylonites que l'on suit sur des centaines de kilomètres et qui ont parfois une largeur considérable (Lelubre, 1961; Caby, 1968; Vitel, 1975). Dans l'hypothèse de départ d'une relation simple entre ces zones de mylonites et des lignes de glissement liées à la collision entre la craton ouest africain et la zone mobile pan-africaine (modèle de poinçonnement, Molnar et Tapponnier, 1975), mon étude consistait à définir les paramètres géométriques et cinématiques de ces décrochements. L'étude de terrain, essentiellement menée dans l'Adrar des Iforas, a montré qu'en fait, la plupart des zones mylonitiques avaient certes joué tardivement en décrochements, mais correspondaient aussi, pour beaucoup d'entre elles, à une grandiose tectonique tangentielle inconnue jusqu'alors.

La chaîne pan-africaine de l'Afrique occidentale est, en ce qui concerne sa partie occidentale, le résultat de la collision du craton ouest-africain et de la zone mobile pan-africaine (Black et al., 1979), suivant un mécanisme géodynamique voisin du mécanisme générateur de la chaîne himalayenne. Au Mali, l'Adrar des Iforas offre la transversale E-W la plus complète : on y reconnaît une zone de suture, un arc insulaire et un batholite. Le centre de l'Adrar des Iforas montre par contre une évolution intracontinentale antérieure à la collision; c'est cette région qui fait l'objet de cette étude.

Les principales unités lithostratigraphiques qui constituent la zone centrale de l'Adrar des Iforas sont les suivantes :

- l'unité granulitique des Iforas (U.G.I.) dont le métamorphisme est éburnéen (2 400 ou 2 150 Ma) et qui était à l'affleurement avant l'orogénèse pan-africaine (couverture sédimentaire discordante); elle est recoupée par des filons doléritiques pré-pan-africains;
- des métasédiments de marge passive du Protérozoïque moyen et supérieur;
- des métasédiments d'origine volcanodétritique du Protérozoïque terminal;
- un ensemble gneissique (assemblage kidalien) constitué d'un socle semblable à l'U.G.I., de sa couverture sédimentaire du Protérozoïque moyen et supérieur et d'intrusifs pré-tectoniques, le tout étant déformé et métamorphisé en conditions profondes.

Plusieurs phases de déformation ont été reconnues dans la zone centrale de l'Adrar des Iforas et les principales méthodes de travail utilisées dans leur étude sont les suivantes :

- observation des structures de l'échelle de l'affleurement à l'échelle de la lame mince, afin de définir la géométrie des phases de déformation et d'en approcher les conditions de pression, température (métamorphisme) et de vitesse de déformation-contrainte (microstructure);
- étude des orientations préférentielles de réseau (O.P.R.) du quartz afin de connaître la cinématique de la déformation.

Ainsi l'étude des phases  $D_1$  et  $D_2$  qui affectent la majeure partie du secteur étudié montre que :

- le contact entre l'U.G.I. et l'assemblage kidalien est mylonitique, localement à faible pendage ( $D_1$ );
- les granulites sont en synforme de phase  $D_2$  au-dessus de l'assemblage kidalien et la foliation  $S_2$  a un pendage généralement raide;
- deux déformations  $D_{1a}$  et  $D_{1b}$  ont affecté l'assemblage kidalien et correspondent à des conditions différentes de métamorphisme;
- les microstructures indiquent des conditions de déformation profonde et un recuit intense pour  $D_1$  et dans une moindre mesure pour  $D_2$ ;
- l'U.G.I. présente des zones de cisaillement internes liées aux phases  $D_1$  et surtout  $D_2$ ;
- l'O.P.R. du quartz confirme le caractère haute température des déformations  $D_1$  et  $D_2$  et suggère un déversement général vers le Nord des structures liées à  $D_1$ .

La phase  $D_3$  s'exprime par des zones de cisaillement très localisées dont l'une, la bordure occidentale de l'U.G.I. est étudiée en détail. C'est un décrochement dextre; une estimation de la déformation finie fondée sur la variation d'épaisseur du rubanement mylonitique indique un déplacement de 3,6 km : la largeur importante de la zone mylonitique (jusqu'à 5 km), en contradiction apparente avec la faible amplitude du rejet, est en fait le résultat des phases  $D_1$ ,  $D_2$  et  $D_3$  superposées. La déformation plastique liée à  $D_3$  perturbe fortement la disposition et la forme des inclusions fluides et aboutit à une homogénéisation par mélange des compositions chimiques des roches.

L'interprétation structurale et cinématique de la zone centrale des Iforas est la suivante : l'édifice de nappes est constitué de trois unités principales : les métasédiments du Protérozoïque supérieur sont par-autochtones à allochtones sur l'U.G.I. qui est elle-même charriée sur les gneiss de l'assemblage kidalien dans une direction sensiblement NS. Le sens de mouvement des nappes attesté par le déversement des structures, l'O.P.R. du quartz, la zonéographie du métamorphisme lié à  $D_1$  est du SSW au NNE. La succession d'un métamorphisme de pression intermédiaire ( $D_{1a}$  puis de haute température ( $D_{1b}$ ) dans l'assemblage kidalien est attribuée à un mécanisme de redoublement du gradient géothermique suivant un modèle identique à celui proposé par différents auteurs pour les Alpes. Il semble cependant que seuls les modèles géophysiques considérant un rééquilibrage des isothermes contemporain de la superposition des nappes, soient applicables à la nappe de l'U.G.I.

Les phases  $D_2$  et  $D_3$  sont interprétées essentiellement en termes de plis de serrage et de cisaillement. L'âge des différentes phases  $D_1$ ,  $D_2$  et  $D_3$  est discuté en fonction des données géochronologiques. L'âge de  $D_1$  est très incertain : il pourrait se situer autour de 700 Ma. Les phases  $D_2$  et  $D_3$  sont mieux calées et commenceraient à 610-600 Ma pour s'achever vers 535 Ma. Une simulation par calcul en élasticité a été effectuée. Elle confirme les relations entre les phases  $D_2$  et  $D_3$  et la collision de la zone mobile pan-africaine avec le craton ouest africain; elle rend compte de la rotation des directions de raccourcissement en fonction du temps. Cette simulation ne permettant pas d'associer la déformation  $D_1$  de manière cohérente dans un même processus continu avec  $D_2$  et  $D_3$ , l'hypothèse de l'antériorité de cet épisode tangentiel majeur par rapport à la collision est renforcée.

Une revue rapide et comparative de la géologie des autres régions du Hoggar montre que dans l'ensemble de cette région, une tectonique tangentielle post-éburnéenne mais anté-pan-africaine a été mise en évidence. Des études géochronologiques en cours permettront de mieux cerner les relations de ces différentes tectoniques tangentielles dans le temps; elles devront s'accompagner aussi d'une approche cinématique et non plus seulement géométrique des structures afin de connaître les directions de raccourcissement et de mouvement associées aux grands charriages intracrustaux qui affectent le bouclier touareg : celui-ci reste néanmoins le champ d'action idéal pour étudier les modalités de "remobilisation" des socles.

## ABSTRACT

The pan-african belt of the Hoggar and the Adrar des Iforas is well known for its large N-S mylonite zones which can be followed for several hundreds of kilometers and which are sometimes very wide (Lelubre, 1961, 1969; Caby, 1968; Vitel, 1975). Using the hypothesis that these shear zones are simply related to slip lines associated with the collision between the west african craton and the pan-african mobile belt (indentation model, Molnar and Tapponnier, 1975) this study was originally intended to define the geometry and kinematics of the strike slip faults. In fact, the field work, essentially carried out in the Adrar des Iforas, has shown that although the mylonite zones were certainly active at a late stage during strike slip movement, many zones also show evidence for an earlier phase of thrust tectonics, which has not previously been recognised.

The western part of the pan-african belt of the West Africa is the result of the collision between the west african craton and the pan-african mobile belt (Black et al., 1979); the mechanism of this orogenesis is probably comparable to that generating the Himalaya. In Mali, the Adrar des Iforas offers a complete E-W section : a suture zone, an island arc and a batholith complex can be recognised. However, the central part of the Adrar des Iforas shows an intracontinental evolution prior to the collision; it is this region which has been studied.

The principal lithostratigraphic units recognised in the central zone of the Adrar des Iforas are the following :

- the granulitic unit of Iforas (U.G.I.) with an eburnean metamorphic age (2 400 or 2 100 Ma), which was at outcrop before the pan-african orogenesis (unconformable sedimentary cover); this unit is cut by pre-pan-african dolerite dykes;
- metasediments of a passive continental margin with middle and upper Proterozoic ages;
- volcanoclastic metasediments of late Proterozoic age;
- a gneissic assemblage (kidalien assemblage) which is composed of a basement similar to the U.G.I., its sedimentary cover of middle and upper Proterozoic age and pre-tectonic intrusives. This assemblage was deformed and metamorphosed under high-grade conditions.

Several phases of deformation have been recognised in the central part of the Adrar des Iforas. The principal methods used in their study are :

- observation of structures from the scale of field exposures to the scale of the thin section, in order to determine the geometry of the phases of deformation, constraints on the P - T conditions of metamorphism and strain rate-stress conditions (using microstructures);

- examination of the preferred orientation of the cristallographic C - axes of quartz (O.P.R.) to determine the deformation kinematics.

In addition, the study of  $D_1$  and  $D_2$  deformation phases which affect the whole of the central domain of the Adrar des Iforas, shows that :

- the contact between the U.G.I. and the kidalien assemblage is mylonitic and locally has a slight dip ( $D_1$ );

- the granulites form a  $D_2$  synform above the kidalien assemblage and the  $S_2$  foliation is generally vertical;

- two deformations  $D_{1a}$  and  $D_{1b}$  affect the kidalien assemblage and correspond to different conditions of metamorphism;

- the microstructures indicate high temperature conditions and intense annealing for  $D_1$  and to a lesser extend for  $D_2$ ;

- pan-african shear zones are present in the U.G.I., and are related to  $D_1$  and especially to  $D_2$ ;

- the preferred orientation of the C - axes of quartz confirms the high temperature conditions of deformation for  $D_1$  and  $D_2$  and suggest a general movement towards the north during  $D_1$ .

Deformation  $D_3$  is expressed by localised shear zones. One of these, the western limit of the U.G.I., has been studied in detail. It is a dextral strike-slip shear zone; an estimate of the finite strain based on the variation of thickness of the mylonitic banding indicates a displacement of 3,6 km. The total width of the mylonite zone (up to 5 km) is larger than would be expected from the small displacement; it results from superposition of the three phases  $D_1$ ,  $D_2$  and  $D_3$ . The plastic deformation related to  $D_3$  greatly disturbs the shape and distribution of fluid inclusions; it also results in a homogeneisation of the chemical composition of the rocks by mixing.

The structural and kinematic interpretation of the Adrar des Iforas is the following : the nappe pile is composed of three main units : the upper Proterozoic metasediments are parautochthonous to allochthonous above the U.G.I. which is itself thrust onto the kidalien assemblage. The direction of movement is NS. The sense of movement is revealed by the structures, the preferred orientation of the C - axes of quartz and by the metamorphic zonation related to  $D_1$  : the nappes have been thrust towards the NNE. The succession from intermediate pressure ( $D_{1a}$ ) to high temperature ( $D_{1b}$ ) metamorphism during thrusting is attributed to a doubling of the geothermal gradient following the model proposed by many authors for the Alps. However the only models which can be applied in this case involve contemporaneous reequilibration of the geotherm during thrusting.

## INTRODUCTION

### INTRODUCTION A LA GEOLOGIE DE L'ADRAR DES IFORAS

Le contraste entre l'histoire géologique du craton ouest-africain et celle de la zone mobile pan-africaine est le trait majeur de l'Afrique occidentale (Fig. 1). Dans le craton ouest-africain, les boucliers Reguibat (au Nord) et éburnéen (au Sud) sont recouverts en discordance par des sédiments subhorizontaux du Protérozoïque supérieur puis du Paléozoïque de la cuvette de Taoudenni et de Tindouf. Le craton ouest-africain est donc resté stable depuis environ 1 500 Ma, âge de la dernière manifestation magmatique dans la dorsale Reguibat (voir revue de Bessoles, 1977). Seul le bassin du Gourma fait exception par sa sédimentation terrigène subsidente (Moussine-Pouchkine et Bertrand-Sarfati, 1978) qui contraste avec la sédimentation cratonique du reste du craton (Bertrand-Sarfati et al., 1977).

La chaîne pan-africaine qui ceinture le craton ouest-africain du Maroc (Anti-Atlas) au Togo, correspond par contre à un événement thermo-tectonique majeur (Kennedy, 1964; Black, 1966) qui s'étale dans le temps entre 850 et 500 Ma environ et dont l'influence se fait sentir sur tout le bouclier touareg, c'est-à-dire sur plus de 1 000 km à l'Est du craton (Fig. 2). Craton et zone mobile sont séparés par des bassins phanérozoïques (Tilemsi, fossé de Gao, chaîne d'Ougarta).

L'Adrar des Iforas, région géographique à cheval sur l'Algérie et le Mali, correspond au prolongement vers le Sud de la chaîne pan-africaine (pharusienne, Lelubre, 1952) du Hoggar nord-occidental qui a été étudié par Caby (1970) et dont beaucoup d'éléments se retrouvent au Mali. Karpoff (1958) fut le premier à donner une étude régionale de l'Adrar des Iforas. Après les travaux en collaboration de l'équipe de géologie du Centre Géologique et Géophysique, à laquelle se sont associés I. Davison et L.I. Wright (Université de Leeds), et de la Direction Nationale de la Géologie et des Mines (Mali), un schéma géologique de l'Adrar des Iforas peut être proposé. Tout d'abord, plusieurs zones structurales et paléogéographiques sont distinguées sur une coupe ouest-est, entre le craton ouest-africain et le Tassili (Ordovicien discordant) de Tin Essako (voir carte Fig. 3 et coupe partielle Fig. 4).

1) les nappes pelliculaires mises en place sur le bouclier ouest-africain et sa couverture sédimentaire ;

2) la zone d'accrétion séparée de la précédente par la zone de suture ;

3) la zone centrale de l'Adrar des Iforas ;

4) la zone orientale de l'Adrar des Iforas.



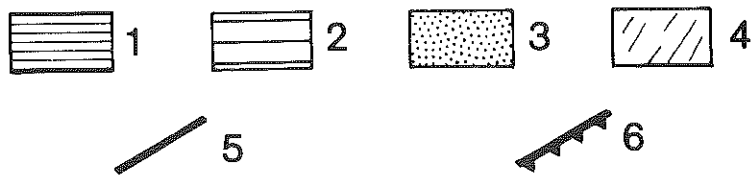
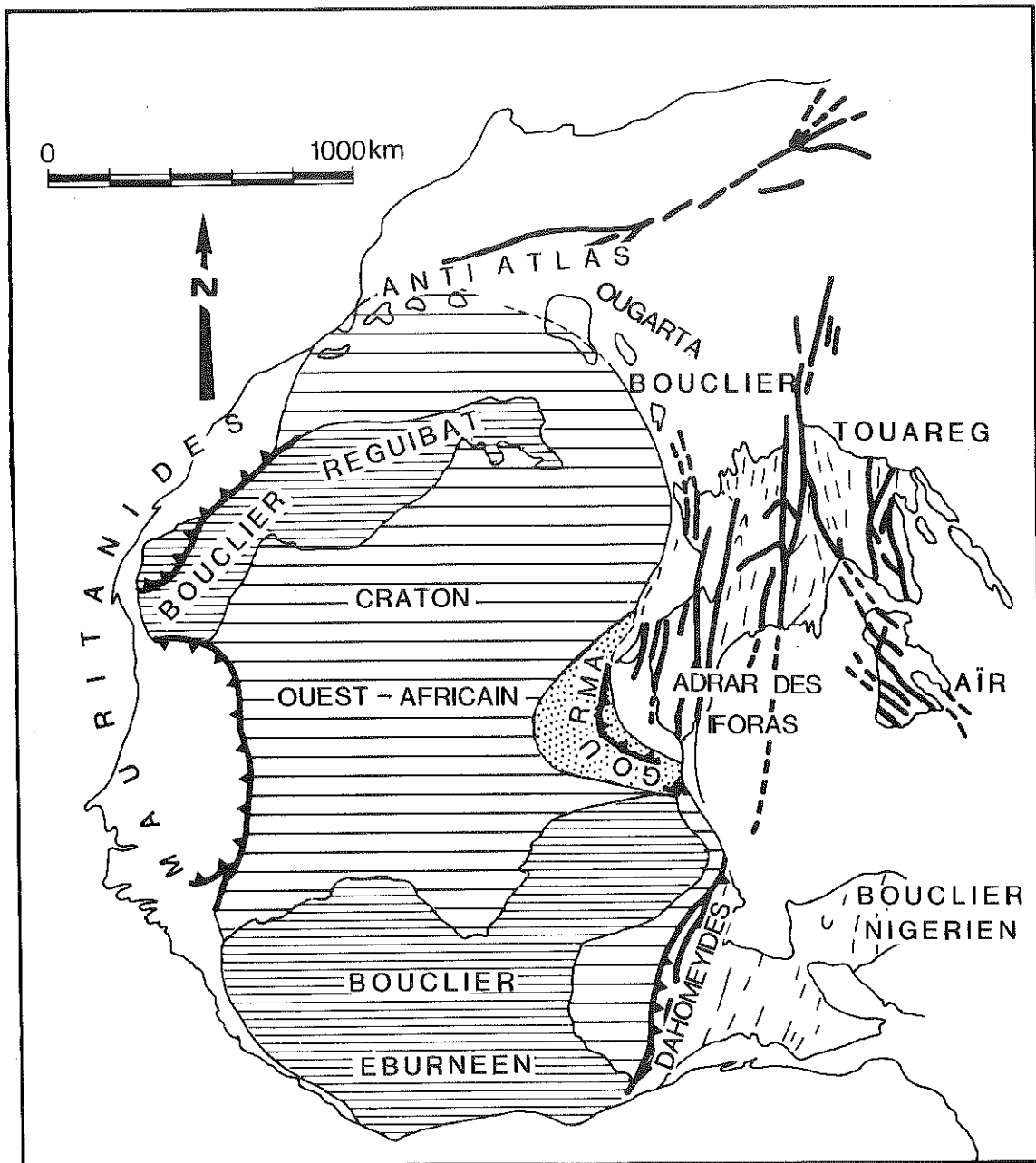


Figure 1 - Carte schématique de l'Afrique Occidentale. 1 : Boucliers (ou "dorsales") éburnéens ou archéens ; 2 : couverture non déformée du Protérozoïque supérieur et du Paléozoïque du craton ouest africain ; 3 : couverture déformée du Protérozoïque supérieur de l'aulacogène du Gourma ; 4 : chaîne pan-africaine s.l; 5 : faille ; 6 : grands chevauchements.

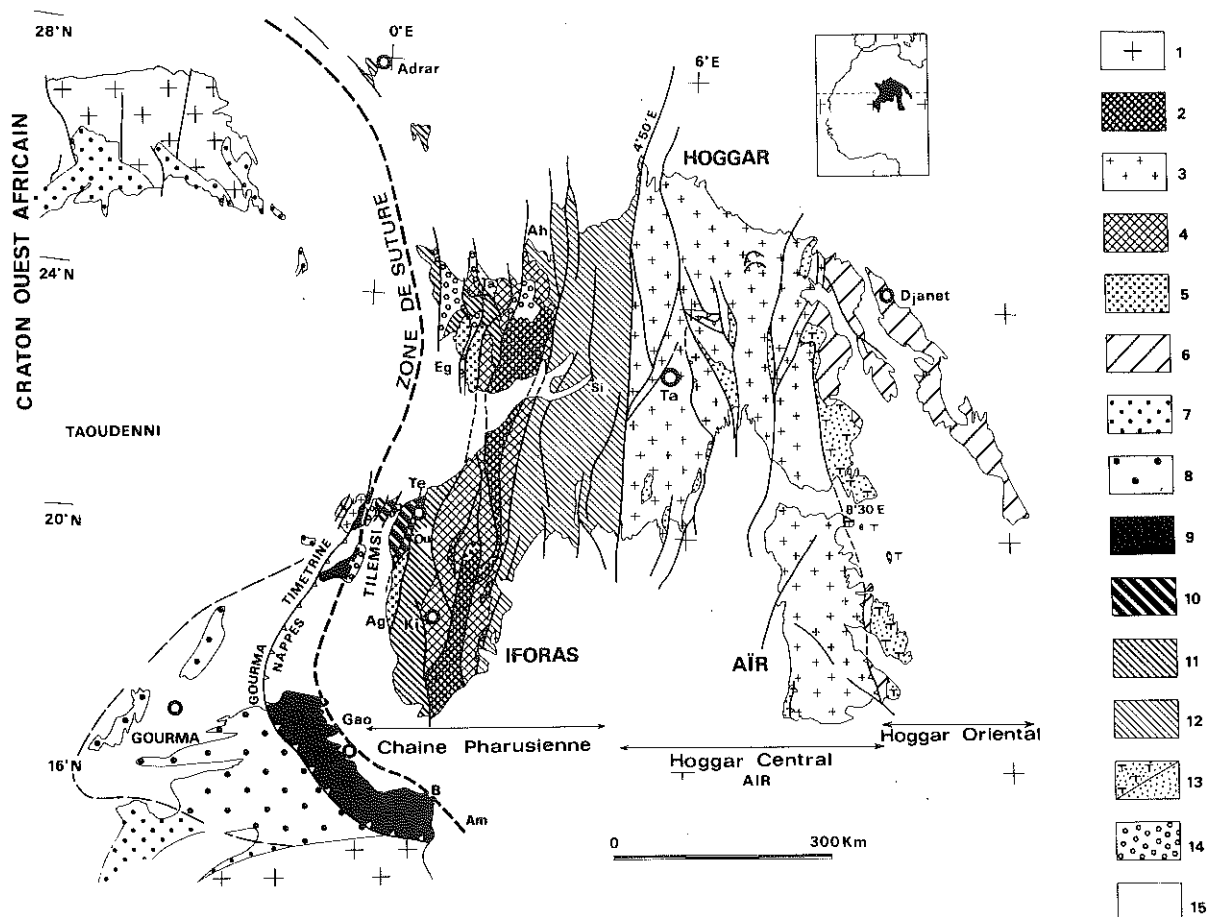


Figure 2 - Carte géologique simplifiée du bouclier touareg et des régions voisines (d'après Caby et al., 1981). 1 : Boucliers Reguibat et éburnéens ; 2 : granulites éburnéennes partiellement reprises dans la chaîne panafricaine ; 3 : gneiss pré-panafricains réactivés ; 4 : gneiss indifférenciés très réactivés pendant l'orogénèse panafricaine ; 5-4 affectés par un métamorphisme tardif de HT-BP ; 6 : roches indifférenciées du Hoggar Oriental (métamorphisme à 725 Ma environ) ; 7 : sédiments de plate-forme du Protérozoïque supérieur ; 8 : sédiments de bassin subsident de l'aulacogène du Gourma ; 9 : nappes du Gourma et du Timetrine ; 10-12 : greywackes et roches magmatiques de la zone d'accrétion du Tilemsi (10), de la chaîne pharusienne occidentale (11) et de la chaîne pharusienne orientale (12) ; 13 : schistes volcano-détritiques du Hoggar central et oriental avec les groupes de Tiririne et du Proche Ténéré (T) ; 14 : Molasse (Série Pourprée) proparte cambrienne ; 15 : couverture Paléozoïque et Mésozoïque.

Ta : Tamanrasset ; Si : Silet ; Ah : Ahnet ; Eg : Egatalis ; Te : Tessalit ; Ki : Kidal ; Ou : Oumassène ; Ag : Aguel'hoc ; Am : Amalaoulaou ; B : Bourré.

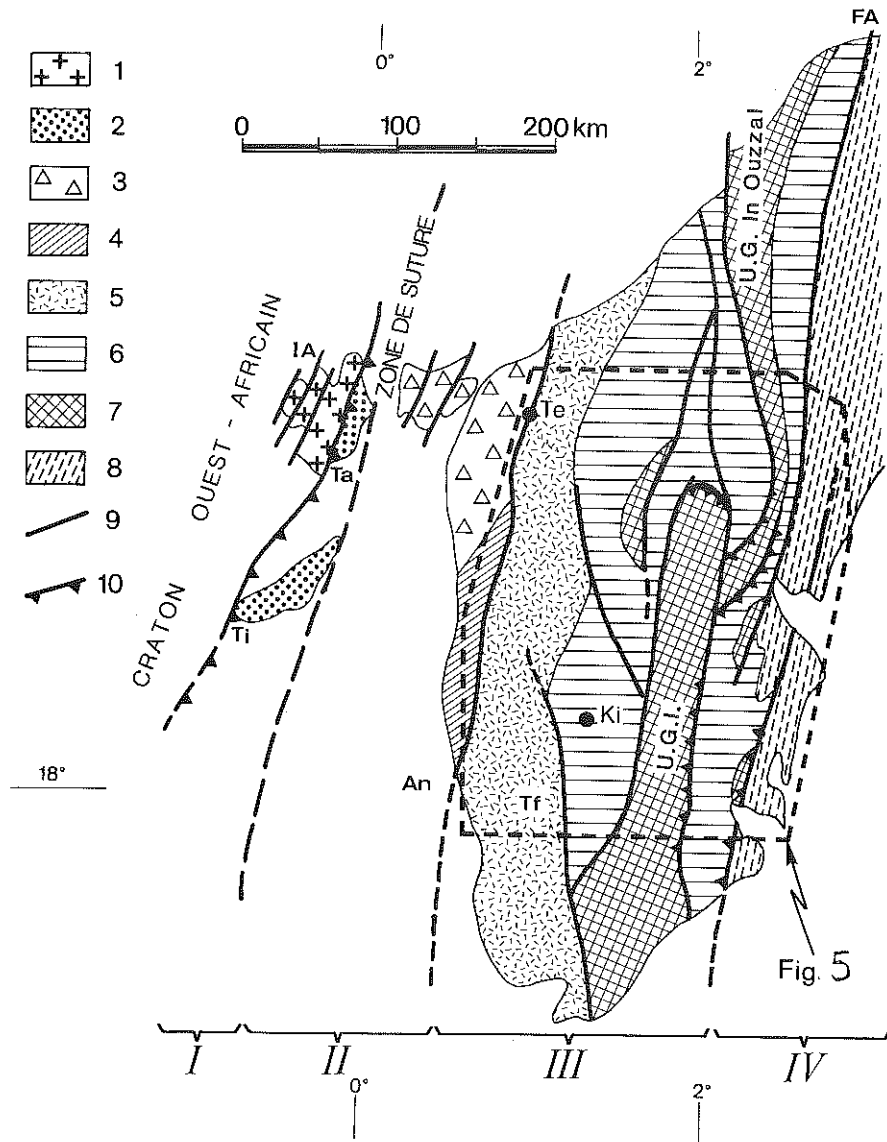


Figure 3 - Carte schématique de l'Adrar des Iforas (d'après Bertrand et Davison, 1981) : 1 : Craton ouest-africain ; 2 : nappes pelliculaires ; 3 : zone d'accrétion du Tilemsi ; 4 : gneiss HT-BP d'Aguel'hoc ; 5 : formations supracrustales du Protérozoïque supérieur et batholite panafricain ; 6 : gneiss de l'assemblage kidalien ; 7 : granulites éburnéennes ; 8 : formations volcanosédimentaires du domaine oriental.  
 IA : In Assadjé ; Ta : Taouissant ; Ti : Timétrine ; Te : Tessalit ; An : Anéfis ; TF : Tafeliant ; Ki : Kidal.

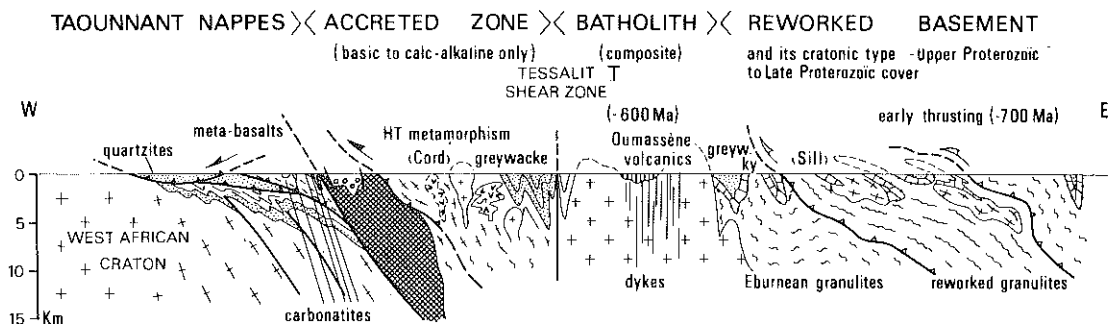


Figure 4 - Coupe géologique schématique du nord de l'Adrar des Iforas (Caby et al., 1981).

## 1 - LES NAPPES PELLICULAIRES

A Taounnant, des métasédiments de marge continentale (quartzites sériciteux, schistes et marbres) sont charriés vers le NW (L.I.Wright, comm. pers.) sur les granites, gneiss et migmatites du craton ouest-africain ("suggarien" d'In Assadjé, Karpoff, 1958). Les métasédiments des nappes du Timétrine sont comparables à ceux de Taounnant mais contiennent des roches ultrabasiques emballées dans des serpentines. Ces roches ultrabasiques sont considérées comme des ophiolites obductées sur le craton par Leblanc (1976) et comme des sills et des dykes intrusifs dans les schistes par Caby (1978). De l'amphibole bleue se développe au contact des serpentines (Karpoff, 1958 ; Leblanc, 1976 ; Caby, 1978). Ces métasédiments et ultrabasites sont surmontés par des laves en coussins basaltiques et leurs filons nourriciers.

Ces nappes constituent le prolongement de celles du Gourma, sur la rive droite du Niger (Caby et al., 1978; Caby, 1978; Davison, 1980) dans lesquelles ont été décrites des paragenèses de haute pression (Reichelt, 1972; de la Boisse, 1979; Caby, 1978) et qui sont charriées sur l'aulacogène du Gourma (Moussine-Pouchkine et Bertrand-Sarfati, 1978).

## 2 - LA ZONE D'ACCRETION

### a) La bordure orientale du craton Ouest-Africain : une suture cryptique

Elle est soulignée par des zones de sédimentation de la molasse tardipan-africaine (Série pourprée au Hoggar nord-occidental, Caby et Moussu, 1967 ; Nigritien dans l'Adrar des Iforas, Karpoff, 1958) recouverte elle-même par des sédiments plus récents (Crétacé du Tilemsi, Karpoff, 1958). Le trait essentiel de cette suture est la présence de très fortes anomalies gravimétriques positives disposées en chapelet (Crenn, 1957 ; Louis, 1970; Rechenmann, 1973) dont l'étude de détail a permis de préciser la morphologie en corps non enracinés à pendage ouest (Bourmatte, 1977 ; Bayer et Lesquer, 1978 ; Ly, 1979). Ces anomalies sont attribuées à des massifs basiques

ou ultrabasiques mis en place pendant une première phase de distension à 850 Ma environ, puis extrudés tectoniquement (obductés ?) pendant la collision de la chaîne pan-africaine avec le craton ouest-africain (Bayer et Lesquer, 1978 ; Black et al., 1979 b). La coupe de la figure 4 sera modifiée donc par la suite pour tenir compte des modèles gravimétriques et de mes résultats (voir chapitre VIII).

### b) La zone d'accrétion sensu stricto

Cette zone large d'une centaine de kilomètres a subi un raccourcissement important lors de l'orogénèse pan-africaine ; sa nature a été décrite par Caby (1978) et sa structure étudiée par Wright (données non publiées). Aucun socle pré-pan-africain n'a été reconnu dans ce domaine essentiellement constitué de roches volcano-sédimentaires (graywackes, conglomérats et brèches volcaniques) et de gabbros et diorites : cet assemblage est analogue à celui de la Série verte du Hoggar nord-occidental (Caby, 1970) et comme lui (Caby et al., 1977 ; Bertrand et Caby, 1978) a été interprété comme associé à une zone d'arc insulaire (Caby et al., 1981).

### c) Les gneiss d'Aguel'hoc

Entre la zone d'accrétion et la zone centrale de l'Adrar des Iforas affleure un bloc de 150 km sur 30 km, allongé N-S et caractérisé par des assemblages métamorphiques de haut degré, très frais, indicateurs d'un métamorphisme BP-HT pan-africain (Caby, 1978 ; Caby et al., 1981) ; il peut donc être comparé aux gneiss d'Egatalis (Hoggar nord-occidental, Caby, 1970). Ce bloc pourrait représenter une écharde profonde de la zone centrale de l'Adrar des Iforas, surgie au moment de la collision de cette dernière avec le craton ouest-africain.

## 3 - LA ZONE CENTRALE DE L'ADRAR DES IFORAS (Fig. 5)

### a) Le batholite

Il constitue une masse granitique d'environ 400 km d'extension N-S et 100 km de large, limité à l'Ouest par la faille Anefis - Aguel'hoc - Tessalit. Dans ce batholite, Bertrand et Davison (1981) reconnaissent (coupe Fig. 6) :

- \* des lambeaux de socle réactivé que l'on retrouve à l'Est du batholite (voir § b) ; ces lambeaux apparaissent jusqu'à proximité de la faille Anefis - Aguel'hoc - Tessalit ;

- \* un batholite précoce composé de granites pegmatitiques, de migmatites et de granodiorites en lames ;

- \* un batholite tardif, granitique, calco-alcalin, qui constitue l'essentiel du batholite de l'Adrar des Iforas et auquel sont rattachés des plutons concentriques isolés en bordure du batholite principal ;

- \* des complexes annulaires alcalins (voir Black et al., 1979 a ; H.Ba, thèse d'Ingénieur-Docteur en cours) et des champs de dykes importants.

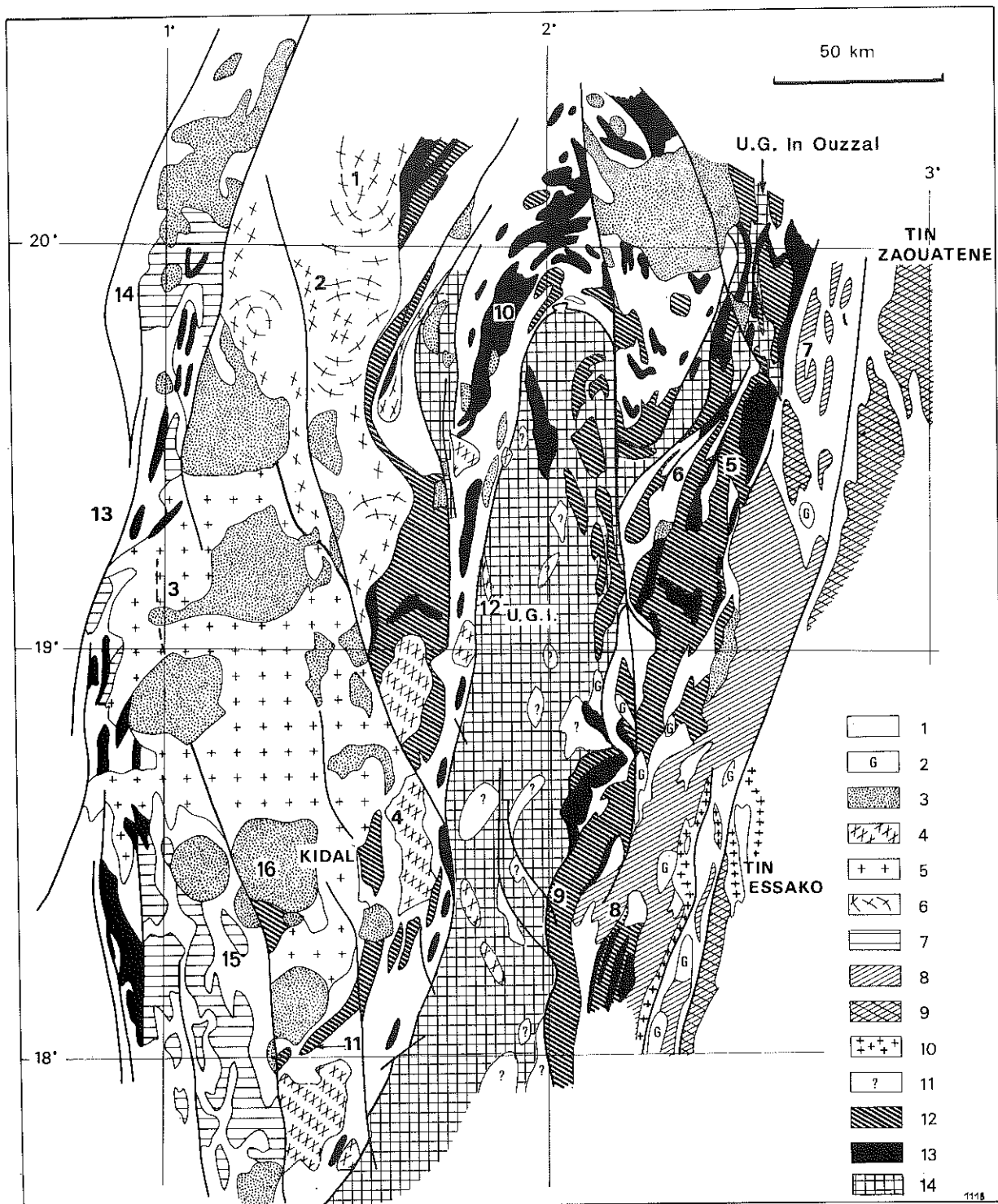


Figure 5 - Distribution des granitoïdes dans l'Adrar des Iforas (d'après Bertrand et Davison, 1981). 1 : formations métamorphiques indifférenciées ; 2 : gabbros post-tectoniques ; 3 : complexes annulaires alcalins, intrusifs post-tectoniques et rhyolites ; 4 : granites de type Jedreq ; 5 : batholite tardif : granite de type Aoukenek ; 6 : batholite précoce : granodiorite de type Tadjoudjemet ; 7 : intrusifs dans la série de Taféliant ; 8 : granitoïdes du domaine oriental ; 9 : orthogneiss du domaine oriental ; 10 : granitoïdes du socle (ou socle présumé) du domaine oriental ; 11 : intrusifs panafricains indifférenciés dans l'unité granulitique des Iforas ; 12 : intrusifs syn à tardi tectoniques de l'évènement panafricain précoce ; 13 : métadiorites pré-tectoniques ; 14 : granulites éburnéennes ; U.G.I. Unité granulitique des Iforas. Les nombres reportés sur la carte correspondent aux localités d'échantillonnage géochronologique (voir tableau 1).

Le batholite tardif est intrusif dans des sédiments du Protérozoïque supérieur, essentiellement volcano-clastique débutant par une tillite marine : au Sud, Série de Tafeliant (Ball et al., 1981) et au Nord-Ouest, série d'Oumassène (Bertrand et Davison, 1981), d'affinité calco-alcaline (Chikhaoui, 1981).

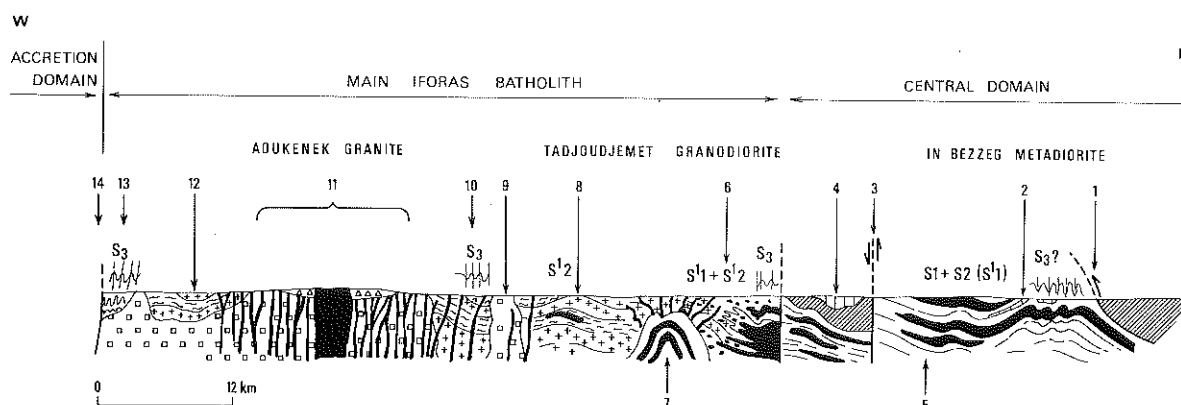


Figure 6 - Coupe schématique à travers le batholite panafricain le long du parallèle 20°N (Bertrand et Davison, 1981). 1 : contact chevauchant de l'unité granulitique des Iforas ; 2 : assemblage kidalien avec des lentilles de métasédiments et des métadiorites (noir) ; 3 : zone mylonitique avec une linéation subverticale ; 4 : couverture du Protérozoïque supérieur peu métamorphique discordante sur un socle granulitique ; 5 : assemblage kidalien ; 6 : foliations S'1 et S'2 subhorizontales liées à la mise en place du batholite précoce : des granites pegmatitiques (points) recoupent les métadiorites (noir) et sont recoupées par des granodiorites concordantes avec S'2 (croix) ; 7 : microgranites, aplites et pegmatites de Tedreq ; 8 : reliques de l'assemblage kidalien ; 9 : granite porphyroïde tardif ; 10 : andésites de la formation d'Oumassène (accents) passant à des migmatites (vagues) ; 11 : partie centrale du batholite ; granite de type Aoukenek (carrés) avec champs de dykes microgranitiques et microdioritiques, coulées horizontales de rhyolites (triangles) et complexes annulaires alcalins (noir) ; 12 : migmatites et feuilletés de granodiorites et diorites ; 13 : formation de Tesselit (détritique et volcano-détritique), ses relations avec les migmatites sont inconnues.

### b) Le coeur de l'Adrar des Iforas : zone de réactivation du socle pré-pan-africain

L'étude qui suit se situe dans ce domaine situé à l'est du batholite de l'Adrar des Iforas. On y reconnaît essentiellement un socle pré-pan-africain apparemment peu affecté par l'orogénèse pan-africaine (unité granulitique des Iforas) et ce même socle qui, en même temps que sa couverture sédimentaire épicontinentale, a été profondément réactivé au cours des événements tectoniques et plutoniques pan-africains (assemblage kidalien et métasédiments du secteur de Tin Essako). Cette zone ainsi que la suivante seront présentées plus en détail dans le premier chapitre.

#### 4 - LE SECTEUR ORIENTAL DE L'ADRAR DES IFORAS CYCLE DE WILSON (1966) : OUVERTURE-FERMETURE-COLLISION

Il est séparé du précédent par la faille de l'Adrar. Il est constitué essentiellement de métasédiments grésopélitiques recoupés par des granites et impliqués dans une tectonique pan-africaine de serrage E-W. Ce segment de la chaîne pan-africaine est géographiquement en continuité avec la branche orientale de la chaîne pharusienne du Hoggar (Bertrand et Caby, 1978 ; Caby et al., 1981) ou "fossé pharusien central" (Lelubre, 1952 ; Gravelle, 1969).

##### Cycle de Wilson (1966) : ouverture-fermeture-collision

La chaîne pan-africaine de l'Adrar des Iforas a été interprétée quant à sa partie occidentale (zones 1, 2 et 3 a) en termes de cycle de Wilson (1966) par Bayer et Lesquer (1978), Caby (1978), Black et al. (1979b) et Caby et al. (1981). Les différents épisodes de ce cycle sont calés dans le temps par la géochronologie absolue (Tableau 1).

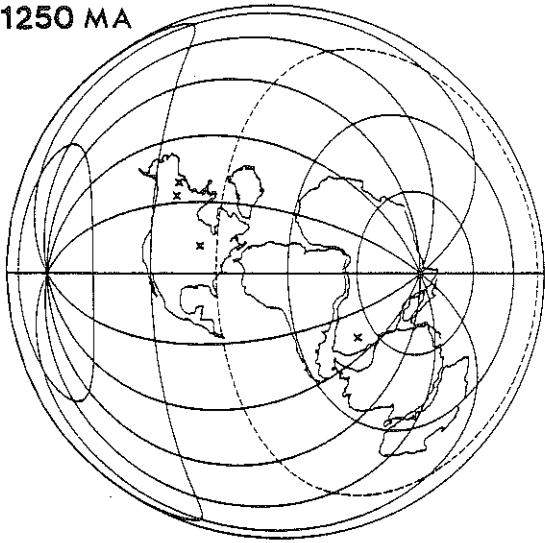
Aux environs de 850-800 Ma, un océan de dimensions inconnues s'ouvre le long de la bordure orientale du craton ouest-africain, le Gourma représentant un point triple entre cet océan et un rift avorté. Les données paléomagnétiques suggèrent l'existence d'un supercontinent au Protérozoïque jusqu'à 1000 Ma environ (Piper et al., 1973 ; Piper, 1976). Par contre, le Protérozoïque supérieur et terminal se caractérise par des mouvements très importants des continents (Briden, 1977 ; voir revue de Black, 1978), qui se voient sur les cartes expérimentales de reconstruction faites par Morel et Irving (1978) et reproduites sur la figure 7. Aucune donnée n'existant pour le craton ouest-africain entre 950 et 600 Ma, l'ouverture d'un océan peut aussi bien se concevoir entre l'Amérique du Nord et l'Afrique, qu'entre le craton ouest-africain et le reste de l'Afrique ou bien aux deux endroits à la fois.

Puis une zone de subduction à pendage E est active autour de 633 Ma et a donné naissance à un système d'arc insulaire caractérisé par un magmatisme calco-alcalin (Caby et al., 1977 ; Chikhaoui, 1981). L'histoire est donc comparable à celle du Hoggar nord-occidental. La collision entre le craton ouest-africain et la zone mobile pan-africaine est la suite logique de cet épisode de fermeture de l'océan. Elle se produit autour de 600-550 Ma. Contrairement au Hoggar nord-occidental, cet épisode s'accompagne du développement d'un batholite calco-alcalin puis de complexes annulaires alcalins. La collision s'accompagne de grandes zones de fractures généralement décrochantes qui affectent un domaine très important à l'Est de la suture, puis d'un réseau de failles conjuguées expression du stade ultime de blocage (Ball, 1980). La direction de compression lors de la collision est sensiblement E-W à ESE-WNW, normale à la zone de suture : les directions de mouvements des nappes sur l'avant-pays divergent (Gourma) ou convergent (Niamey) suivant la forme du craton (Fig. 8).

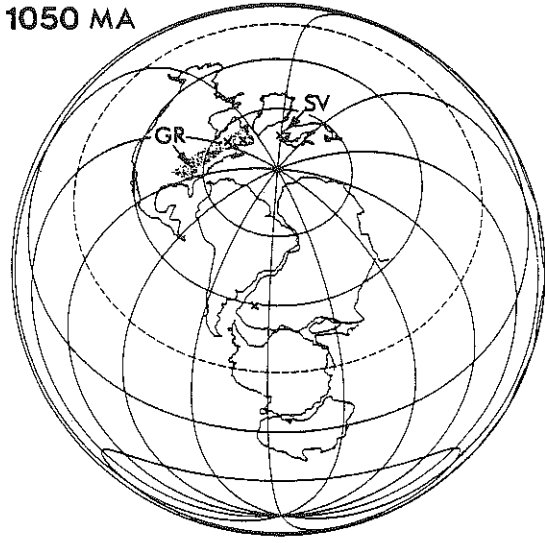
Donc, l'histoire géologique des zones 1, 2 et 3 a de l'Adrar des Iforas s'explique de façon relativement simple et bien calée dans le temps, en termes de tectonique des plaques. La même histoire inclut aussi l'Anti-



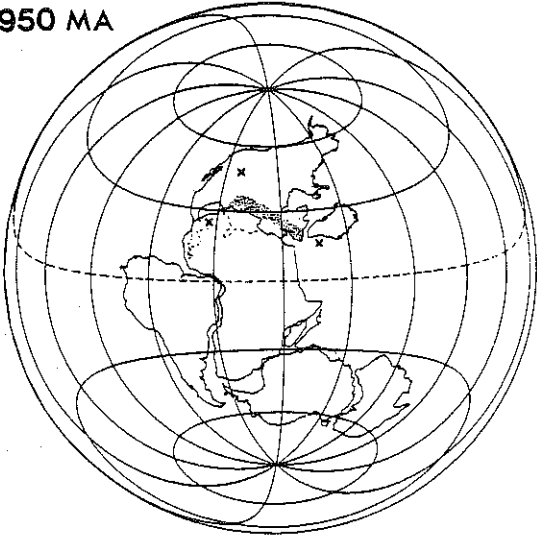
1250 MA



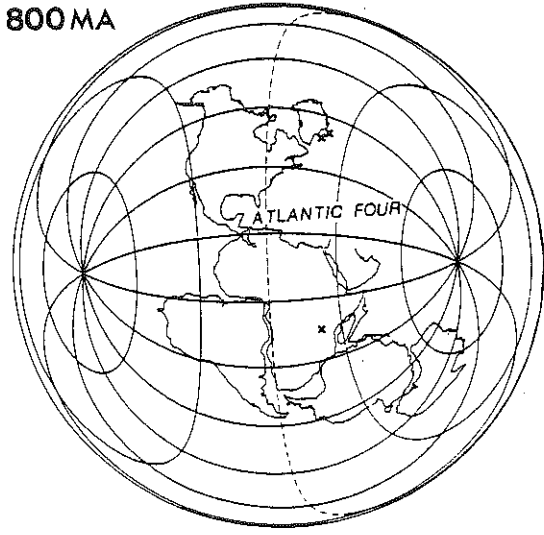
1050 MA



950 MA



800 MA



675 MA

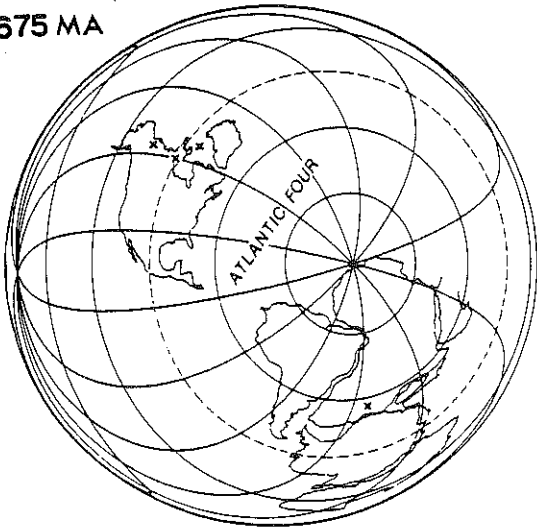


Figure 7 - Cartes expérimentales de reconstitution pour le Protérozoïque supérieur (Morel, 1978 ; Morel et Irving, 1978), basées sur des résultats provenant d'Afrique et de Laurentie dont les localités sont indiquées par des croix. Les contours des autres continents du Gondwana ne sont mis que comme référence et n'impliquent pas, qu'à ces époques, ils étaient assemblés en un seul continent (Morel, 1978). GR : Greenvillien d'Amérique du Nord ; SV : Greenvillien de Scandinavie.

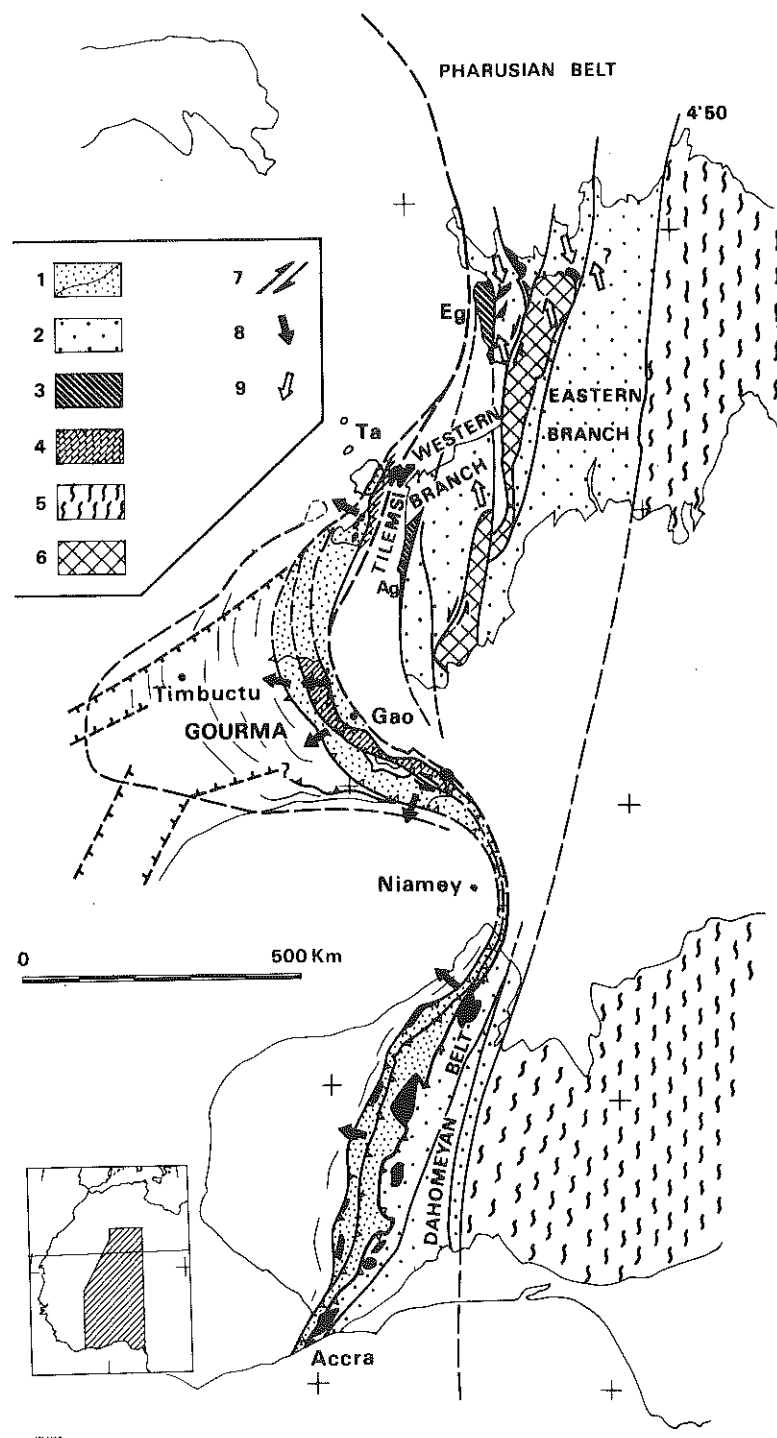


Figure 8 - Carte simplifiée de la chaîne pharusienne et dahomeyenne après collision entre le craton Ouest africain et le bouclier touareg. 1 : nappes de Gourma et du Buem-Atacoro ; 2 : roches indifférenciées de métamorphisme HT-BP panafricain (EG : Egatalis ; Ag : Aguel'hoc) ; 4 : métamorphisme HP-BT des nappes du Gourma ; 5 : roches pré-panafricaines indifférenciées réactivées du Hoggar central et du Nigéria ; 6 : granulites éburnéennes ; 7 : décrochement ; 8 : mouvements tardifs liés à la collision avec le craton Ouest Africain ; 9 : collision précoce dans le Nord des Iforas et le Hoggar occidental. En noir, roches basiques et ultrabasiques. Ta : Taouannt, Ti : Timétrine. (D'après Caby et al., 1981).

Atlas, le Hoggar nord-occidental, et la chaîne du Togo-Dahomey, chaque tronçon ayant cependant ses caractéristiques propres (Leblanc, 1976 ; Leblanc et Lancelot, 1980 ; Burke et Dewey, 1973 ; Black et al., 1979 ; Caby, 1978 ; Caby et al., 1981 ; Trompette, 1980).

L'évolution de l'arrière-pays n'est pas aussi simple et montre l'existence d'une déformation intracontinentale importante, tangentielle et décrochante, qu'il n'est pas toujours aisé de rattacher à l'histoire ouverture-subduction-collision. Dans ce travail, j'essaierai de présenter les différentes unités composant le centre et en partie l'Est de l'Adrar des Iforas, et les différentes phases de déformation qui ont été reconnues dans ces secteurs afin de proposer un schéma d'évolution tectonique de ce vaste domaine. Ce schéma ne prétend bien sûr nullement être définitif étant donné les dimensions de la région et le manque d'informations géochronologiques accessibles.

Tableau 1

Données géochronologiques disponibles sur l'Adrar des Iforas  
(Les numéros entre parenthèses se réfèrent à la figure 5)

Résultat	Objet étudié	Référence
<u>2150</u> Ma*	Métamorphisme granulitique éburnéen (U.G.I.) sur un matériel gardant en mémoire un événement archéen ( $\approx 3000$ Ma). (12)	In Boullier et al., 1979 Lancelot et al., 1983
<u>2080<math>\pm</math>20</u> Ma*	Granite de Bourré	De la Boisse et Lancelot, 1977 De la Boisse, 1979
<u>1843<math>\pm</math>3</u> Ma* <u>1742<math>\pm</math>12</u> Ma*	Magmatisme alcalin dans les quartzites du Protérozoïque moyen au Nord de l'U.G.I.	In Caby et al., 1981
<u>810<math>\pm</math>50</u> Ma*	Gneiss granulitiques rubanés d'Amalaoulaou (Niger)	De la Boisse, 1979
<u>730<math>\pm</math>40</u> Ma*	Intrusion de gabbro et gabbro quartzique en base de croûte à Amalaoulaou (phase de distension)	<i>Idem</i>
<u>693<math>\pm</math>1</u> Ma*	Adamellite de l'Oued Teggart dans le substratum de la Série de Tafeliant (zone 3a') (11)	In Ducrot et al., 1979
<u>663<math>\pm</math>3</u> Ma*	Pegmatoïde tardif d'Amalaoulaou	De la Boisse, 1979
<u>646<math>\pm</math>37</u> Ma°	Granite de Tamassahart (zone 4) (7)	Bertrand et Davison, 1981
<u>642<math>\pm</math>34</u> Ma°	Granite de Tamaradant (zone 3 b) (8)	<i>Idem</i>
<u>642<math>\pm</math>84</u> Ma°	Granodiorite d'Ibedouyen (zone 3 b)(6)	<i>Idem</i>

Résultat	Objet étudié	Référence
633±3 Ma*	Adamellite pré-tectonique dans la zone d'accrétion (zone 2) (14)	In Caby et al., 1981
<u>614±45</u> Ma°	Granite de Tadjoudjemet, batholite précoce (zone 3 a) (1)	Bertrand et Davison, 1981
616±11 Ma* 613±3 Ma*	Diorite et monzonite quartzique syn-tectoniques de la déformation de la série de Tafeliant (zone 3a) (15)	In Morel, 1978
590±6 Ma*	Complexe annulaire de Kidal (zone 3a) (16)	In Ducrot et al., 1979
<u>570±12</u> Ma°	Granite d'Aoukenek, batholite tardif (zone 3 a) (3)	Bertrand et Davison, 1981
<u>566±8</u> Ma*	Granite d'Abeibara (dans l'U.G.I., zone 3b) anté-tectonique de D <sub>3</sub> (12)	In Boullier et al., 1979 Lancelot et al., 1983
538±6 Ma°	Granite de Kidal (16)	Liégeois, comm. pers.
<u>535±6</u> Ma+	Fin de la déformation D <sub>3</sub> dans l'U.G.I (zone 3 b) (12)	In Boullier et al., 1979 Lancelot et al., 1983
<u>508±43</u> Ma°	Granite de Tedreq, batholite tardif (zone 3 b) (4)	Bertrand et Davison, 1981
Ages sur biotite		
<u>645±12</u> Ma <sup>x</sup>	Migmatites encaissant le granite de Tamaradant (zone 3b) (8)	Bertrand et Davison, 1981 ; Davison, 1981
<u>617±12</u> Ma <sup>x</sup>	Métadiorites d'In Bezeg (zone 3 b)(10)	<i>Idem</i>
<u>611±12</u> Ma <sup>x</sup>	Granite porphyroïde d'Oumassène (zone 3 a)(2)	<i>Idem</i>
<u>605±12</u> Ma <sup>x</sup>	Granodiorite de Tadoudjemet (zone 3a) (1)	<i>Idem</i>
<u>595±12</u> Ma <sup>x</sup>	Granodiorite d'Ibedouyen (zone 3 b) (6)	<i>Idem</i>
<u>575±10</u> Ma <sup>x</sup>	Gneiss d'Aguel'hoc (zone 2 b) (13)	<i>Idem</i>
<u>511±12</u> Ma <sup>x</sup>	Granite de Tamaradant (zone 3 b)(8)	<i>Idem</i>

\* U/Pb sur zircon. Laboratoire de géochronologie, Centre Géologique et Géophysique, Montpellier.

° Rb/Sr. Isochrone sur roche totale. Université de Leeds (U.K.), sauf âge sur Kidal (Tervuren, Belgique).

<sup>x</sup> Rb/Sr sur biotite. Université de Leeds (U.K.).

+ <sup>39</sup>Ar- <sup>40</sup>Ar sur feldspaths. Résultats de Maluski. Laboratoire de géologie structurale, Montpellier.

Sont soulignés les résultats dont les données expérimentales sont publiées.



## CHAPITRE I

### LA ZONE CENTRALE DE L'ADRAR DES IFORAS : CADRE GEOLOGIQUE ET LITHOSTRATIGRAPHIQUE

Avant de décrire la structure de la zone centrale de l'Adrar des Iforas il est opportun de présenter sommairement les différentes unités qui composent cette région :

- l'unité granulitique des Iforas qui est allongée N-S (voir carte 5) et constitue le coeur de ce secteur;
- les métasédiments du Protérozoïque ;
- l'assemblage kidalien ;
- les grès ordoviciens.

#### I - L'UNITE GRANULITIQUE DES IFORAS

Au centre de l'Adrar des Iforas, des granulites ont été reconnues par Karpoff (1958) et par Lelubre (1952), le premier les appelant "roches à faciès des Iforas" et le second "roches à faciès d'In Ouzzal". La similitude entre l'unité granulitique d'In Ouzzal et ce que nous avons appelé l'unité granulitique des Iforas (Boullier et al., 1978) était donc établie lors des premières reconnaissances. Cet ensemble se poursuit vers le Sud où il s'élargit (70 km) et où il a été étudié par Kadier (1957). Une carte au 1/200 000 a été établie d'après les résultats de mes trois missions (1976, 1977, 1978), de celles de R.Caby, J.M.Bertrand, L.I.Wright, I.Davison, J.Fabre et R.Black et d'après l'observation des photos aériennes. Deux histoires sont à distinguer dans l'unité granulitique : l'histoire éburnéenne (antérieure à 2000 Ma) et l'histoire pan-africaine *sensu lato* qui a laissé de nombreuses traces (déformation, magmatisme) dans l'U.G.I. Je traiterai ces deux histoires séparément.

La composition globale de l'U.G.I. peut se résumer approximativement de la façon suivante :

Métasédiments	6,5 %	] Matériel métamorphisé au cours de l'orogénèse éburnéenne
Norites	3,3 %	
Roches ultrabasiqnes	0,7 %	
Gneiss rubanés alcalins	42,5 %	
Granitoïdes alcalins	26 %	79 % *
Filons doléritiques post-éburnéens et pré-pan-africains		1 %
Intrusions granitiques à gabbroïques pan-africaines		20 % *

Notons dès maintenant que l'U.G.I. était exhumée avant l'orogénèse pan-africaine puisqu'une série sédimentaire discordante y a été observée dont les caractères lithologiques sont proches de ceux de la base de la série à stromatolites (Protérozoïque supérieur, R.Caby, comm. pers.). La suite de paragenèses granulitiques décrites plus loin, est d'ailleurs cohérente avec une remontée des granulites à la fin de l'orogénèse éburnéenne.

## A - LE MATERIEL METAMORPHISE AU COURS DE L'OROGENESE EBURNEENE

### 1 - LITHOLOGIE

Il constitue environ 80 % de l'ensemble de l'U.G.I. (voir ci-dessus); lui-même est essentiellement composé de gneiss rubanés alcalins et de grani-toïdes alcalins. Dans les gneiss, des niveaux métriques à décamétriques de métasédiments sont répétés et boudinés dans des structures plissées isoclinales ; ce sont des quartzites impurs, des paragneiss alumineux, beaucoup plus rarement des pyroxénites et des marbrés. Les métasédiments sont plus abondants au Nord de l'U.G.I. qu'au Sud, de même qu'ils sont plus abondants dans l'U.G. d'In Ouzzal que dans l'U.G.I. Des lentilles de roches ultrabasiqnes, souvent associées à des quartzites à magnétite, sont dispersées tectoniquement dans cet ensemble. Des intrusions de norites en lames décimétriques à plurimétriques sont généralement concordantes avec (mais parfois discordantes sur) le rubanement des gneiss et des métasédiments.

### 2 - STRUCTURES EBURNEENNES (planche I)

L'analyse des grandes structures éburnéennes a été faite essentiellement par examen des photographies aériennes, la patine noire uniforme

s'opposant en général à des observations fines qui n'ont pu être faites que localement pour des vérifications de détails clés.

Les figures d'interférence sont très fréquentes à l'échelle cartographique ; la figure 9 en donne un exemple. La surface choisie comme référence est déjà une foliation métamorphique : c'est  $Se_1$ , plan axial de plis isoclinaux couchés, parallèle au rubanement des métasédiments et des gneiss alcalins.

$Se_1$  est déformée par une phase de plissement  $De_2$  pénétrative à plan axial redressé et d'orientation moyenne N60 ; c'est la direction moyenne des structures de l'U.G.I. et de l'U.G. d'In Ouzzal (Giraud, 1961).

Il semble que les roches ultrabasiques soient anté-tectoniques de  $De_1$ , car dispersées en lentilles dans la foliation  $Se_1$  ; les norites se seraient mises en place pendant la déformation  $De_2$ . L'anatexie des gneiss rubanés alcalins (mobilisats, pegmatoïdes) est anté- à syn-cinématique de la phase tectonique  $De_2$  et l'intrusion des granitoïdes est tardi- à post-cinématique de cette même phase. (photo 4 et 5).

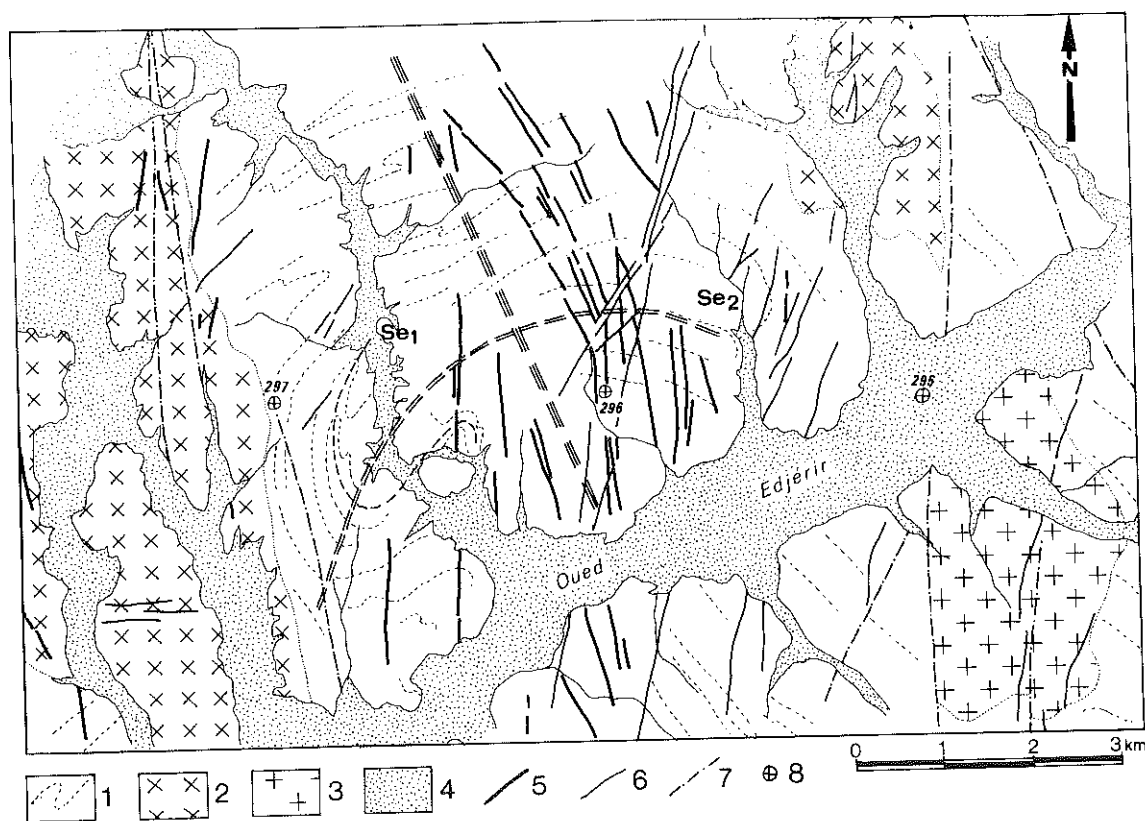


Figure 9 - Carte du centre de l'UGI montrant la superposition des deux phases de déformation majeures éburnéennes. Les traces de foliations  $Se_1$  et  $Se_2$  sont représentées par des tiretés simple et double respectivement. Le tireté triple est la trace du plan axial d'un grand pli ouvert d'âge pan-africain probable. 1 : trace du rubanement éburnéen, 2 : granitoïde alcalin éburnéen ; 3 : granite pan-africain ; 4 : alluvions quaternaires ; 5 : filon doléritique pré-pan-africain ; 6 : filon microgranitique ou microdioritique pan-africain ; 7 : faille ; 8 : centre de photo aérienne (mission NE 31 XIV).



### 3 - LES ASSOCIATIONS MINÉRALES

Toutes les déformations éburnéennes se déroulent dans les conditions du faciès granulite ; les roches ont une structure granoblastique (Spry, 1969) : points triples à 120°, contours rectilignes à légèrement courbes des grains indiquant une minimisation de l'énergie de surface, donc un recuit important (Kretz, 1966). Cette structure granoblastique est souvent oblitérée par des couronnes minérales indiquant la destabilisation de paragenèses granulitiques primaires. La plupart de ces couronnes sont incontestablement liées à l'évolution granulitiques rétrograde de ces roches ; d'autres sont attribuées au métamorphisme pan-africain mais seront décrites ultérieurement (chapitre 5).

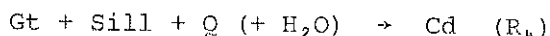
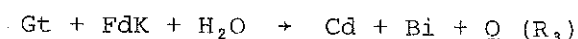
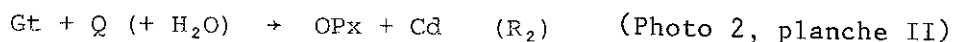
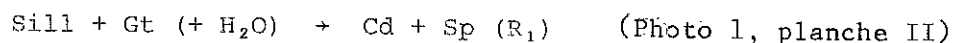
Le tableau 2 montre les associations minérales rencontrées dans différents types de roches de l'U.G.I. Du scapolite en cristaux nuageux a été observé dans un gneiss calcique contenant aussi du diopside, du plagioclase, du quartz et du sphène. Le scapolite est connu dans diverses granulites; dans le cas présent, la déformation pan-africaine  $D_3$  qui affecte la roche ne permet pas de préciser les relations entre les différents minéraux et d'affirmer si le scapolite appartient à la paragenèse éburnéenne ou à la paragenèse pan-africaine.

Seules les associations minérales granulitiques des métasédiments alumineux et des roches basiques et ultrabasiques sont décrites ici en détail (voir pl. II).

#### a) Les métasédiments alumineux

Deux associations minérales successives y apparaissent, la seconde apparaissant statiquement par le jeu de couronnes autour des minéraux de la première. La première association est la suivante : grenat + feldspath alcalin + sillimanite + quartz. Le disthène n'a jamais été observé dans l'U.G.I. contrairement à l'U.G. d'In Ouzzal (disthène inclus dans un grenat dans un échantillon de paragneiss alumineux, Kornprobst, comm. pers.). Le silicate d'alumine présent dans la première association minérale est toujours la sillimanite, en grands prismes ou en inclusions dans le grenat avec du spinelle vert. Aucun argument ne permet d'affirmer que cette sillimanite soit le résultat de la transformation polymorphique du disthène dans l'U.G.I. Les silicates d'alumine inclus dans le grenat représentant probablement le stade prograde du métamorphisme granulitique éburnéen, on peut présumer que celui-ci s'est fait dans des conditions de pression supérieures dans l'U.G. d'In Ouzzal que dans l'U.G.I.

L'observation des lames minces permet de mettre en évidence quatre réactions interminérales conduisant à la destabilisation de la paragenèse primaire :



Roche	Paragenèse granulitique I	Paragenèse granulitique II	Réactions observées
Quartzites	Q+OPx Q+Gt+Pl Q+Gt+Pl+Sp+Sill Q+Gt+Pl+Bi Q+Gt+FK Q+Gt+FK+Sp+Sill	idem	
Quartzites à magnétite	Q+OPx+Mag Q+Gt+OPx+Mag accessoires : rutile-zircon-minerai	idem	
Gneiss alumineux	Gt+Q+FK+Sill Gt+Q+FK+Sill+Pl accessoires : rutile-zircon-graphite	Gt+Q+FK+Sill+Cd+Sp Gt+Q+FK+Sill+OPx+Cd Gt+Q+FK+Sill+Cd+Bi Gt+Q+FK+Sill+Cd	Sill+Gt → Cd+Sp Gt+Q → OPx+Cd Gt+FK+H <sub>2</sub> O → Cd+Bi+Q Gt+Sill+Q → Cd
Pyroxenites	CPx+Gt+Hb CPx+Sp CPx+Sp+Ph	idem	
Cipolins	Carb+Sp+Ol	idem	
Gneiss calciques	Q+Pl+CPx+Sc ? accessoires : apatite allanite sphène-zircon-minerai	idem	
Gneiss plagioclasiques		Q+Pl+CPx+OPx accessoires : rutile-zircon-minerai	
Gneiss et granitoïdes alcalins		Q+FK+CPx Q+FK+Pl+CPx Q+FK+CPx+Hb Q+FK+CPx+Bi Q+FK+Pl+CPx+Hb Q+FK+Pl+CPx+Bi accessoires : rutile-minerai-zircon-allanite-apatite-fluorine	
Gabbros		OPx+CPx+Pl OPx+CPx+Pl+Hb CPx+Pl+Gt	
Norites	OPx+Gt Ol+Gt+CPx	CPx+Gt+OPx+Pl Ol+Gt+CPx+OPx+Pl+Hb+Sp+Ph	CPx+Gt+Q → OPx+Pl Gt+Q → OPx+Pl

Bi : Biotite ; Carb : carbonate ; Cd : cordiérite ; CPx : clinopyroxène ; FK : feldspath alcalin ; Gt : grenat ; Hb : hornblende ; Mag : magnétite ; Ol : olivine ; OPx : orthopyroxène ; Ph : phlogopite ; Pl : plagioclase ; Q : quartz ; Sc : scapolite ; Sill : sillimanite ; Sp : spinelle

Tableau 2 - Paragénèses minérales granulitiques observées dans l'UGI.

La cordiérite est à chaque fois produit de réaction ; étant donné que ce minéral contient généralement de l'eau (Deer et al., 1962 ; Schreyer et Yoder, 1964 ; Newton, 1972) il faut faire intervenir H<sub>2</sub>O comme réactant en plus de l'eau nécessaire dans R<sub>1</sub> à la formation de la biotite. Ces réactions indiquent que la pression d'eau n'était pas nulle, au moins pendant l'apparition de la deuxième association minérale granulitique.

Les quatre réactions sont parfois visibles sur un même échantillon, mais ne sont peut-être pas exactement synchrones. L'ordre chronologique de leur apparition n'a cependant pas pu être établi.

## b) Les roches basiques et ultrabasiques

La présence de deux associations minérales n'est pas systématique, ce qui permet de distinguer deux types de roches :

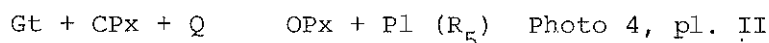
\* gabbros non coronitiques à plagioclase (An80) + clinopyroxène + orthopyroxène ± hornblende brune ± phlogopite, à structure granoblastique parfois orientée. Ces gabbros sont parfois légèrement discordants sur la foliation des gneiss encaissants dont ils sont localement séparés par une zone à grenat + clinopyroxène + plagioclase + hornblende brune. La présence de phlogopite, définissant quelquefois une foliation (photo 3, pl. II) dans certains gabbros en niveaux peu épais, suggère une contamination en K<sup>+</sup> et OH<sup>-</sup> du magma basique par l'encaissant (voir Vielzeuf, 1980 b). La structure et le mode de gisement de ces roches montrent qu'elles se sont mises en place dans les conditions du faciès granulite, probablement pendant De<sub>2</sub>.

\* gabbros, norites et roches ultrabasiques coronitiques. Ces roches sont rares et peu d'exemples ont pu être étudiés en lame mince. Cependant, il semble que l'association minérale primaire soit la suivante :

grenat + clinopyroxène + olivine (IC115)

grenat + orthopyroxène + rutilé + apatite (IC114)

Ces associations ont été déstabilisées par la suite. Dans le premier cas des symplectites de plagioclase et d'orthopyroxène se développent entre le grenat et le clinopyroxène. La réaction intervenant est la suivante :



en admettant que le quartz vient de l'encaissant de la lentille de roche basique. La réaction pourrait être plus complexe si la hornblende brune qui apparaît parfois dans les symplectites de plagioclase et d'orthopyroxène est un produit de cette réaction. Au contact de la lentille, les gneiss contiennent du quartz, du plagioclase primaire (An45) antiperthitique et des facules de plagioclase (An30) et d'orthopyroxène secondaires (photo 5, pl. II). Ceci pourrait s'expliquer par la disparition complète du grenat et du clinopyroxène lors de la réaction R<sub>5</sub> ou du grenat lors de la réaction R<sub>6</sub> :

Dans le deuxième cas, des symplectites de plagioclase et d'orthopyroxène secondaires se développent autour du grenat ; l'orthopyroxène primaire s'entoure d'une couronne d'orthopyroxène secondaire et de spinelle vert ; postérieurement à ces deux transformations du phlogopite envahit la roche et inclut des minéraux primaires et secondaires cités plus haut. Les premières symplectites pourraient s'expliquer par la réaction R<sub>5</sub> en admet-

tant que le clinopyroxène primaire a entièrement disparu ou par la réaction  $R_6$ , le quartz étant pris dans l'encaissant dans les deux cas. La seconde couronne (OPx II + Sp) pourrait signifier une baisse de la teneur en alumine de l'orthopyroxène primaire et correspondrait alors à une chute de la pression (McGregor, 1974).

### c) Conditions (P, T) du faciès granulite éburnéen

Elles ne peuvent être qu'estimées en fonction des associations minérales observées et d'après les résultats expérimentaux, connaissant les limites d'application de ces derniers à des systèmes naturels.

#### i) Associations minérales primaires

Le feldspath présent dans la paragenèse primaire étant soit un feldspath alcalin mésoperthitique (photo 6, photo 7, pl. II), soit un plagioclase antiperthitique, la température d'équilibre de cette paragenèse est donc supérieure à celle du solvus des feldspaths de Brown et Parsons (1981). Aux points triples des silicates d'alumine de Althaus (1967) et de Richardson et al. (1969), j'ai préféré celui de Holdaway (1971) qui est le plus cohérent avec les données de Weil (1966) d'après les travaux de Day et Kumin (1980). Les conditions de stabilité de la paragenèse primaire se trouvent donc dans le champ de la sillimanite défini par ce point triple.

Les roches basiques donnent des indications supplémentaires : la présence de grenat dans les norites suggère des pressions moyennes d'après les travaux de Green et Ringwood (1967). Le domaine reporté sur la figure 2 est celui où le grenat peut se former pour des rapports  $Mg/Mg + Fe^{++}$  variant de 0,1 à 0,9 dans une roche gabbroïque et correspond à des pressions supérieures à 7 kb (Green et Ringwood, 1967).

En l'absence de donnée minéralogique (microsonde), le champ (P, T) des paragenèses ne peut être déterminé avec précision. Il est délimité par les courbes disthène - sillimanite, solvus des feldspaths et grenat dans les roches basiques. Donc :

$$T > 750^{\circ}\text{C} \quad 7,5 < P < 10,5 \text{ Kb}$$

Les associations minérales primaires sont comparables à celles de l'U.G. d'In Ouzal pour lesquelles Fourcade (1972) a déterminé les fractionnements isotopiques  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ . De ces mesures, Fourcade et Javoy (1973) déduisent des températures comprises entre 725°C et 800°C. Les températures sont probablement sensiblement les mêmes dans l'U.G.I. et dans l'U.G. d'In Ouzal, si on considère que les roches étudiées correspondent à des niveaux identiques d'une croûte continentale éburnéenne à gradient géothermique non perturbé latéralement. La pression estimée (7,5 à 10,5 kb) est inférieure à celle donnée par Leyreloup (1974) pour l'U.G. d'In Ouzal, mais ceci s'explique par :

- le choix du point triple d'Althaus (1967) par cet auteur;
- la déduction d'une pression élevée sur le seul indice du disthène inclus dans le grenat (Kornprobst, comm. pers.).

L'association minérale primaire banale (Fd K + Gt + Q + sill) de l'U.G. d'In Ouzal correspond par contre à des conditions probablement identiques à celles déduites pour l'U.G.I.

## ii) Associations minérales secondaires

Les associations minérales secondaires sont telles qu'apparemment sillimanite et feldspath alcalin sont encore stables ensemble. Les conditions de température sont donc au-delà de la courbe  $\text{Mu} + \text{Q} \text{ Fd K} + \text{Sill} + \text{H}_2\text{O}$ . La courbe de Chatterjee et Johannes (1974) a été établie pour une pression d'eau égale à la pression totale. Or, on sait que dans les granulites, le  $\text{CO}_2$  est la phase fluide principale (Touret, 1971) et que les courbes d'équilibre sont déplacées en fonction de la pression partielle d'eau (Althaus, 1968; Weisbrod, 1970; Touret, 1971). Il convient donc d'utiliser les courbes de Kerrick (1972) qui tient compte de  $\text{PH}_2\text{O}$  et de la présence de  $\text{CO}_2$  dans la phase fluide. On a vu que, dans les paragneiss alumineux la déstabilisation du grenat en cordiérite impliquait que  $\text{PH}_2\text{O}$  n'est pas nulle lors de l'apparition de l'association minérale secondaire. En conséquence, j'ai tracé la courbe pour une valeur médiane ( $\text{H}_2\text{O} = 0.5$  mole %, voir fig. 10) comme point de repère.

La présence d'orthopyroxène, de clinopyroxène et de plagioclase dans les gneiss plagioclasiques (voir tableau 2) montre d'autre part que cette association correspond aux granulites de pression intermédiaire (Irving, 1974) donc à des pressions supérieures à 4 kb environ. L'absence de grenat dans les gabbros non coronitiques place une limite supérieure en pression à 5-7 kb environ d'après les travaux de Green et Ringwood (1967).

La présence fréquente de deux feldspaths dans les granitoïdes alcalins synchrones à tardifs par rapport à la paragenèse secondaire montre que le solvus des feldspaths a été franchi au cours du passage de l'association minérale primaire à l'association minérale secondaire. En résumé, les conditions (P, T) de cette dernière sont encadrées par les valeurs suivantes :

$$550^\circ\text{C} < T < 750^\circ\text{C} \quad 4 < P < 6 \text{ kb}$$

Le chemin (P, T) des granulites de l'U.G.I. demeure mal défini faute d'étude minéralogique poussée. Il peut être comparé cependant à celui d'autres domaines granulitiques où des paragenèses similaires ont été étudiées et où des conditions de pression et température ont été déduites des coefficients de partage d'éléments entre minéraux.

- dans le Hoggar central (Algérie), au Sud de Tamanrasset (Tidjénéouine), Ouzegane (1981) décrit la réaction  $R_1$  dans des métapélites ; elle déduit les conditions d'apparition du spinelle et de la cordiérite en utilisant les couples grenat-biotite et grenat-cordiérite :

$$T = 600 \pm 50^\circ\text{C} \quad P = 5 \pm 1,5 \text{ kb}$$

- à Saleix (Pyrénées), Vielzeuf (1979, 1980a, 1980b) a étudié les réactions  $R_2$ ,  $R_3$  et  $R_4$ . En utilisant les mêmes couples minéralogiques, il déduit que le développement de la cordiérite aux dépens du grenat se fait dans les conditions suivantes :

$$T \approx 750^\circ\text{C} \quad P = 6,5 \text{ à } 7,5 \text{ kb}$$

Sur la figure 11 sont reportés les domaines d'équilibre des paragenèses granulitiques du Hoggar central (Ouzegane, 1981), de Saleix (Vielzeuf, 1979 et 1980 b), de Furua en Tanzanie (Coolen, 1980) et de Laponie (Barbey, 1982). On voit que l'évolution (P, T) de l'U.G.I. est cohérente avec les données des auteurs cités ci-dessus et se situerait sur une courbe intermédiaire entre celle de Laponie et de Saleix d'une part, et celle du Hoggar d'autre part. Les granulites de Laponie, celles du Hoggar et des Iforas ayant des âges voisins ( $\approx 2000$  Ma) ceci signifierait, qu'à

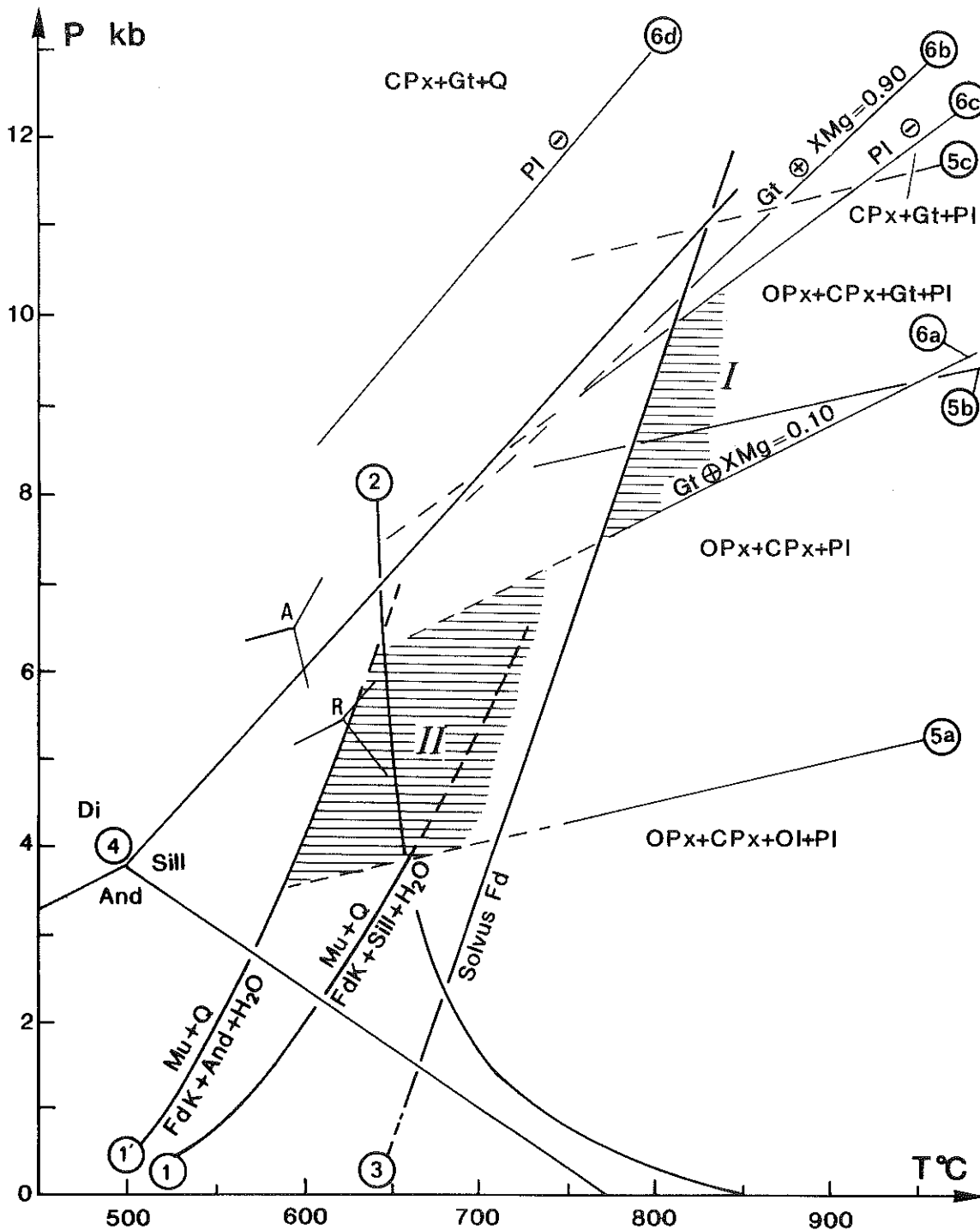


Figure 10 - Domaines de cristallisation des paragenèses granulitiques primaires (I) et secondaires (II) dans l'UGI.

1 - Réaction  $\text{Mu} + \text{Q} \text{ Sil. Al.} + \text{FdK} + \text{H}_2\text{O}$  pour  $\text{PH}_2\text{O} = \text{P}_{\text{tot}}$  de Chatterjee et Johannes (1974),

1' - Même réaction pour  $\text{XH}_2\text{O} = 0.5$  de Kerrick (1972),

2 - Solidus du système  $\text{Q} + \text{Ab} + \text{Or}$  pour  $\text{PH}_2\text{O} = \text{P}_{\text{tot}}$  d'après Winkler (1976),

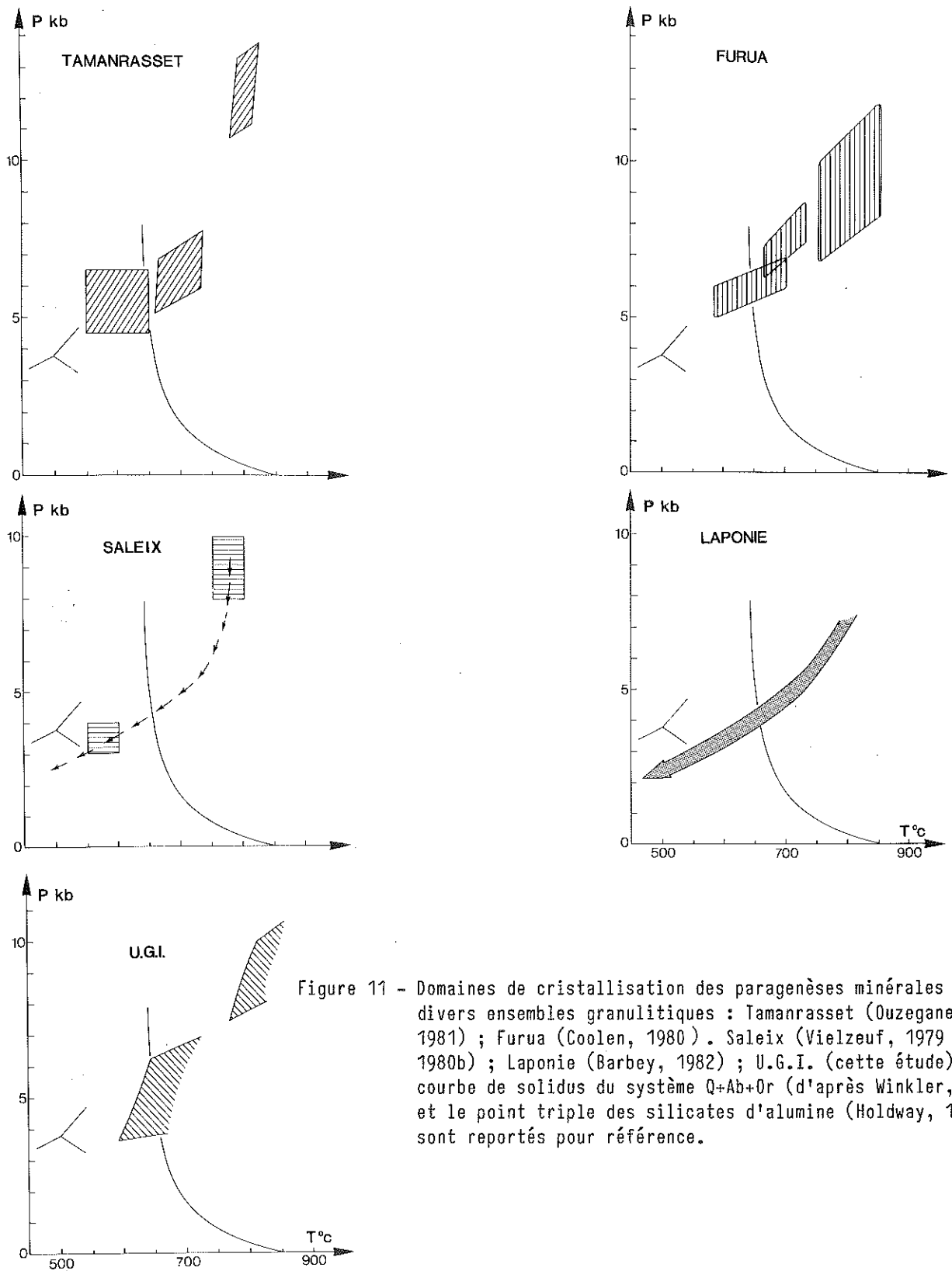
3 - Solvus des feldspaths de Brown et Parsons (1981),

4 - Point triple des silicates d'alumine de Holdaway (1971)

A et R : mêmes points de Althaus (1967) et Richardson et al. (1969)

5 - Champ de stabilité des différentes paragenèses des granulites à deux pyroxènes (Irving, 1974) ; 5b : limite de stabilité du grenat

6 - Limites de stabilité du grenat (6a, 6b) et du plagioclase (6c, 6d) dans des tholéites à quartz pour divers rapports  $\text{Mg}/\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}$  de Green et Ringwood (1967).



cette époque la croûte était plus mince en Laponie et plus épaisse au Hoggar que dans l'U.G.I., en admettant un flux thermique égal à la base de la croûte.

### *iii) Fusion partielle des gneiss alcalins*

Le chemin (P, T) des granulites de l'U.G.I. se situe pro parte du côté haute température du solidus du système quartz + albite + orthose pour  $P_{H_2O} = P_{tot}$  (Winkler, 1976). Or, on sait que la phase fluide est essentiellement carbonique et non aqueuse dans les domaines granulitiques (Touret, 1971); la présence de  $CO_2$  déplace le solidus du granite vers les hautes températures (Wyllie et Tuttle, 1959). Les pourcentages de  $CO_2$  et de  $H_2O$  en moles dans la phase fluide utilisée par ces derniers auteurs n'est pas explicitée. La position du solidus à 2 kbar pour leurs trois expériences est reportée sur la figure 12. Ce décalage vers les hautes températures a été aussi observé dans le système albite +  $H_2O$  +  $CO_2$  par Egglar et Kadik (1979). Si on extrapole ces données au système  $Q + Ab + Or$  en considérant à chaque fois le solidus pour  $PH_2O = P_{total}$  et pour  $P_{H_2} = 0$ , et en décalant ce solidus d'une quantité proportionnelle pour  $P_{total} = 5$  kbar, alors on peut tracer (fig. 12) des solidus pour  $X_{H_2O}$  (moles) = 0.5, 0.2 et 0.1. Les trois expériences de Wyllie et Tuttle (1959) se placent approximativement sur ces courbes estimées. La fusion partielle est apparue en même temps que la seconde paragenèse granulitique, c'est-à-dire pour des pressions voisines de 4 à 6 kbar environ et une pression partielle d'eau non nulle; ceci suppose donc, d'après les résultats expérimentaux que la proportion molaire d'eau dans la phase fluide ait été au moins égale à 0.5, d'après les résultats interpolés à partir de ceux de Egglar et Kadik (1979). Ce chiffre semble élevé comparé à la composition généralement carbonique des inclusions fluides. Il est donc probable qu'un autre paramètre ait contrebalancé l'effet du  $CO_2$ ; cet autre paramètre est peut-être l'existence de fluor dans la phase fluide. Le fluor n'a pas été dosé dans les gneiss alcalins, mais les charnockites acides et intermédiaires contiennent fréquemment de la fluorine. La présence de fluorine qui est un réfractaire ( $T_{fusion} = 1418^\circ K$  à pression atmosphérique, Robie et al., 1978) ne signifie pas obligatoirement que le fluor était dissous dans le magma. Mais ceci constitue un indice important d'autant plus que la fluorine semble avoir cristallisé en même temps que les autres minéraux magmatiques. Le fluor a pour effet de baisser considérablement le solidus du système quartz + albite + orthose (voir revue et travaux expérimentaux Manning, 1981, et fig. 12). La fusion partielle des gneiss alcalins en présence d'une phase fluide carbonique et de fluor est donc possible dans les conditions (P, T) déterminées pour la paragenèse granulitique secondaire.

### *iv) derniers stades d'évolution (P, T) des granulites*

On sait que les granulites étaient à l'affleurement avant l'orogénèse pan-africaine. Il devrait donc être possible d'observer dans les roches de l'U.G.I. des paragenèses de moindres pression et température correspondant à la remontée de l'ensemble granulitique comme Vielzeuf (1979) et Barbey (1982) l'ont fait pour les granulites de Saleix (Pyrénées) et celles de



Laponie finlandaise. Or, ces paragenèses tardives sont difficiles à mettre en évidence dans l'U.G.I. du fait de la superposition du métamorphisme pan-africain. Le doute demeure cependant pour une transformation qui peut aussi bien être éburnéenne post-granulitique que pan-africaine : c'est une couronne située autour de l'orthopyroxène au contact du plagioclase antiperthitique (An30) dans les gneiss plagioclasiques, et constituée de cernes concentriques d'amphibole incolore à vert pâle, de quartz et de biotite (photo 8, planche II). L'amphibole est probablement une actinote. Cet assemblage est similaire à celui étudié par Vielzeuf (1982) dans les granulites de Saleix (Pyrénées); l'auteur l'explique par la réaction suivante :

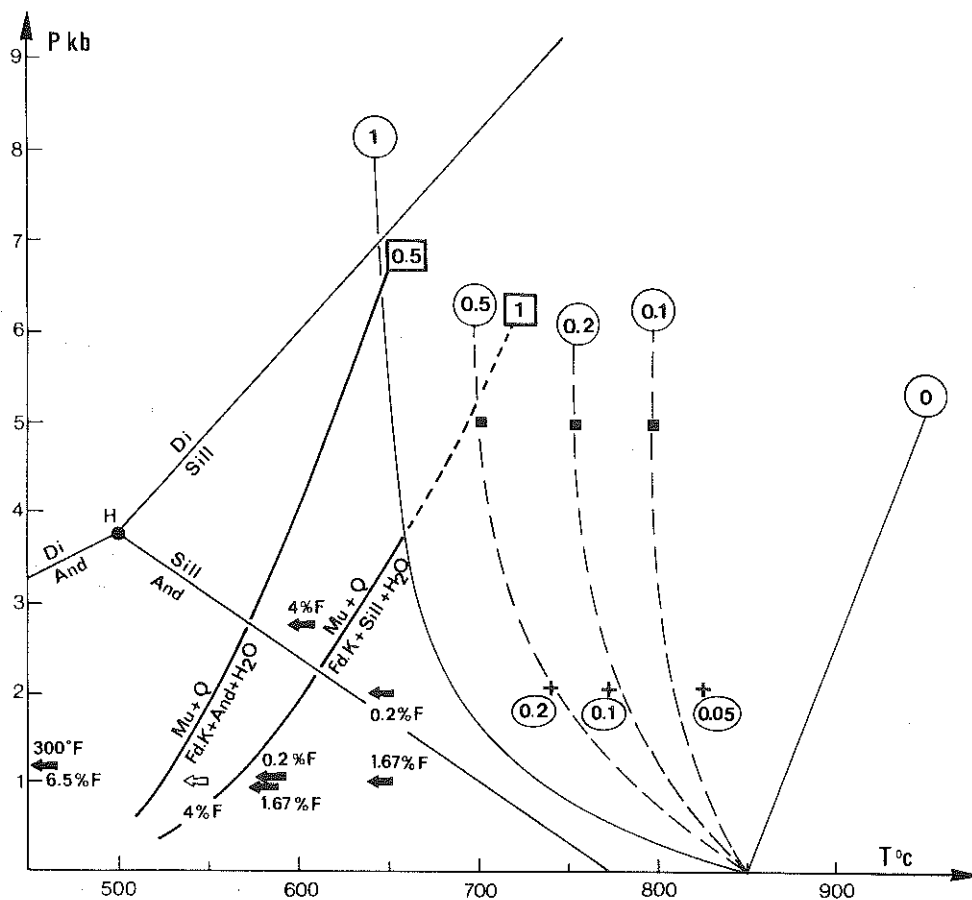


Figure 12 - Courbes de solidus du système  $Q+Ab=Or$  (cercles) d'après Winkler (1976) pour  $PH_2O = P_{tot}$  (1) et pour  $PH_2O = 0$  (0). Les courbes pour  $XH_2O = 0.5, 0.2$  et  $0.1$  sont extrapolées d'après les travaux de Egglér et Kadik (1979) pour le système  $Ab+H_2O+CO_2$ . Les trois croix + correspondent aux trois expériences de Wyllie et Tuttle (1959) pour trois quantités différentes de  $CO_2$  (ellipses). H est le point triple des silicates d'alumine de Holdway (1971). Les courbes de la réaction  $MU + Q = Sil. Al + FdK + H_2O$  sont celles de Chatterjee et Johannes (1974) pour  $PH_2O = P_{tot}$  (1) et de Kerrick (1972) pour  $XH_2O = 0.5$  (0.5). Les flèches tot représentent le déplacement du solidus du système  $Q + Ab + Or + H_2O$  en présence de fluor d'après les compilation et les expériences de Manning (1981) : flèches noires pointées sur le solidus ; flèche blanche : solidus plus bas que 550°C.

Le plagioclase secondaire ne se voit que lorsque du feldspath alcalin est au contact de la couronne ; dans le cas des gneiss plagioclasiques étudiés ici, ce plagioclase secondaire ne s'observe pas directement mais on peut supposer sa présence en remplacement des antiperthites du plagioclase primaire. Ce genre de réaction peut se produire autour de 550°-600°C (voir Vielzeuf, sous presse).

On sait que l'U.G.I. était à l'affleurement avant la chaîne pan-africaine ; le chemin (P, T) de l'U.G.I. après l'épisode éburnéen est alors passé par de telles températures, voisines par ailleurs de celles trouvées par Fourcade (1972) sur les quartzites à magnétite de l'U.G. d'In Ouzal. Cette réaction peut donc être éburnéenne.

#### 4 - LES GNEISS RUBANES ALCALINS ET LES GRANITOÏDES ALCALINS

Ils constituent les deux tiers de l'U.G.I. Il est donc important de préciser leur nature afin de mieux suivre ultérieurement les différentes transformations de l'U.G.I. au cours de l'orogénèse pan-africaine.

##### a) Composition minéralogique

Ce sont des roches mésocrates à leucocrates, rubanées (gneiss) ou massives (granitoïdes, souvent ocellés, intrusifs dans les gneiss), dont la composition minéralogique varie peu (voir tableau 3). Le rubanement est défini par des proportions variables de minéraux clairs ou sombres :

quartz + Fd K (mésoperthitique) ± oligoclase  
+ clinopyroxène vert pâle ± hornblende brun vert ± biotite

Les minéraux accessoires à l'exception de la fluorine sont généralement associés aux minéraux sombres. Ce sont le zircon, l'apatite, l'allanite, des opaques (magnétite-ilménite) et parfois le rutil. Ces minéraux accessoires peuvent être relativement abondants (jusqu'à 5 % d'allanite et autant de fluorine, IC 90A, R.Caby, comm. pers.).

Tous les intermédiaires existent entre les gneiss rubanés banaux et les gneiss plagioclasiques d'une part ou les paragneiss alumineux d'autre part (tableau 2). Les gneiss rubanés alcalins sont souvent coronitiques (développement d'une couronne d'amphibole verte autour du clinopyroxène) mais ces remplacements minéralogiques sont attribués à l'épisode pan-africain.

Le problème majeur posé par les gneiss rubanés et les granitoïdes associés est celui de leur origine. Dans le cas des granitoïdes, intrusifs dans les gneiss rubanés, leur volume très important, la monotonie de leur composition minéralogique et le fait qu'ils soient concordants (tectoniquement ou sédimentairement ?) avec les paragneiss alumineux avec lesquels ils ont enregistré les mêmes phases de déformation, laisse supposer que leur origine peut être sédimentaire (arkosique, Giraud, 1961) ou volcano-détritique, ou encore qu'ils constituent le socle granito-gneissique de ces



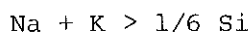
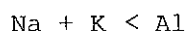
paragneiss et quartzites. La géochimie des éléments majeurs et de quelques éléments traces est discutée en fonction de ce problème.

## b) Géochimie des éléments majeurs

Dix-sept analyses chimiques ont été effectuées sur des échantillons de gneiss rubanés et granitoïdes, non déformés au cours de l'orogénèse pan-africaine (Tableau 3).

Ces analyses ne peuvent pas être utilisées pour une étude statistique des roches de l'U.G.I. car elles sont d'une part trop peu nombreuses et d'autre part ne correspondent pas à un échantillonnage aléatoire : ainsi, cinq des six analyses de roches dites basiques à intermédiaires proviennent d'un même secteur (coupe de l'Adrar Ouzzein, dans l'oued Arhli). Elles peuvent cependant donner une idée de la nature de ces roches par comparaison avec d'autres ensembles étudiés plus en détail par d'autres auteurs. Ces roches présentent une large gamme de composition : la silice varie par exemple de 49,16 % à 76 %. Deux groupes peuvent être distingués : les roches acides ( $\text{SiO}_2 > 63 \%$ ) et les roches basiques à intermédiaires ( $49 \% < \text{SiO}_2 < 62 \%$ ). Ce sont toutes des roches sursaturées en silice (plus de 3,47 % de quartz normatif) à l'exception de l'échantillon IC06.2A qui est une syénite gneissique à biotite et amphibole.

Suivant la définition de Shands (1922), ces roches sont alcalines car les alcalins  $\text{Na}_2\text{O}$  et  $\text{K}_2\text{O}$  sont en excès par rapport à la silice ( $\text{Na} + \text{K} > 1/6 \text{Si}$ ). D'après la nomenclature de Polanski (1949) elles appartiennent au groupe des roches alcalines miaskitiques car :



Par contre elles ne sont pas peralcalines au sens donné par Bowden (1974) car l'alumine est en excès par rapport aux alcalins (Fig.13).

Le diagramme triangulaire  $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{O} = \text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{tot}} + \text{TiO}_2 + \text{CaO}$  de la Roche (1965) permet de discriminer les ensembles montrant une évolution sédimentaire d'une part, des lignées magmatiques d'autre part. Dans ce diagramme (Fig. 14), les gneiss rubanés et granitoïdes acides se situent dans le champ des grauwackes et à proximité de la ligne des roches magmatiques; avec les roches intermédiaires, elles dessinent une tendance parallèle à la tendance magmatique rhyolite - granite - diorite - gabbro (La Roche, 1965). On peut donc supposer que les gneiss rubanés constituent soit une ancienne série volcano- détritique, soit un socle granito-gneissique alcalin où se mettent en place des corps magmatiques représentés par les charnockites acides et intermédiaires voire syénitiques; l'échantillon gneissique IC87A est probablement aussi d'origine magmatique et pourrait être un terme pré-tectonique. Il faut noter que la lignée définie est moins alumineuse que la lignée théorique, ce qui est normal dans le cas de roches alcalines miaskitiques..

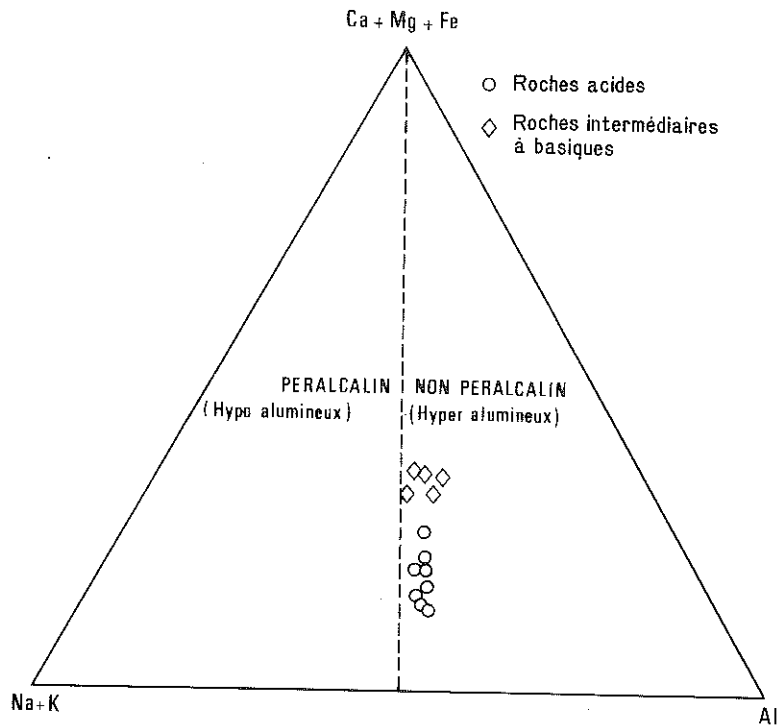


Figure 13 - Diagramme triangulaire (d'après Bowden, 1974) montrant le caractère hyper-alumineux ou non per-alcalin des gneiss et granitoïdes alcalins de l'U.G.I. : 1 : roches acides ; 2 : roches intermédiaires à basiques.

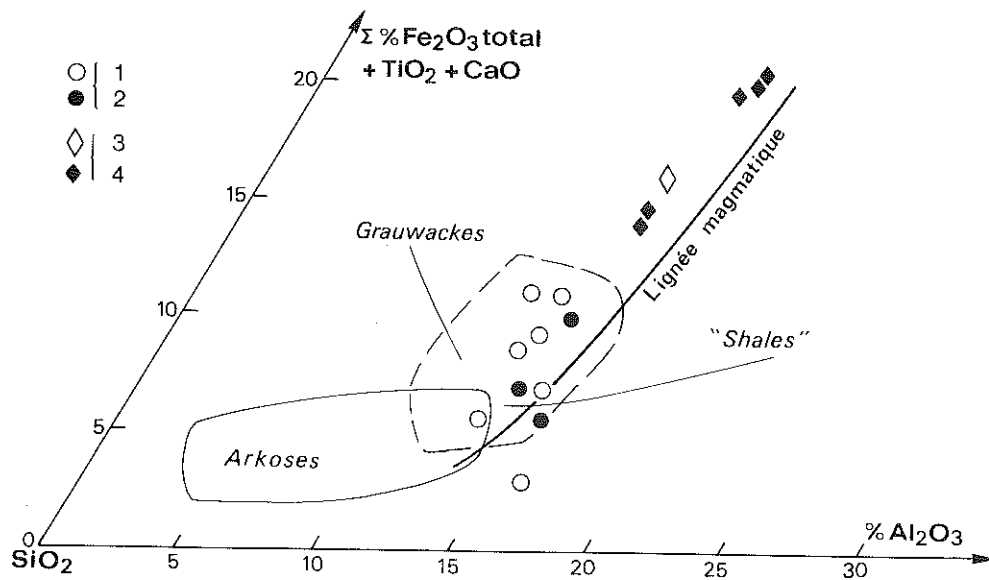


Figure 14 - Diagramme triangulaire de De la Roche (1965) permettant de discriminer les roches sédimentaires et les roches magmatiques. Les gneiss et granitoïdes alcalins de l'U.G.I. définissent un alignement proche de la lignée magmatique. Les symboles pleins (2, 4) représentent les granitoïdes et les symboles vides (1, 3), les roches rubanées. Les cercles, (1, 2) représentent les roches acides et les losanges (3, 4) les roches intermédiaires à basiques.

La figure 15 montre les relations entre les teneurs en éléments majeurs et les teneurs en silice; on note des corrélations négatives entre  $\text{CaO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  tot,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  d'une part et  $\text{SiO}_2$  d'autre part, qui s'expliquent par une composition plus importante en minéraux colorés

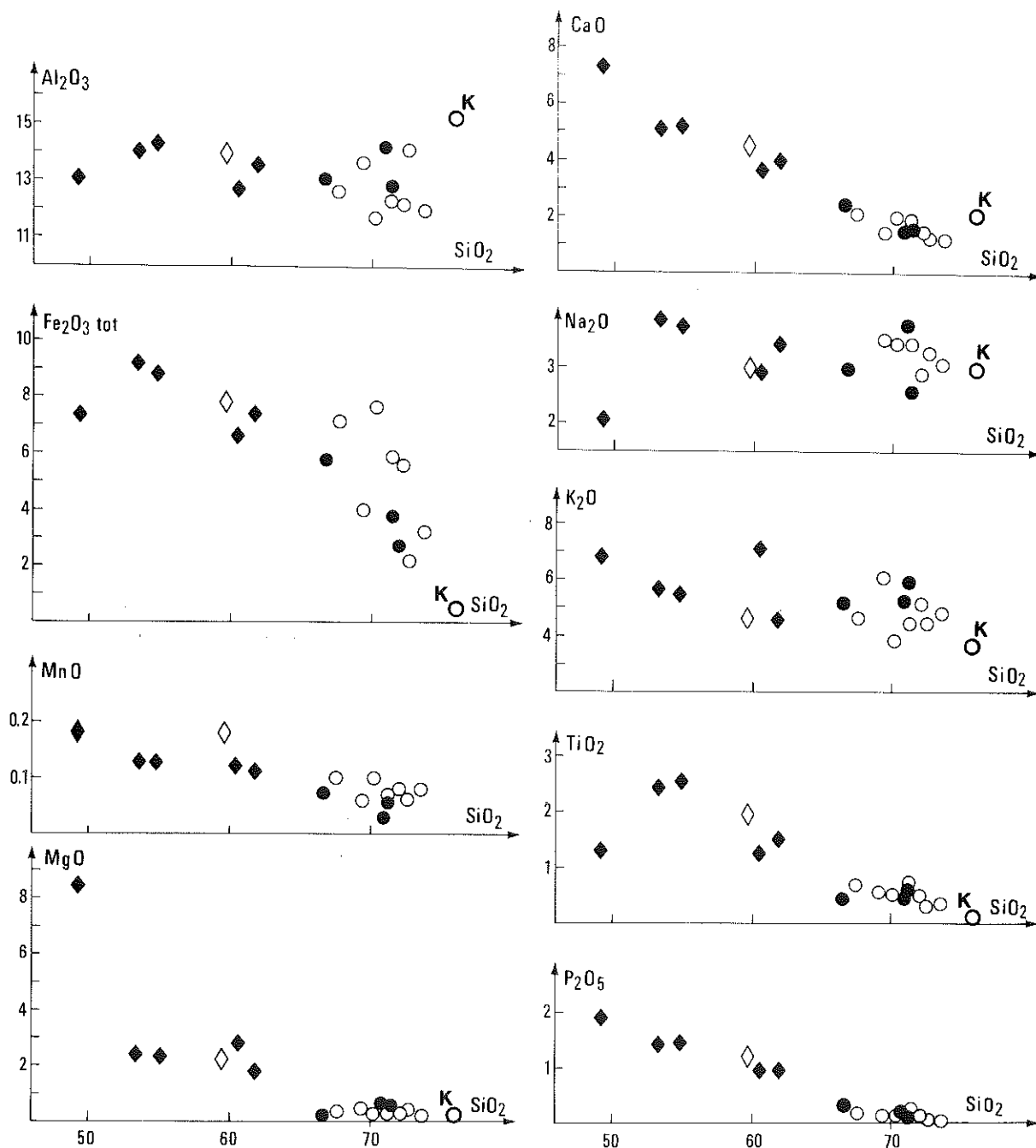


Figure 15 - Relation entre les teneurs en silice et les teneurs en éléments majeurs des gneiss et granitoïdes alcalins. Même légende que figure 14. Point K : analyse de leptynite de Karpoff (1958).



compositions en éléments majeurs, de définir des lignes d'évolution magmatique, d'autant plus que les termes apparemment les moins évolués (roches intermédiaires) sont intrusives dans les roches qui semblent les plus évoluées (gneiss rubanés acides).

Les roches alcalines de l'U.G.I. peuvent être comparées géochimiquement à d'autres ensembles alcalins précambriens d'Afrique :

- gneiss alcalins du Protérozoïque moyen du Hoggar nord-occidental (Dostal et al., 1979) qui sont les plus proches géographiquement et géochimiquement ;

- filons alcalins métamorphiques bordant le craton ouest-africain du Hoggar nord-occidental (mêmes auteurs). Ces filons montrent cependant quelques termes sous-saturés en silice et plus alcalins ;

- charnockites acides et roches associées éburnéennes des Gour Oumelalen (Latouche, 1978) qui possèdent le même caractère ferrifère prononcé mais qui ont des teneurs légèrement supérieures en alumine et inférieures en alcalins (surtout en  $K_2O$ ) ;

- gneiss rouges archéens des Gour Oumelalen (Latouche, 1978; voir Fig.16) ;

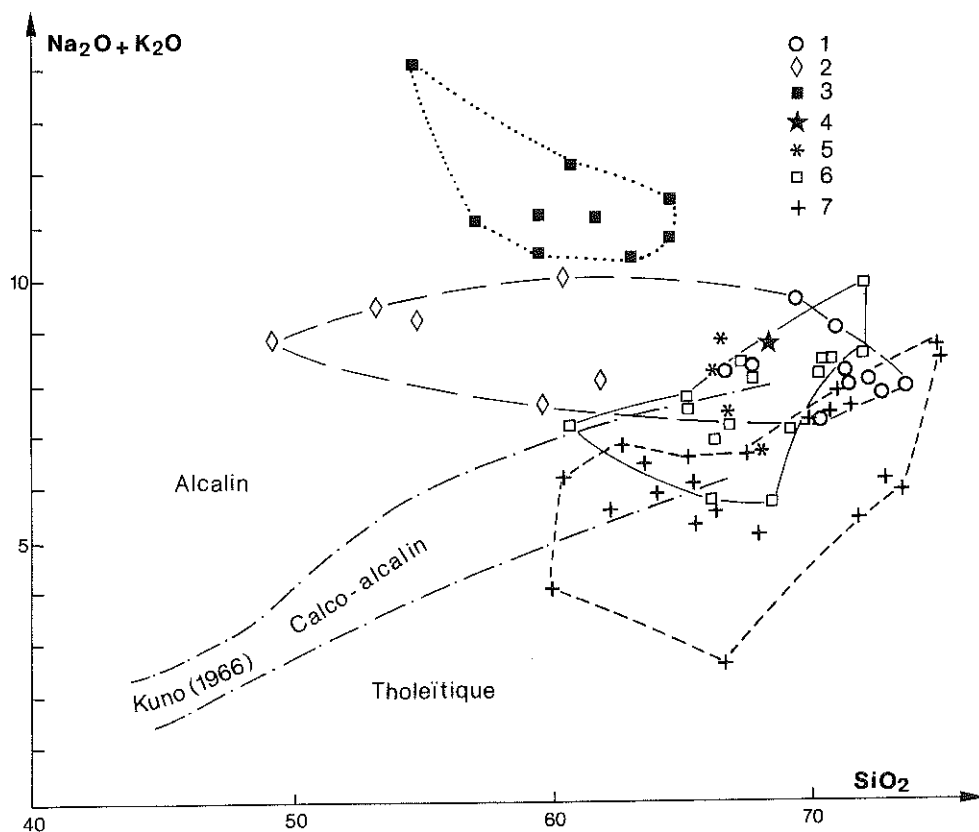


Figure 16 - Diagramme de Kuno (1966) - 1 : gneiss et granitoïdes alcalins acides de l'U.G.I. . 2 : gneiss et granitoïdes alcalins intermédiaires à basiques de l'U.G.I. . 3 : Roches alcalines pan-africaines du Cameroun (Kornprobst et al., 1976) ; 4 : Rapakiwi "normal", Finlande, Satakouta (Kahma, 1951) ; 5 : leptynites de Tinouig, (Guérangé, 1966, in Latouche, 1978) ; 6 : Gneiss de la Série Rouge (Latouche, 1978) . 7 : Charnockites acides (Latouche, 1978).



- syénites et gneiss syénitiques alcalins du Cameroun (Kornprobst et al., 1976) qui sont au contraire plus alcalins que les roches de l'U.G.I. (Fig. 16). Leur âge est incertain mais au moins plus grand que 600 Ma car ils sont impliqués dans la chaîne pan-africaine du Cameroun (voir Bessoles, 1980).

Ces roches alcalines sont généralement interprétées comme liées à des phénomènes de rift intracrustal. Bien que dans l'U.G.I. leur épaisseur puisse être faussée par les phases de plissement, elles ont dû constituer des volumes considérables. Il est cependant impossible actuellement de les resituer dans un cadre géodynamique éburnéen d'autant plus que leur origine reste incertaine (socle ou série volcano-détritique).

### c) Géochimie des éléments traces

Les teneurs en U (fluorimétrie) et Th (spectrométrie  $\gamma$ ) de trois échantillons ont été mesurées au C.R.P.G. (Nancy). Les concentrations en Th sont approximatives du fait de la faible quantité de poudre analysée. Contrairement à mon attente, car ces échantillons sont très riches en minéraux accessoires, les teneurs en ces éléments sont faibles (tableau 3) par rapport à celles des roches granitiques de composition équivalente (U = 4 ppm). Cependant, il semble que de façon générale, les granulites soient appauvries en U et ceci d'autant plus si elles ont subi une anatexie (M. Cuney, 1981; Cuney et Barbey, 1983), ce qui est le cas des gneiss alcalins rubanés de l'U.G.I.

Trois éléments traces ont été dosés systématiquement (Li, Rb, Sr ; tableau 3). Les teneurs en Li sont faibles et montrent une dispersion qui n'est pas liée aux variations des éléments majeurs. Le rubidium varie de 63 ppm à 406 ppm mais ne présente pas de corrélation nette avec la teneur en silice (Fig. 18). Les rapports K/Rb varient de 161 à 1060, et sont dispersés, surtout en ce qui concerne les roches intrusives intermédiaires.

Les teneurs en Sr varient dans un large intervalle (94 à 3100 ppm); elles sont plus élevées dans les roches intermédiaires (corrélation négative avec la teneur en silice, figure 18). Les teneurs en Rb et Sr des gneiss et charnockites acides sont comparables à celles des charnockites acides et roches associées éburnéennes des Gour Oumelalen et des gneiss rouges de la même région (Latouche, 1978 ; comm. pers.). Etant donné le petit nombre d'analyses, il est impossible d'utiliser les éléments traces pour préciser la pétrogenèse de ces granulites alcalines d'autant plus que le métamorphisme granulitique, et la fusion partielle a pu fortement perturber les compositions en éléments lithophiles (voir Barbey, 1982 ; Cuney et Barbey, 1983).

## 5 - DONNEES GEOCHRONOLOGIQUES SUR LE METAMORPHISME GRANULITIQUE

Deux échantillons de l'U.G.I. ont été étudiés par la méthode U/Pb sur zircons (Boullier et al., 1979; Lancelot et al., 1983). Le premier est un quartzite impur (IF9) et le second un gneiss rubané alcalin (MY3) dont les associations minérales sont les suivantes :

IF9 : quartz + grenat + feldspath alcalin + rutile + minerai + spinelle vert inclus dans le grenat + zircon.

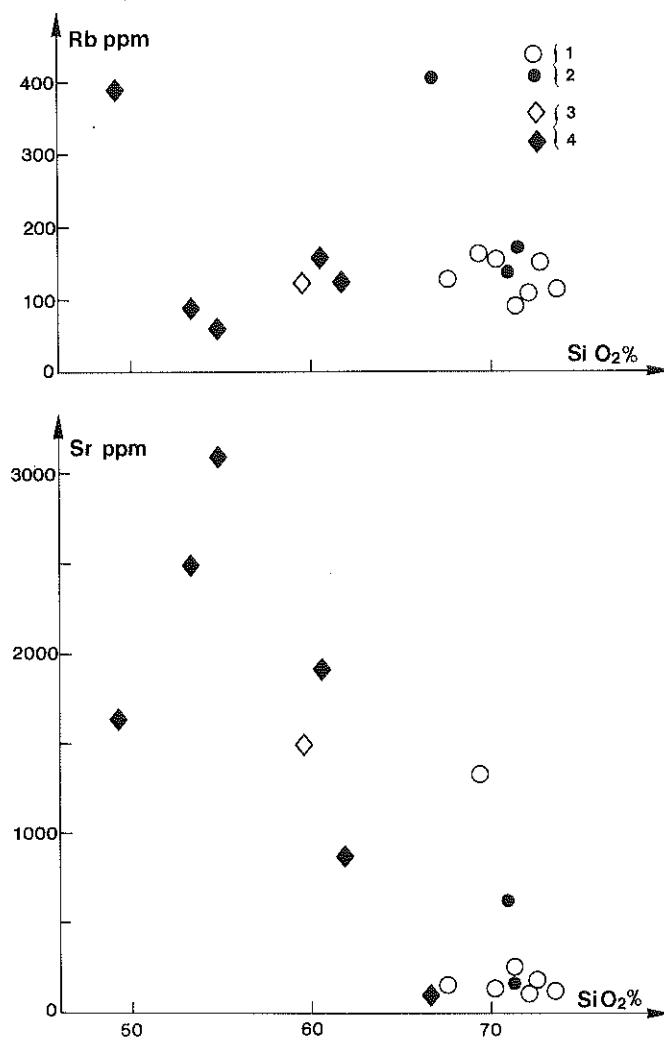


Figure 18 - Relation entre la teneur en silice et la teneur en Rb et Sr des gneiss et granitoïdes alcalins de l'U.G.I. Même légende que figure 14.

MY3 : quartz + mésoperthite + oligoclase + clinopyroxène + hornblende brun vert + rutile + apatite + allanite + zircon + minerai. Dans cette dernière roche le minerai s'entoure d'une couronne de biotite brun vert et le clinopyroxène est remplacé par une amphibole vert pâle et/ou vert bleu. Ces remplacements sont attribués au métamorphisme pan-africain.

Dans le diagramme  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = f(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$ , les points se placent sur des discordia dont les caractéristiques sont les suivantes :

	intercept supérieur	intercept inférieur
MY3	2400 Ma	749 ± 22 Ma (Lancelot et al., 1983)

Ces données présentent plusieurs différences avec celles concernant les granulites de l'U.G. d'In Ouzzal :

- un quartzite de l'U.G. In Ouzzal donne un intercept supérieur à 2145±10 Ma (Lancelot, 1975) pour une discordia passant par 0 ;

- un gneiss charnockitique d'In Ouzzal étudié par la méthode d'analyse des zircons grain par grain, montre que l'âge du métamorphisme granulitique est de 2040±40 Ma (Lancelot et al., 1976) et que l'empreinte pan-africaine est nulle sur ces granulites. D'autre part, ce gneiss présente deux populations de zircons : des zircons clairs éburnéens (discordia 2040 - 0) et des zircons bruns hérités d'un matériel archéen (3100±200Ma). Le métamorphisme granulitique éburnéen a donc affecté un matériel archéen; ce que suggérait déjà l'âge de 2860 Ma en Rb/Sr obtenu par Ferrara et Gravelle (1966).

Or, l'U.G. d'In Ouzzal et l'U.G.I. sont en continuité cartographique et sont très semblables lithologiquement ; les métamorphismes granulitiques de l'une et de l'autre doivent donc être contemporains. Aussi, l'âge apparent à 2400 Ma est interprété comme le résultat de plusieurs événements (modèle multi-épisodique) :

- des zircons archéens ont été incomplètement homogénéisés à l'éburnéen (≈ 2100 Ma) ; cette première étape est appuyée par l'existence de nombreux zircons à coeur hérités dans IF9 et MY3. Les points se trouvent alors sur une discordia 2100-3100 ;

- l'U.G.I. subit une déformation et un métamorphisme pendant l'orogénèse pan-africaine : c'est le deuxième épisode dont l'âge sera discuté ultérieurement, et qui rabat les points sur une discordia 760-2400 dont l'intercept supérieur n'aurait pas de signification géologique précise. Dans l'U.G.I., à la différence de l'U.G. In Ouzzal, d'une part l'épisode éburnéen n'aurait pas remis l'horloge U/Pb à zéro et d'autre part l'épisode pan-africain a laissé une empreinte plus importante.

## B - LE MATERIEL POST-EBURNEEN

### 1 - LES SEDIMENTS DISCORDANTS SUR L'U.G.I.

La piste Kidal - Tin Essako recoupe un synclinal d'une série sédimentaire discordante sur les granulites (découvert en février 1976 par R. Caby et moi-même). Cette série est essentiellement quartzitique avec des intercalations de silts et de grès calcareux; elle est recoupée par des sills basiques, entre les pistes Kidal - Tin Essako et Kidal - Tin Zaouatène (R. Caby, comm. pers.). Elle débute par un niveau conglomératique à "dragées" ou "grains de riz" de quartz bleu d'origine granulitique et à

feldspaths mésoperthitiques détritiques dans une matrice sériciteuse. La constitution de cette série est décrite plus en détail par R. Caby (1976) qui l'attribue au Riphéen supérieur par analogie avec la base non carbonatée de la Série à stromatolites définie dans le Hoggar nord-occidental (R. Caby, 1970) et à Tin Aberda (R. Caby, 1973).

Ces grès, quartzites et silts sont peu métamorphiques et ont été déformés lors de l'orogénèse pan-africaine. Ils ont une importance considérable dans la reconstitution de la chaîne pan-africaine, car ils démontrent que L'UNITE GRANULITIQUE DES IFORAS ETAIT A L'AFFLEUREMENT AVANT LES PREMIERS MOUVEMENTS TECTONIQUES PAN-AFRICAINS.

## 2 - LES FILONS DOLERITIQUES PRÉ-PAN-AFRICAINS

Ils recoupent toutes les structures éburnéennes (voir Fig. 9) et sont déformés et métamorphisés au cours de l'orogénèse pan-africaine. Des sills doléritiques comparables aux filons ont été observés dans la série sédimentaire discordante sur les granulites (paragraphe précédent). L'épaisseur des filons varie de 0,5 à 120 m; lorsqu'ils sont très épais, la taille du grain diminue du coeur vers les épontes, donnant lieu à une altération différentielle très visible sur photographie aérienne ("filons autoroutes"). Les filons se répartissent suivant deux directions : NNW-SSE (prédominante) et NNE-SSW, sans que l'on puisse établir de relation chronologique entre ces deux systèmes. Ces directions sont perturbées à l'approche des bordures de l'U.G.I. et des zones internes de déformation pan-africaine (Davison, 1980; ce volume, Fig. 32).

La structure des filons est microgrenue porphyrique à doléritique intergranulaire. Leur composition minéralogique varie peu au sein de deux familles :

\* labrador + clinopyroxène ± hornblende brune + opaques

\* labrador + olivine + clinopyroxène ± hornblende brune ± orthopyroxène (auréole autour de l'olivine) ± spinelle brun vert (toujours inclus dans ou au contact de l'olivine) ± opaques.

Les opaques et la hornblende brune apparaissent tardifs par rapport à l'assemblage magmatique. Ces compositions minéralogiques ont été modifiées de façon très variable par le métamorphisme pan-africain (voir chap. 5).

## II - LES METASEDIMENTS DU PROTEROZOIQUE EN DEHORS DE L'U.G.I.

### A - PROTEROZOIQUE MOYEN

Il est représenté par des quartzites plus ou moins alumineux et d'épaisseur très variable; ils sont très importants dans le secteur de Tin Essako (Série des quartzites de In Teguenene, Davison, 1980) où ils comprennent un niveau conglomératique, des quartzites à stratifications obliques et intercalations de schistes alumineux, puis des gneiss calc-silicatés, le tout étant interstratifié avec des intrusions (ou coulées ?) de rhyolites alcalines rubanées transformées en gneiss granitiques. Ces mêmes quartzites sont encore présents au Nord de l'U.G.I. (Tin Elor) où des intercalations de gneiss alcalins ont été datées à 1850 Ma par la méthode U/Pb sur zircons (Caby, Andreopoulos-Renaud, 1983). Cette donnée géochronologique et les similitudes de faciès permettent de rapprocher cette série de quartzites de la série de l'Ahnet et de la série des quartzites inférieurs (Hoggar nord-occidental), Caby, 1970; Caby, Andreopoulos-Renaud, 1983) et de leur attribuer un âge Protérozoïque moyen.

### B - PROTEROZOIQUE SUPERIEUR ET TERMINAL

#### 1 - LA SERIE DE PLATE-FORME DU PROTEROZOIQUE SUPERIEUR

La discordance d'une série sédimentaire débutant par des conglomérats à "dragées" de quartz souvent bleu et se poursuivant par des quartzites, des schistes, des marbres et dolomies, a été observée en plusieurs points de l'Adrar des Iforas :

- dans l'Adrar Ourdjan sur un socle granulitique de composition identique à celle de l'U.G.I. ;

- au Sud de l'Adrar Takellout, sur un socle non granulitique composé d'orthogneiss et de granites variés.

A l'Est de l'U.G.I., cette même série a été reconnue dans différents chaînons : Achamon, Ibedouyen, Gour Tahoua, Oued Tissealin (feuille de Tin Zaouatène - Essali). Cependant, dans tout ce secteur à l'Est de l'U.G.I. la superposition de deux phases de déformation pan-africaines rend difficile la reconstitution de la pile stratigraphique et l'estimation de l'épaisseur des différents niveaux.

Dans l'Adrar Ourdjan où subsistent quelques rares stromatolites très déformés, les caractères de la série de plate-forme et sa continuité cartographique avec le Hoggar nord-occidental par l'intermédiaire de la série de Tin Aberda (R.Caby, 1973) permettent de la rapporter à la série à stromatolites définie par Caby (1970). L'âge de son dépôt peut être estimé par comparaison avec les formations du Hank (1100 Ma, Bertrand-Sarfati, 1972) et par l'âge du magmatisme basique qui la recoupe (785 Ma, Clauer, 1976).

Les relations entre la série de plate-forme et les quartzites du Protérozoïque moyen n'ont pas pu être observées dans l'Adrar des Iforas car elles coexistent rarement, et dans des secteurs où la tectonique et les intrusions pan-africains sont importantes (Tin Elor, au Nord de l'U.G.I. (?) ; chaînons à l'Est d'Ibedouyen ; bordure orientale de l'U.G.I. au Nord de la feuille de Tin Essako levée par I.Davison, 1980).

## 2 - LA SERIE VOLCANOCLASTIQUE DU PROTÉROZOÏQUE TERMINAL

C'est une série de graywackes, conglomérats polygéniques, métavolcanites, tillite, très développée dans le bassin de Tafeliant (feuille de Kidal) et elle a été décrite par Ball et al. (1981) et Ball et Caby (sous presse). Dans ce secteur, elle repose en discordance sur la série de plate-forme après une importante discontinuité de sédimentation. Elle remanie des galets de diabases présentes en sills dans la série sous-jacente (Caby, comm. pers.) et des galets de diorite semblable à celle datée à 693 Ma et qui est intrusive dans le socle et dans les marbres de la série à stromatolites (Ducrot et al., 1979). Cette série volcanoclastique, considérée comme dépôt de fosse marine dans un contexte de subduction de type andin (Caby et al., 1981), est donc plus jeune que 693 Ma et représente le Protérozoïque terminal. Ses relations exactes avec les séries volcanoclastiques de l'Ouest (région de Tessalit) et celles de l'Est (chaînons d'Ibedouyen, feuille de Tin Essako) restent inconnues ou imprécises du fait de la non-continuité cartographique des zones où ces séries affleurent.

Dans les chaînons d'Ibedouyen, il semble que les arkoses et graywackes soient aussi discordants sur la série de plate-forme, et ceci sur des arguments structuraux ; en effet, ils ne présentent qu'une seule phase de déformation contrairement aux quartzites et marbres sous-jacents (voir chapitre 2) qui sont pluriphasés. Au Hoggar nord-occidental, les relations entre les deux séries sont masquées par le polyphasage et le métamorphisme pan-africains (Série à stromatolites et Série verte de l'Adrar Tideridjaouine, Caby, 1970).

## 3 - LA SERIE DE LA FAILLE DE L'ADRAR

Elle affleure de part et d'autre de la faille de l'Adrar et a été attribuée au "Pharusien" par Lelubre (1952) et Karpoff (1958) qui ont fait de très précises et nombreuses observations au niveau de sa discordance sur le socle "suggarien", depuis In Teferkit jusqu'au Tassili de Timissao. J'ai personnellement observé cette discordance en 1978 au niveau de l'Adrar Achamon (avec J.M.Bertrand) et de l'oued In Teferkit (avec J.M.Bertrand, M.Coward et I.Davison). Un placage isolé de conglomérat fluviatile dans un petit oued au Sud d'In Azeraff doit être attribué à la même série.

Au niveau de l'Adrar Achamon, la série est constituée de coulées basaltiques reposant sur le socle (granulites mylonitiques, schistes et marbres présentant deux phases de déformation) par l'intermédiaire d'une brèche rouge remplissant des poches d'altération dans les marbres.

Au-dessus des coulées, viennent des arkoses conglomératiques remaniant le socle et des roches volcaniques ou hypovolcaniques (Caby et al., sous presse). Des sills basiques et des filons de diabases et de spilites sont aussi présents dans la même série située à l'Est de la faille de l'Adrar.

Au niveau d'In Teferkit, ce sont des ignimbrites qui reposent sur le socle avec cependant des poches conglomératiques. Elles sont surmontées par une série arkosique plus ou moins conglomératique, présentant des coulées ignimbritiques et des sills basiques.

L'âge de cette série est sujet à controverse. Après une coupe très rapide en 1978, nous avons fait de cette série détritique, la base de la série essentiellement grésopélitique qui constitue tout le domaine structural SSW-NNE de Tin Zaouatène et qui possède son évolution tectonique, magmatique et métamorphique pan-africaine propre (Boullier et al., 1978). Dans cette première reconstitution, l'âge de la série discordante de la faille de l'Adrar est donc Protérozoïque supérieur. A la suite de leur mission en 1978, Caby et al. (sous presse) supposent que la série de la faille de l'Adrar, à caractères molassiques, est séparée de la série grésopélitique de l'Est par une faille; les caractères de la première permettraient de la corrélérer à la Série pourprée du Hoggar nord-occidental et d'en faire du Protérozoïque terminal voire du Cambrien (Caby et al., sous presse). Je discuterai ultérieurement ces deux hypothèses au vu des données structurales dont je dispose (voir chapitre 7)

### C - LA SERIE POURPREE

Elle a été définie dans l'Ahnet (Hoggar nord-occidental) par Monod et Bourcart (1932) puis étudiée plus en détail par Caby et Moussu (1967). Elle représente la molasse de la chaîne pan-africaine.

Une série discordante sur l'U.G.I., au Nord de la piste Kidal-Tin Zaouatène (mission J.M. Bertrand, I. Davison, 1977) et dont Davison et Fabre (1977) donnent les caractères principaux, est attribuée à la Série Pourprée. C'est une série détritique rouge, conglomératique et arkosique à intercalations de silts.

### III - L'ASSEMBLAGE KIDALIEN

Il a été défini (Boullier et al., 1978) comme résultant de l'évolution tectono-métamorphique commune, de haut degré (faciès amphibolite et début d'anatexie) au cours de la phase de déformation pan-africaine précoce, de granulites semblables à celles de l'U.G.I., déformées et rétro-morphosées, de métasédiments supposés du Protérozoïque moyen et supérieur et de termes intrusifs. Ces derniers, en majorité dioritiques et tonalitiques, préfecto-

niques et syntectoniques, peuvent former plus de 60 % de l'assemblage kidalien qui n'a donc pas de signification stratigraphique précise mais représente davantage une province tectono-métamorphique dont le contenu est schématisé sur la figure 19.

Les granulites du socle éburnéen sont rarement reconnaissables sauf à la Gara Timalaïn (feuille d'Aoukenek), où J.M. Bertrand a observé en 1977 le passage progressif de gneiss rubanés alcalins granulitiques à des migmatites semblables aux migmatites banales de l'assemblage kidalien. La présence de lentilles de quartzites à magnétite et de roches ultrabasiques serpentinisées indiquent aussi la participation du socle à l'édification de l'assemblage kidalien. La présence de serpentines dans les marbres attribués à la couverture peut être interprétée comme des intrusions tectoniques pendant la déformation pan-africaine. Ailleurs (secteur Sud et Sud-Est de Kidal, ouest d'Ourdjan) les termes les plus anciens de l'assemblage kidalien sont constitués de gneiss granitiques gris ou roses, localement syénitiques (R.Caby, comm. pers.), ce qui m'amène à élargir légèrement la définition de l'assemblage kidalien proposée en 1978 (Boullier et al.).

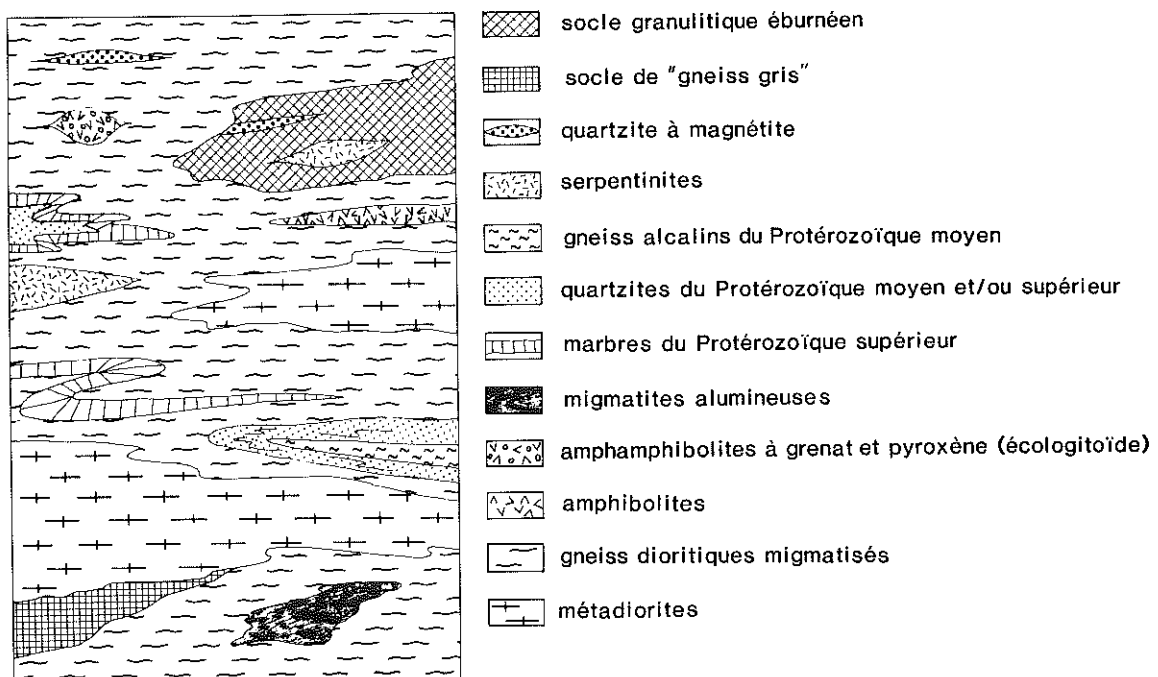


Figure 19 - Représentation schématique de l'assemblage kidalien. Aucune échelle n'a été reportée, les éléments pouvant être décimétriques à plurikilométriques. 1 : socle granulitique éburnéen ; 2 : socle de "gneiss gris" ; 3 : quartzites à magnétite ; 4 : serpentinites ; 5 : gneiss alcalins Protérozoïque moyen ; 6 : quartzites du Protérozoïque moyen et/ou supérieur ; 7 : marbres du Protérozoïque supérieur ; 8 : migmatites alumineuses ; 9 : amphibolites à grenat et pyroxène (éclogitoïdes) ; 10 : amphibolites ; 11 : gneiss dioritiques migmatisés ; 12 : métadiorites.



Bien qu'aucun stromatolite n'ait été observé, il est vraisemblable que les lentilles de quartzites et de marbres présentes dans les gneiss de l'assemblage kidalien représentent des lambeaux de la série de plate-forme ou Série à Stromatolites du Protérozoïque supérieur. L'existence de niveaux épais d'amphibolites à proximité des chaînons de quartzites et de marbres cités ci-dessus, suggère que des roches volcaniques ou des tufs aient été aussi impliqués dans cette évolution tectono-métamorphique.

Le seul âge disponible sur cet assemblage kidalien est celui d'une diorite du Sud de Kidal considérée par R.Caby comme anté-tectonique et par J.M.Bertrand comme séparant deux phases de déformation isoclinale. Cette roche a été datée à  $693 \pm 3$  Ma par la méthode U-Pb sur zircons (Ducrot et al., 1979).

Il faut souligner l'analogie existant entre l'assemblage kidalien et le complexe archéen gneissique du Labrador tel qu'il est décrit par Bridgwater et al. (1978) et qui contient des métasédiments et une grande quantité d'intrusifs d'âges divers, le tout étant très déformé et métamorphique.

#### IV - LES GRES ORDOVICIENS : TASSILI

Les grès ordoviciens tabulaires limitent l'Adrar des Iforas à l'Est (feuilles Tin Zaouatène - Essali et Tin Essako). Un lambeau de tassili est décrit par Karpoff (1958) dans l'oued Tin Teborak, c'est-à-dire sur la faille d'Andjour-Tamaradant, au Sud-Est de la feuille de Tin Zaouatène-Essali : il forme un synclinal NNE-SSW, avec inclinaison de 23 à 30° des couches sur les deux flancs. Ainsi que le souligne Karpoff (1958), le "synclinal paléozoïque du Tin Teborak" montre l'existence de déformations probablement hercyniennes dans l'Adrar des Iforas. Je pense que ces déformations sont localisées le long des grandes failles subméridiennes qui affectent l'ensemble de l'Adrar des Iforas et le Hoggar nord-occidental (faille de l'Adrar, tassili de Tim Missao et Tirek, J.M.Bertrand et R.Caby, comm. pers.).

**CHAPITRE II**  
**ANALYSE DES STRUCTURES LIEES A D1 ET D2**  
**EN ADRAR DES IFORAS CENTRAL**

Dans toute cette étude structurale du centre de l'Adrar des Iforas, j'ai appelé  $S_1$  la surface de foliation majeure, régionale la plus visible sur le terrain et la première surface pan-africaine qui puisse géométriquement et géographiquement être corrélée d'un secteur à un autre et d'une unité à une autre. Dans les granulites et les métasédiments des chaînons de l'Ibedouyen, cette foliation est l'expression de la première phase de déformation pan-africaine. Dans l'assemblage kidalien ce n'est pas le cas et la foliation régionale  $S_{k1b}$  déforme elle-même une foliation antérieure pan-africaine probable mais non datée que j'appellerai  $S_{k1a}$  pour éviter toute confusion avec  $S_{k0}$  qui désigne classiquement une stratification. Cette nomenclature des surfaces, résumée dans le tableau 4, peut certes prêter à confusion mais a au moins l'avantage d'une certaine cohérence en ce qui concerne les phases de déformation ( $D_1$ ,  $D_2$  et  $D_3$ ), expression de différents champs de contraintes.

Assemblage kidalien	U.G.I.	Métasédiments	Adrar Bezeg	Phase de déformation
$S_{k1a}$				$D_{1a}$ } $D_1$
$S_{k1b}$	$S_{G1}$	$S_{M1}$	$S_{B1}$	$D_{1b}$ }
$S_{K2}$	$S_{G2}$	$S_{M2}$	$S_{B2}$	$D_2$
$S_{K3}$	$S_{G3}$	$S_{M3}$	$S_{B3}$	$D_3$

Tableau 4 - Nomenclature et correspondance des foliations et phases de déformation pan-africaines dans les différentes unités.

Plutôt que de traiter séparément chaque phase de déformation, j'ai préféré décrire successivement les principales zones où les effets de la tectonique  $D_1$ - $D_2$  se manifestent (Fig. 20).

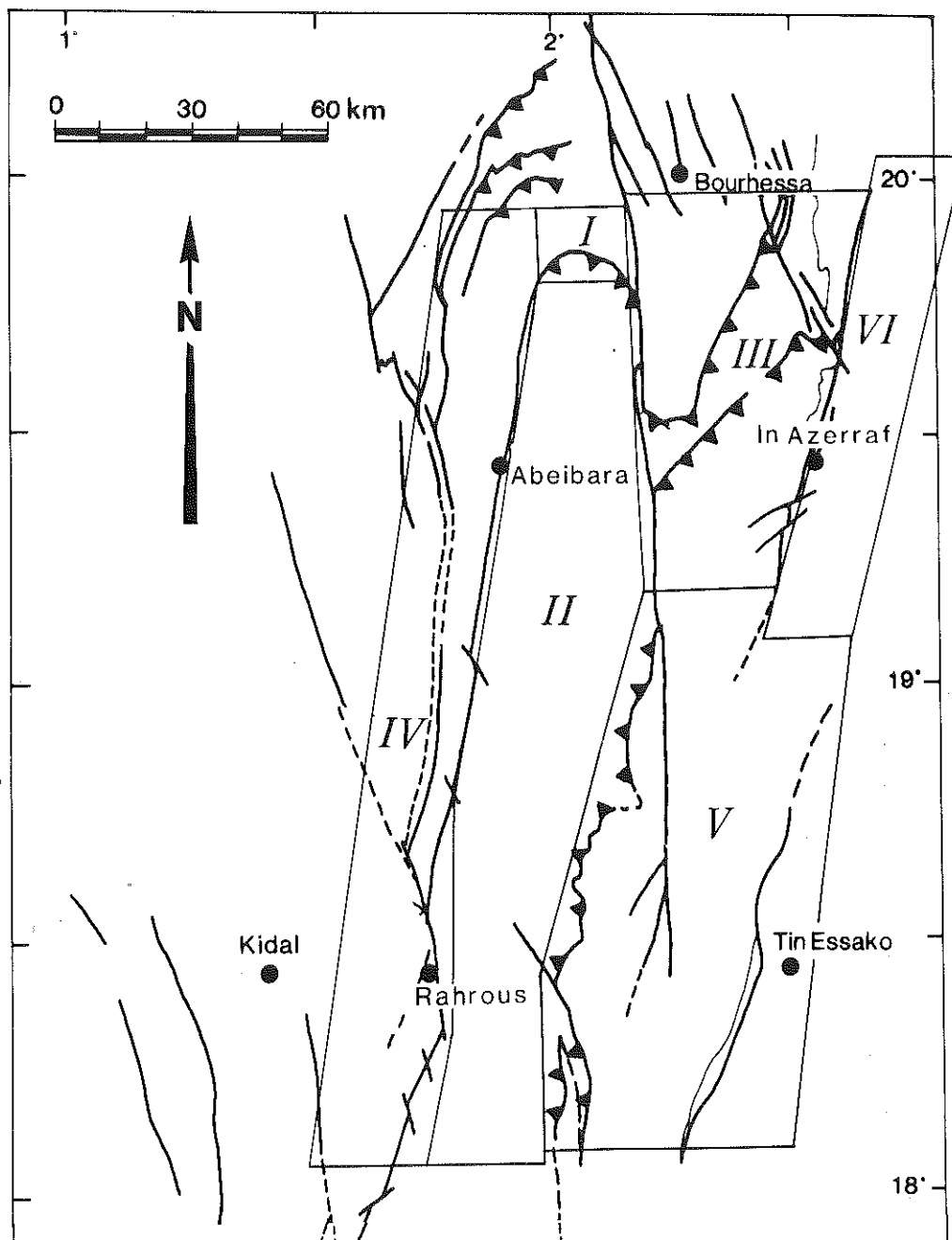


Figure 20 - Carte des différents secteurs étudiés. Les chiffres romains I à V renvoient aux paragraphes de ce chapitre. Le secteur VI est traité dans la chapitre 7.

## 1 - LE SECTEUR NORD DE L'U.G.I. (Fig. 21)

La complexité de ce secteur résulte de la superposition de plusieurs phases de déformation importantes dont la dernière a entraîné une rotation générale des structures (voir Fig. 21 et carte hors-texte). Seule la première phase ( $D_1$ ) correspond à la tectonique pan-africaine précoce qui fait l'objet de ce chapitre; la troisième phase ( $D_3$ ) qui affecte essentiellement la bordure occidentale de l'U.G.I. sera décrite ultérieurement.

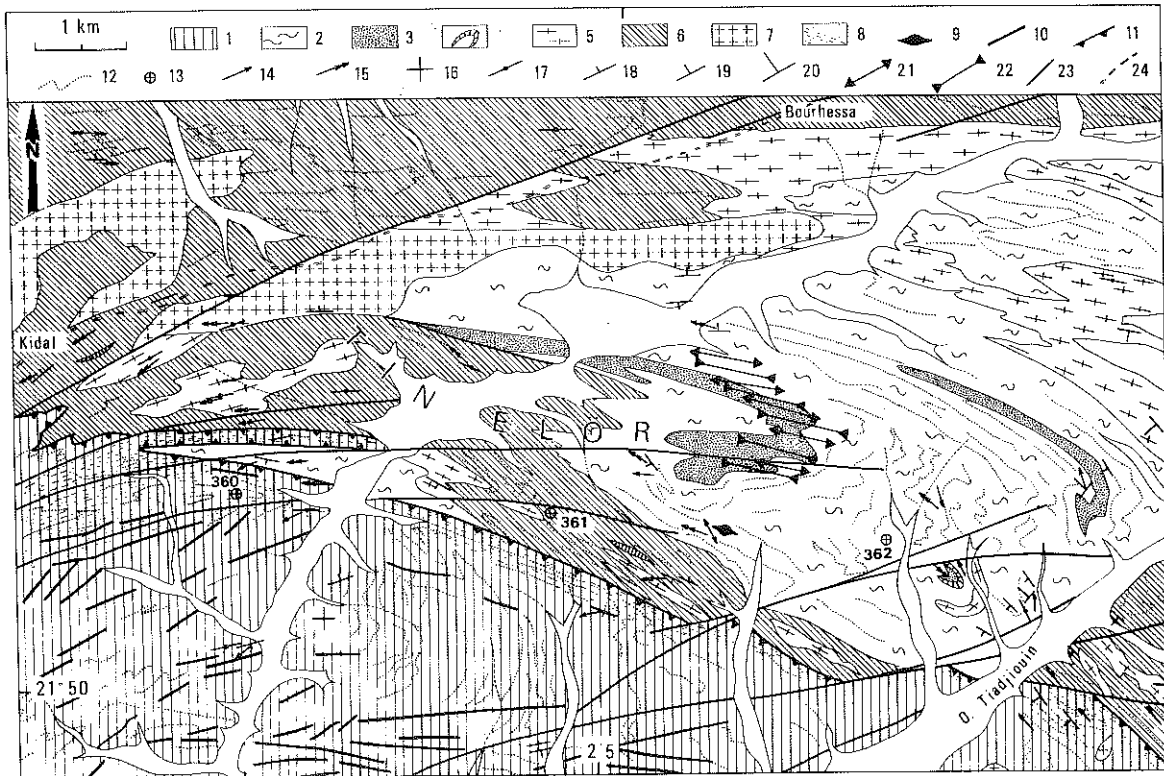
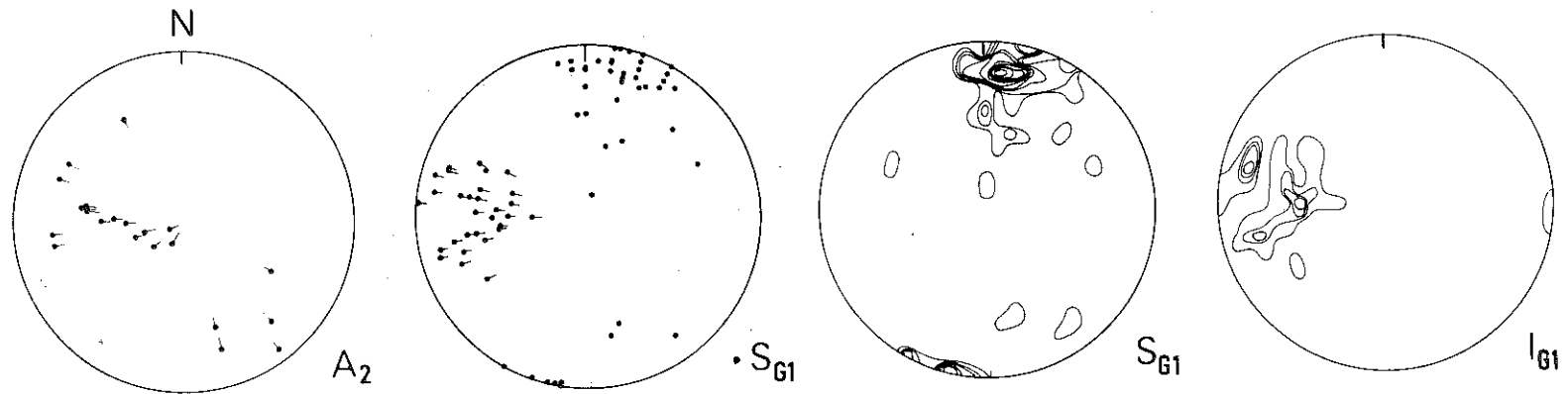
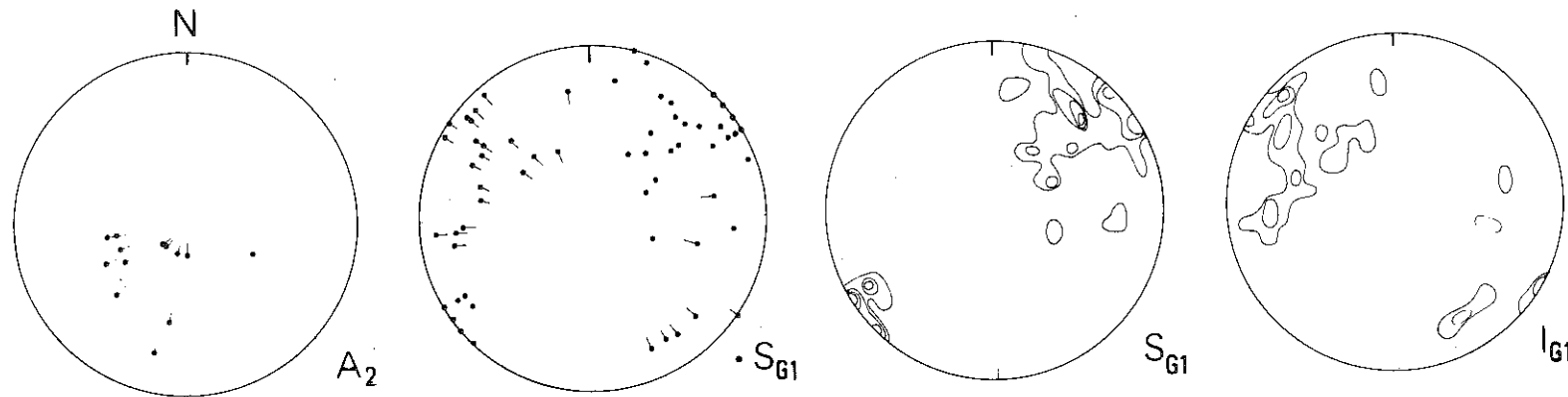


Figure 21 - Carte schématique du secteur de Tin Elor (Nord de l'U.G.I.) ; 1 : granulites éburnéennes de l'U.G.I. ; 2 : gneiss alcalins du Protérozoïque moyen ; 3 : quartzites du Protérozoïque moyen et/ou supérieur ; 4 : marbres (Prot. sup. ?) ; 5 : diorite pré-tectonique de  $D_1$  ; 6 : gneiss dioritiques migmatisés ; 7 : granite post-tectonique de  $D_2$  ; 8 : mylonites ; 9 : éclogitoïde ; 10 : filon doléritique prépanafricain ; 11 : contact anormal chevauchant ; 12 : trace du rubanement ou de la foliation ; 13 : centre de photo aérienne (NE 31 XXI) ; 14 : linéation  $l_1$  ; 15 : linéation  $l_2$  ; 16 : foliation horizontale ; 17 : foliation verticale ; 18, 19, 20 : foliation à pendage compris entre 90 et 60, 60 et 30, 30 et 0 ; 21 : axe



OUEST



EST

Figure 22 - Projection stéréographique (hémisphère inférieure) des axes de plis  $P_2$  ( $A_2$ ) des foliations ( $S_{G1}$ ) et linéations d'étirement ( $l_{G1}$ ) dans la bordure mylonitique Nord de l'U.G.I. Deux secteurs sont différenciés, de part et d'autre du centre de la photo 361 (voir figure 21).

## A - EFFETS DE LA TECTONIQUE D<sub>1</sub> + D<sub>2</sub> DANS LES GRANULITES

### 1 - LA PHASE D<sub>1</sub>

#### a) Les structures de terrain

La phase D<sub>1</sub> se traduit par des mylonites qui soulignent le contact de l'U.G.I. d'une façon très continue et qui sont postérieures aux assemblages granulitiques et aux filons doléritiques post-éburnéens. L'épaisseur apparente de ces mylonites est variable suivant l'intensité du plissement P<sub>2</sub> qui les affecte, mais peut être estimée à 100-200 m dans le secteur NE où P<sub>2</sub> est peu important. La foliation mylonitique a un pendage moyen à fort vers le Sud à Sud-Ouest (Fig. 22) et porte une linéation d'étirement EW à SE-NW (Fig. 22).

Un gradient de déformation affecte les granulites et les filons doléritiques post-éburnéens et peut être aisément observé en rive gauche de l'Oued Tiadjiouin (coin SE de la figure 21) : tout d'abord une foliation fruste marquée par l'aplatissement des minéraux (quartz en particulier) se surimpose au rubanement éburnéen des gneiss alcalins (voir photo 2, pl. III) qui est plissé; les filons doléritiques sont amphibolitisés et schistosés aux épontes, le coeur conservant encore une structure magmatique primaire. Puis la foliation devient plus pénétrative et oblitère toute structure antérieure; mais la déformation reste hétérogène suivant la nature des roches affectées, les norites et filons doléritiques étant moins déformés que les gneiss rubanés et les charnockites. La foliation S<sub>G1</sub> à caractère mylonitique ainsi créée, porte une linéation d'étirement l<sub>G1</sub> définie par des rubans de quartz très étirés ou par des agrégats de ferro-magnésiens (amphibole et/ou biotite finement cristallisées) ou encore par des prismes d'amphibole verte (filons doléritiques déformés). Cette linéation est parfois courbe (voir photo 3, pl. III).

Les seuls plis P observés sont ceux qui affectent le rubanement granulitique dans les zones peu déformées ; ils sont dûs à des orientations obliques de ce rubanement par rapport au plan S<sub>G1</sub>.

#### b) Les structures microscopiques

Les structures microscopiques associées à cette phase D<sub>1</sub> sont typiques et les échantillons IB1011 et IB336 en donnent des exemples à différents stades de la déformation dans les roches quartzo-feldspathiques (coin SE de la figure 21, figure 23).

**IB1011.** Gneiss alcalin rubané déformé par D<sub>1</sub>. Une section perpendiculaire au rubanement éburnéen et à la foliation pan-africaine naissante S<sub>G1</sub> montre bien l'oblicité entre ces deux structures (photo III.5) dans la mesure où le gneiss alcalin présentait à l'origine des petites veines pegmatitiques (matériel semblable à celui de la photo II.2, pl. III).

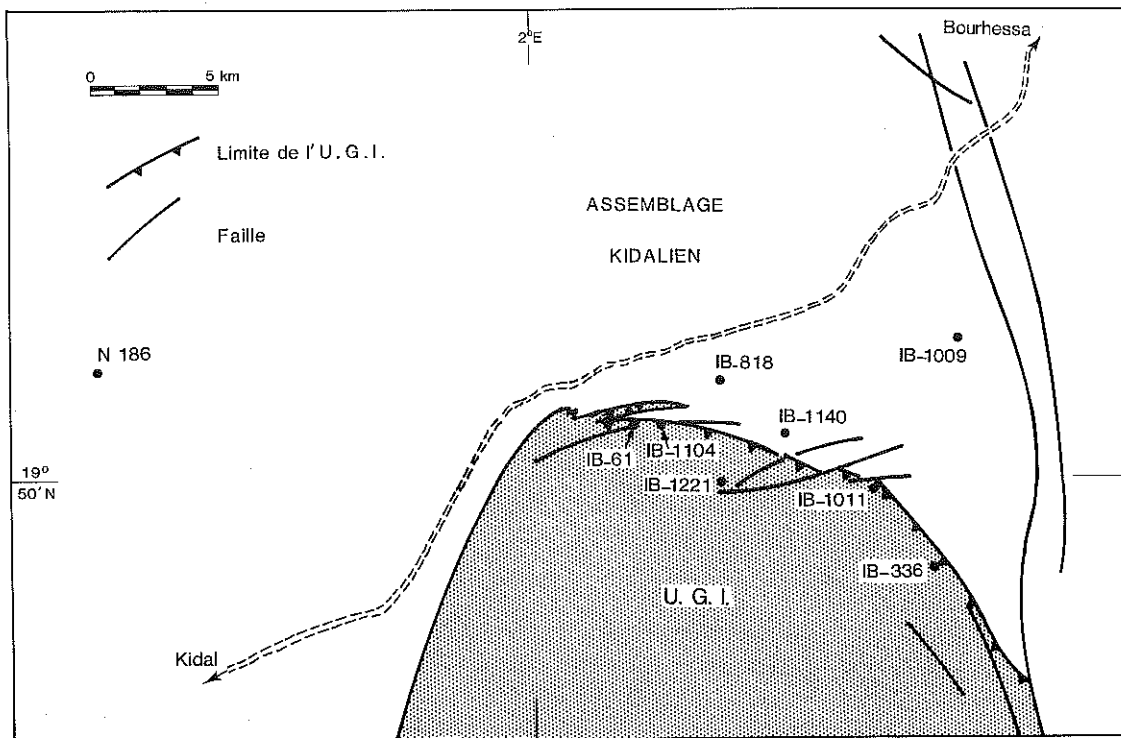


Figure 23 - Localisation des échantillons décrits dans le texte.

Le quartz se présente en lentilles en forme de feuille de houx, mais allongées en moyenne suivant la trace de  $S_{G1}$ . Il en est de même pour les minéraux opaques qui sont entourés d'un liseré de leucoxène et parfois d'épidote pléochroïque rouge (allanite ?), et pour la hornblende verte et la biotite qui forment des amas polycristallins allongés, issus de la rétro-morphose de clinopyroxène vert ; la biotite est tardi- à post-tectonique. Dans les lentilles de quartz, les grains ont des contours irréguliers traduisant une migration des joints de grains lors d'un recuit secondaire et présentent des sous-joints prismatiques subparallèles au plan de foliation  $S_{G1}$  ; ils contiennent aussi de très petites inclusions minérales hexagonales ( $6 \mu$ ), en feuillets bruns, qui pourraient résulter de la transformation des aiguilles de rutile (fréquentes dans les quartz granulitiques) en ilménite. Des clastes de feldspaths mésoperthitiques de taille variable sont reconnaissables dans cet échantillon ; ils se transforment *in situ* ou par recristallisation en une mosaïque de grains équants ( $0,1 \text{ mm}$ ) formée de microcline et d'oligoclase. Certains plagioclases de cette mosaïque ont des dimensions supérieures à la moyenne et une zonation normale simple de faible amplitude, ces caractères suggérant qu'ils ont subi une blastèse par migration des joints de grains après la déformation. Enfin les cristaux d'oligoclase séricitisés sont parfois entourés d'un mince liseré d'albite (?). Les inclusions fluides, à libelle mobile, sont très rares et très petites et se trouvent préférentiellement dans le quartz.

**IB336.** Mylonite de granulite quartzo-feldspathique ( $D_1$ ). Cette roche présente une linéation très marquée définie par des rubans de quartz (photo III.4) et un rubanement tectonique net constitué par l'alternance de lits feldspathiques et de lits quartziques (Fig. 24). Les rubans de quartz sont polycristallins, formés d'une couche de grains rectangulaires (Plattenquartz, type II.3 de Boullier et Bouchez, 1978), dont la longueur peut

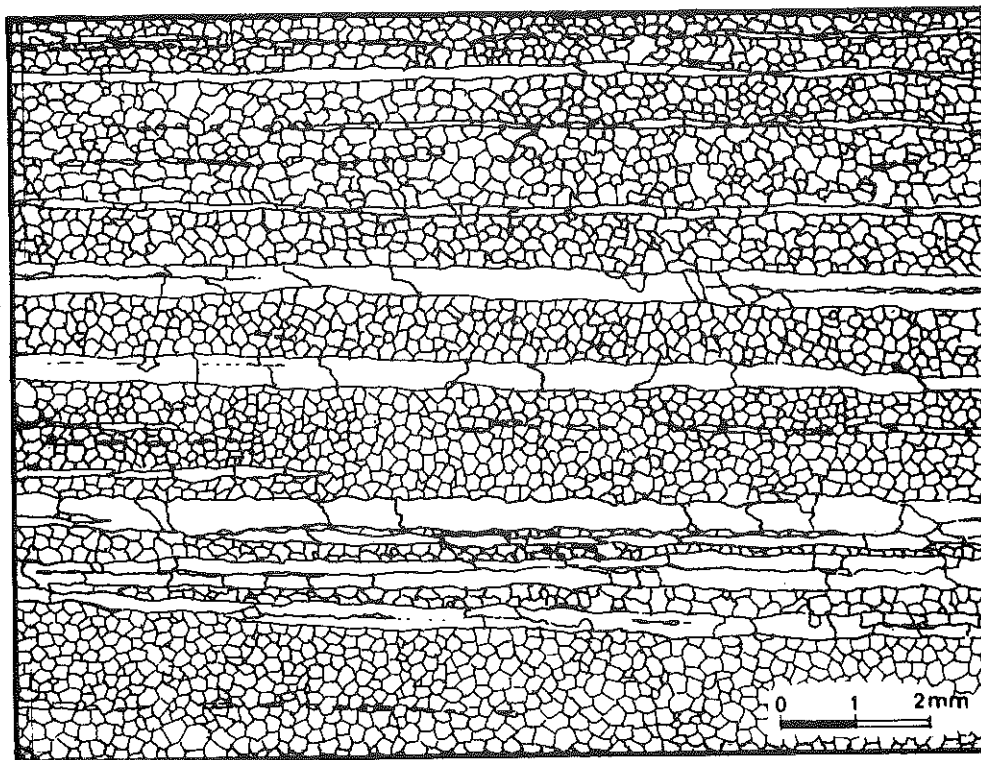


Figure 24 - Dessin d'après microphotographie d'une lame mince de l'échantillon IB336. Le plan XY de l'ellipsoïde de déformation est horizontal, X étant EW. Noter la différence de taille de grain entre les quartz des rubans (Plattenquartz) et les grains de quartz et feldspath de la mosaïque des interrubans.

être très importante (jusqu'à 1 cm). Les rubans sont souvent plus longs que la lame mince (4 cm) ou s'amincissent jusqu'à disparaître, pour ne laisser qu'un chapelet de grains de forme arrondie dans la mosaïque feldspathique. Il en est de même pour les lits de feldspaths qui peuvent disparaître, ne se prolongeant alors que par un alignement de petits cristaux arrondis dans les rubans de quartz. De même que dans IB1011, les limites entre les grains de quartz à l'intérieur d'un ruban, sont irrégulières et présentent des indentations dues à une recristallisation secondaire du quartz après la déformation mylonitique. Cette recristallisation n'a cependant pas effacé l'orientation préférentielle de réseau forte (voir chap. 3). Les lits feldspathiques sont formés d'une mosaïque (0,15 mm) de microcline, d'oligoclase et de quelques grains de quartz isolés, dans laquelle on a pu observer un claste de feldspath antiperthitique, et où se développent des rosettes de séricite issues de l'altération des plagioclases. Enfin, de très petites paillettes de biotite sont disposées parallèlement à la foliation et sont interstitielles (lits feldspathiques) ou en inclusions (rubans de quartz). Des rangées de très petites inclusions fluides (<1  $\mu$ ) sont fréquentes et généralement perpendiculaires au plan d'aplatissement des rubans.

Les échantillons IB1011 et IB336 ont des structures qui traduisent une déformation à une température élevée par rapport à la température de fusion  $T_f$  des minéraux, suivie d'un recuit secondaire. Cette déformation a donné naissance à la foliation  $S_{G1}$ , mais préserve des clastes de feldspaths granulitiques jusque dans les termes les plus évolués : les feldspaths mésoperthitiques sont ainsi un excellent "fossile" des granulites quartzo-feldspathiques. Le caractère de haute température de  $S_{G1}$  est parfois légère-



ment oblitéré par une extinction roulante des quartz correspondant à des bandes de pliage prismatique ; c'est le cas de IB1011 et IB336. Nous attribuons ceci à une déformation ultérieure de plus basse température.

Etant donné l'intensité de la recristallisation secondaire, il est difficile de déterminer le mécanisme prédominant lors de la déformation; il est probable cependant que les mylonites les plus déformées aient eu un comportement superplastique ; en effet :

- si l'on considère une forme subsphérique initiale des quartz ou agrégats de quartz, la déformation est très importante et ceci sans rupture ou boudinage apparent ( $L/l \approx 175$ ) ;

- il y a présence de grains de quartz isolés dans la mosaïque feldspathiques

- et mélange intime dans ces mêmes niveaux feldspathiques de grains de microcline et d'oligoclase : ces deux derniers caractères indiquent que les glissements aux joints de grains ont probablement joué un rôle important lors de la déformation.

L'évolution des structures peut être observée aussi dans les filons basiques :

**IB1221.** Cet échantillon a été prélevé au coeur d'un filon situé à 1,5 km de la bordure de l'U.G.I. Il présente une foliation frustrée marquée par l'aplatissement des agrégats de minéraux opaques entourés d'un mince liseré de leucoxène ; cependant, certaines lattes de plagioclase zoné (environ 1 mm) appartenant à la structure magmatique primaire sont encore reconnaissables (photo III.6). La hornblende verte se présente sous deux habitus : en cristaux prismatiques (longueur 0,2 mm environ) subparallèles à la foliation, ou en agrégats microcristallins (0,05 mm) associés à des petits cristaux de plagioclase limpide. Tout le clinopyroxène magmatique a été remplacé par l'amphibole. Les plus grandes lattes de plagioclase sont altérées secondairement (calcite, séricite, épidote) et leur composition diffère de celle des petits plagioclases secondaires limpides (indice de réfraction plus faible pour ces derniers) sur lesquels aucune mesure n'a pu être effectuée.

**IB61.** Cet échantillon d'amphibolite correspond à un filon entièrement rétro-morphosé. Il montre une foliation fine, très bien marquée par des prismes (longueur 1 mm) de hornblende verte syn- à tardi-cinématique, qui définissent une linéation dans ce plan. Aucun feldspath de l'association magmatique originelle n'est observable ; ils ont été remplacés par une andésine (An 35.41) en cristaux relativement équants et de petite taille (0,1 mm) mais dont certains ont pu avoir une croissance post-tectonique (zonation sans déformation). Les oxydes et le sphène, dispersés en chapelets, permettent de comparer les états de déformation entre IB1221 et IB61 (photo III.7, pl. III).

L'examen de ces échantillons montre que la déformation  $D_1$  s'est déroulée dans les conditions du faciès amphibolite, ce qui est encore appuyé par les reliques métastables de sillimanite prismatique non fibrolitisée observées en association avec une biotite claire syntectonique dans une mylonite de granulite alumineuse (IC206). Je développerai ultérieurement les données relatives au métamorphisme.

## 2 - LA PHASE D2

### a) Structures de terrain

Elle replisse localement la foliation mylonitique  $S_{G1}$  et le contact de l'U.G.I. Les plis  $P_2$  sont généralement décimétriques, rarement de grande taille, sauf dans le secteur NW (Fig. 21) où le synclinal de granulites mylonitiques est une structure liée à la phase  $D_2$ . Les plis  $P_2$  ont un plan axial redressé, à fort pendage Sud (secteur ouest, figure 22) ou Sud-Ouest (secteur est, figure 22) et sont déversés vers le Nord ou Nord-Est. L'effet de ces plis  $P_2$  sur  $G_1$  et  $L_1$  est net sur les stéréogrammes des deux secteurs mais est difficilement analysable car les axes des plis  $P_2$  sont eux-mêmes dispersés par une phase  $D_3$  (Fig. 22). La figure 25 donne un exemple de pli  $P_2$  à l'échelle de l'affleurement, dans un gneiss alcalin mylonitique; les flancs du pli sont étirés et cisailés, à déversement apparent au NE, et indiquent un anticlinal au NE, ce qui est le cas général sur toute la bordure Nord de l'U.G.I.



Figure 25 - Dessin d'après photographie d'un pli  $P_2$  affectant la surface mylonitique pan-africaine  $S_{G1}$  d'une granulite éburnéenne du Nord de l'U.G.I. Vue vers l'W-NW.

et indiquent un anticlinal au NE, ce qui est le cas général sur toute la bordure Nord de l'U.G.I.

Le plan axial des plis  $P_2$  est parfois souligné par une foliation  $S_{G2}$  définie par l'aplatissement des minéraux (du quartz en particulier) et par la disposition des ferromagnésiens suivant ce plan (hornblende verte, biotite).

### b) Structures microscopiques

L'échantillon IB1104, prélevé au Sud du synclinal de granulites mylonitiques (Fig. 21 et 23), présente une foliation mylonitique  $S_{G1}$  reprise par une schistosité de fracture-pli  $S_{G2}$  (voir figure 26) qui indique que l'U.G.I. descend par rapport au compartiment Nord (assemblage kidalien).

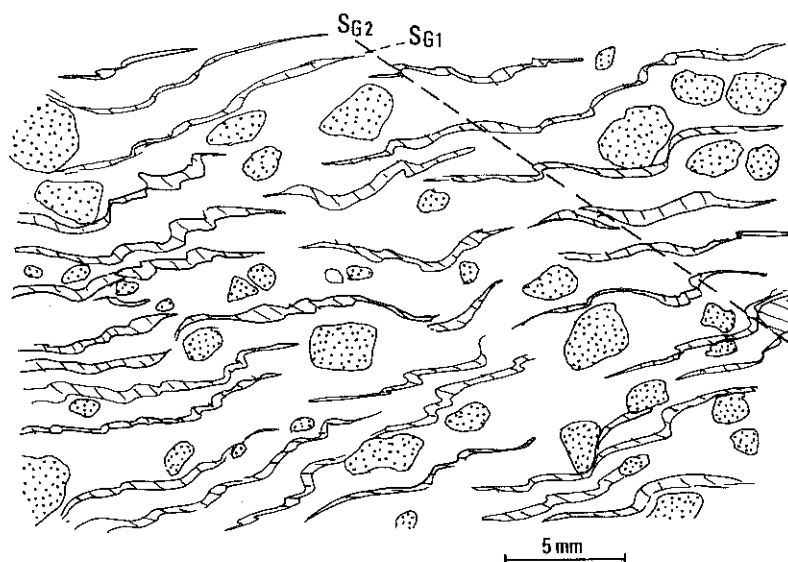


Figure 26 - Schéma de l'échantillon IB1104 dans une lame mince perpendiculaire aux axes de plis  $P_2$ . Les rubans de quartz définissant la foliation  $S_{G1}$  sont plissotés par  $D_2$ . L'allongement des grains de quartz dans les rubans est subparallèle à la schistosité  $S_{G2}$ . Seuls les porphyroclastes de mésoperthites sont représentés. Voir photo IV.1.

IB1104. Charnockite mylonitique déformée par  $D_2$ . En lame mince, la foliation  $S_{G1}$  est soulignée par photo 1, pl. IV) :

- des rubans de quartz polycristallins ayant une structure interne intermédiaire

entre celle des types II.3 et II.2 (Boullier et Bouchez, 1978) ; en effet, des platen-quartz rectangulaires sont plissés et recristallisent localement en nouveaux grains de 60 à 80  $\mu$  environ, à contours réguliers. L'O.P.R. du quartz ne tourne pas dans les plis  $P_2$  (examen avec la lame de quartz). L'aspect des néograins contraste avec l'extinction onduleuse, non accompagnée de sous-structure nette et correspondant à un glissement sur le plan basal. Cet échantillon étant prélevé près d'une faille, j'associerai cette extinction onduleuse à une déformation très faible et froide le long de la faille ;

- des lits de minéraux ferromagnésiens dans lesquels se trouvent aussi les minéraux accessoires (zircons, apatite, opaques entourés de leucoxène). Ces minéraux ferromagnésiens sont représentés par des prismes trapus de hornblende brun vert à verte, par des petites hornblendes vertes ( $\approx 40 \mu$ ) se développant aux dépens des premières, et par des biotites brun rouge. Petites amphiboles et biotites sont disposées parallèlement à  $S_{G1}$  et sont donc syntectoniques de cette phase ;

- des agrégats de quartz, microcline et oligoclase, en mosaïque équante (100  $\mu$  environ), issue de la recristallisation de porphyroclastes de mésoperthites en partie microclinisées. Cette foliation  $S_{G1}$  est plissée et cisailée au cours de la phase  $D_2$ . Dans ces cisaillements, les biotites et les petites amphiboles sont réorientées.

La déformation  $D_2$  ne s'accompagne pas de réstabilisation des minéraux synchrones de  $D_1$ . Elle s'effectue donc dans des conditions sensiblement égales ; cependant,  $D_2$  ne s'accompagne pas du recuit observé dans les quartz des échantillons IB336 et IB1011. Ce caractère implique donc une légère différence de température, insuffisante pour se traduire par une modification de la paragenèse surtout dans ce type de roche, mais suffisante cependant pour entraîner des différences de microstructure.

## B - EFFETS DE LA TECTONIQUE $D_1 + D_2$ DANS L'ASSEMBLAGE KIDALIEN

Dans le secteur Nord de l'U.G.I., l'assemblage kidalien est essentiellement constitué de quartzites plus ou moins micacés et associés à des gneiss alcalins du Protérozoïque moyen (Caby, Andréopoulos-Renaud, 1983), de rares métasédiments appartenant à la série de plate-forme (quartzites-marbres), d'amphibolites, de métadiorites plus ou moins mobilisées. Les termes alumineux sont très rares dans ce secteur. Les filons doléritiques pré-pan-africains qui servent de marqueurs de la déformation pan-africaine dans l'U.G.I., sont rarement observables dans l'assemblage kidalien. Par contre, certaines lentilles dispersées de quartzites à magnétite et/ou cummingtonite, de pyroxénites à spinelle vert, d'ultrabasites serpentinisées et d'anciennes norites métamorphiques, pourraient représenter des reliques de socle granulitique dilacéré principalement pendant la déformation  $D_1$ , en même temps que sa couverture sédimentaire.

## 1 - La phase $D_1$ ( $D_{1a}$ + $D_{1b}$ )

### a) Structures de terrain

A la différence de la bordure mylonitique de l'U.G.I., la déformation  $D_1$  n'est pas restreinte au seul contact entre les deux unités mais affecte la totalité de l'assemblage kidalien. Les deux phases de déformation  $D_{1a}$  et  $D_{1b}$  ne sont pas toujours dissociables sur le terrain, au contact Nord de l'U.G.I. où elles ont été très intenses et où les structures qui leur sont associées ont souvent été oblitérées par les phases  $D_2$  et  $D_3$ . En plusieurs points cependant, j'ai nettement observé les effets de  $D_{1a}$  et  $D_{1b}$  superposées, me permettant de les distinguer sur les arguments suivants :

- au coeur du massif de quartzites de Tin Elor où  $S_{klb}$  est horizontale, ont été observés des plis  $P_{1b}$  à déversement apparent vers le Nord et déformant une surface qui est déjà une foliation ( $S_{kla}$  : figure 27, photo 2, pl. IV);

- des boudins d'amphibolites à grenat et clinopyroxène ("éclogitoïdes") sont dispersés dans la foliation  $S_{kla}$  et suggèrent l'existence de deux phases de métamorphisme associées aux foliations  $S_{kla}$  et  $S_{klb}$  respectivement;

- deux types de métadiorites coexistent, montrant des états de déformation très différents, suggérant que certaines sont nettement anté-tectoniques tandis que d'autres se seraient mises en place entre  $D_{1a}$  et  $D_{1b}$ ;

- enfin, même là où les intrusifs sont peu abondants il est impossible de reconstruire une structure isoclinale simple antérieure à  $D_2$ .

Dans la plupart des cas, une seule foliation est visible : c'est  $S_{klb}$ , la foliation régionale qui correspond à la disposition planaire des micas et à l'aplatissement des minéraux (quartz, feldspaths). Elle est subhorizontale au Sud et à l'Est de la grande structure des quartzites de Tin Elor (Fig. 21, 28 et 29) où elle porte une linéation  $L_{klb}$ , d'orientation N70, à N170 définie par l'allongement des minéraux (voir diagrammes de la figure 28). Cette linéation est souvent courbe donc déformée dans le plan  $S_{klb}$  (photo 3, pl. IV). Des plis isoclinaux  $P_1$  sont visibles à l'échelle de l'affleurement où ils sont décimétriques à métriques, à plan axial subhorizontal. Par contre aucun pli correspondant à  $D_{1a}$  n'a été observé.

### b) Structures microscopiques

Les caractéristiques principales de la foliation régionale  $S_{klb}$  sont décrites dans différents faciès pétrographiques présents au Nord de l'U.G.I. : un quartzite phylliteux (IB1140) et une diorite gneissique pré-tectonique de  $D_1$  (N186).

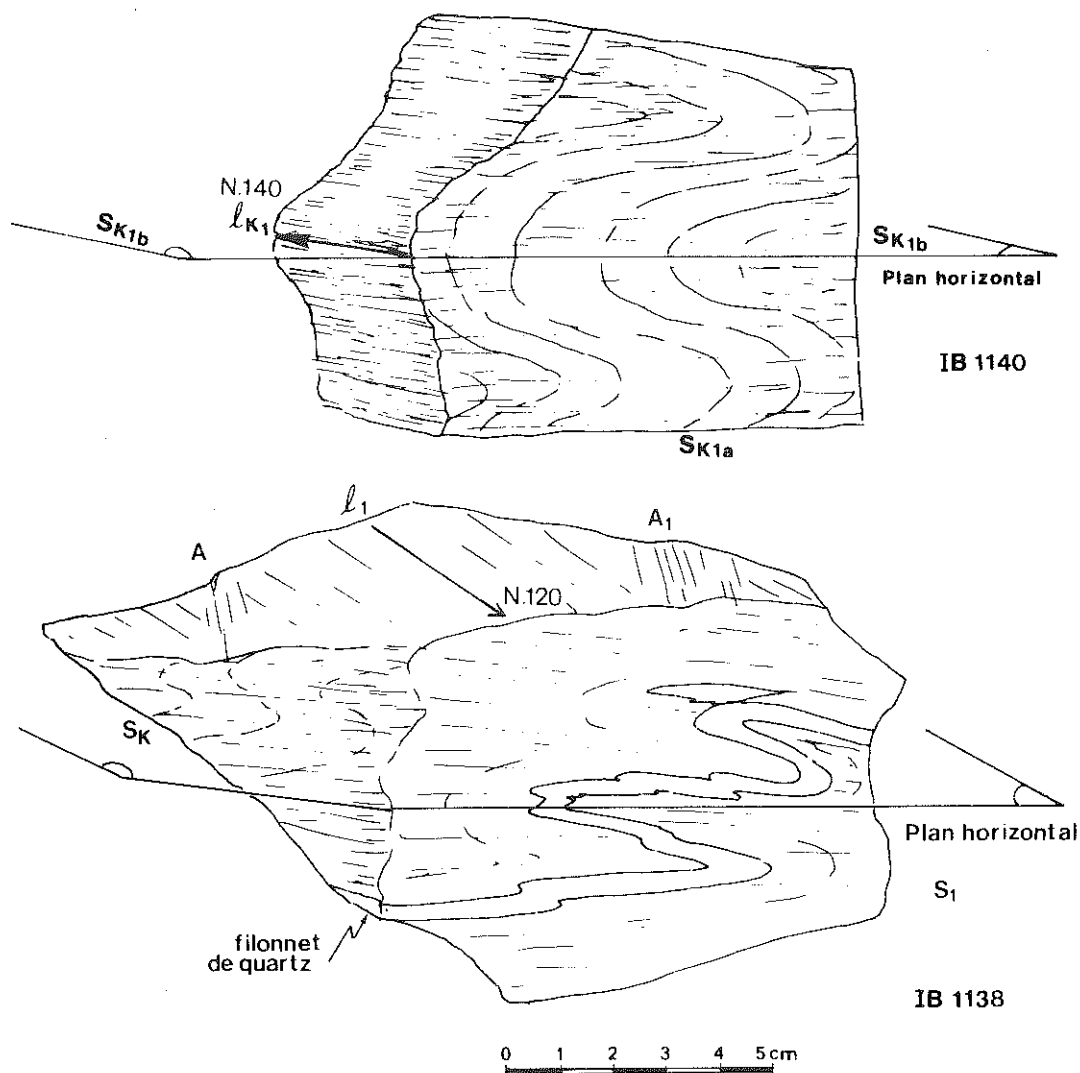


Figure 27 -. Dessin des échantillons IB1140 et IB1138 montrant la superposition des foliations  $S_{K1a}$  et  $S_{K1b}$

**IB1140.** Quartzite phylliteux de Yin Elor ( $D_{1a}$  et  $D_{1b}$ ). Cet échantillon montre un pli  $P_{1b}$  (voir figure 27). Les micas (biotite et muscovite) sont partiellement réorientés dans le plan axial du pli ou recristallisent en arcs polygonaux (la muscovite surtout) dans la tête du pli. Le quartz se présente en grands cristaux à contours irréguliers, englobant les micas réorientés et les rares minéraux accessoires (zircon détritique). La structure du quartz en grains à croissance exagérée indique un recuit et une recristallisation secondaire postérieure au pli  $P_{1b}$ . Cet échantillon présente une autre particularité intéressante :

il contient du disthène en relique dans des nids de muscovite orientés suivant  $S_{K1b}$  (photo 1, pl. XXI). Ceci est un argument en faveur de l'existence d'un métamorphisme antérieur à  $D_{1b}$  et probablement accompagné d'une phase de déformation.

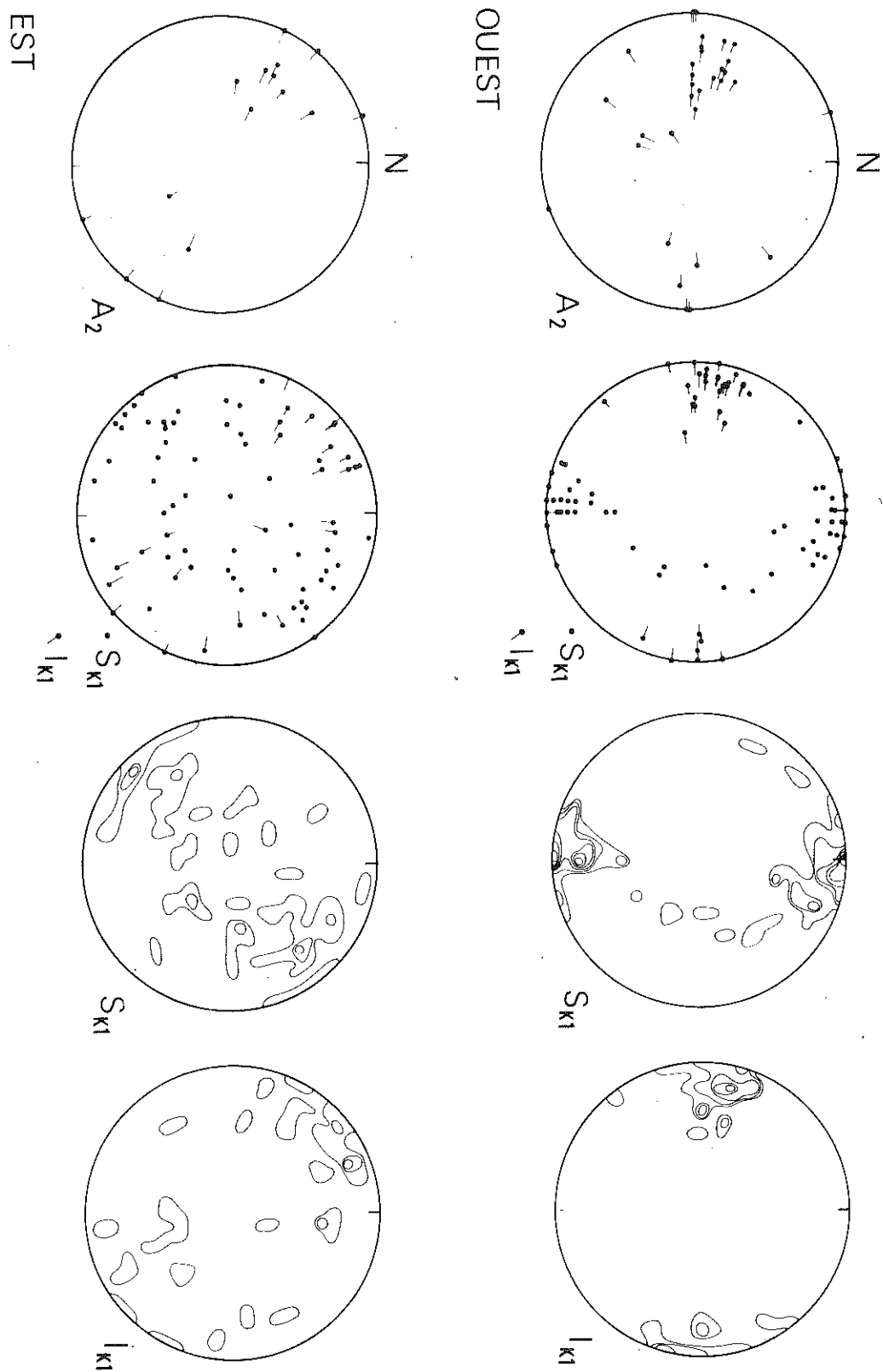


Figure 28 - Projection stéréographique (hémisphère inférieure) des axes de plis  $P_2$  ( $A_2$ ), des foliations ( $S_{K1}$ ) et linéations d'étirement ( $l_{K1}$ ) dans l'assemblage kidalién au nord de l'U.G.I. Deux secteurs ont été différenciés de part et d'autre du centre de la photo 361 (voir figure 21).

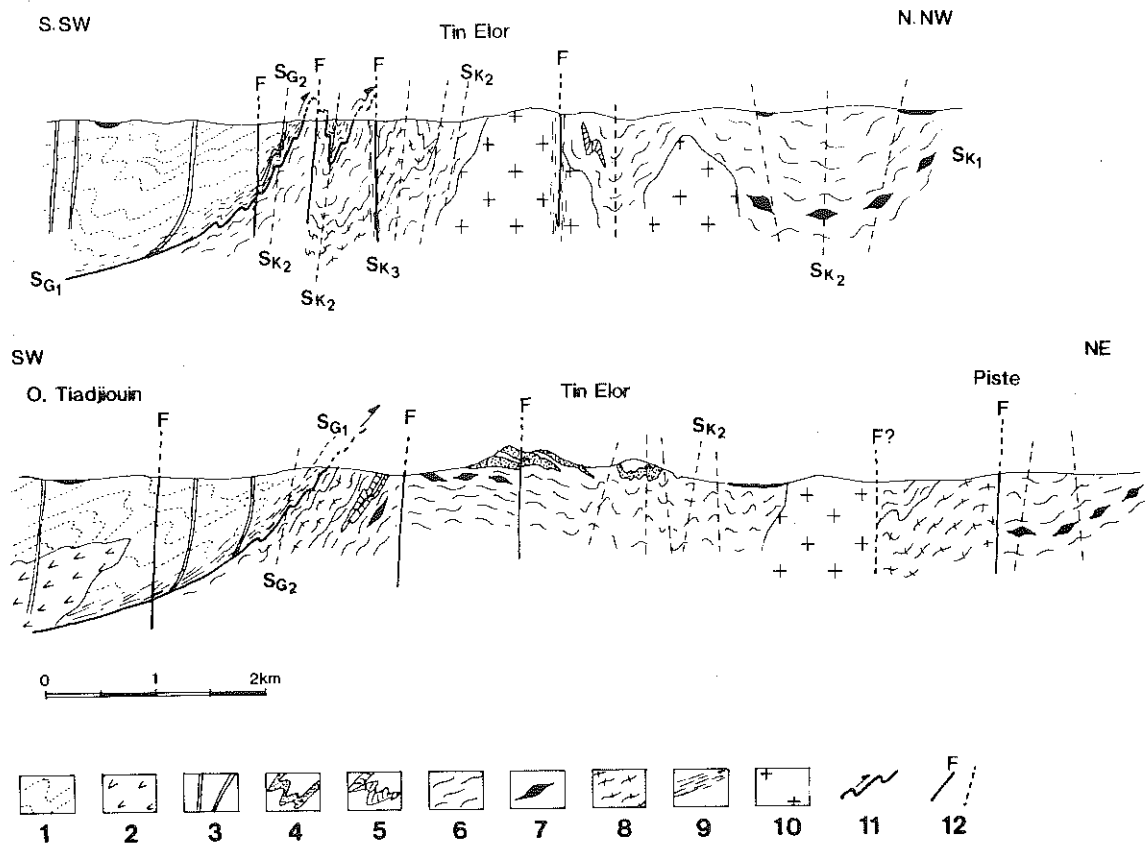


Figure 29 - Coupes au Nord de l'U.G.I. ; 1 : granulites éburnéennes et leur rubanement ; 2 : granitoïde éburnéen ; 3 : filons doléritiques pré-panafricains ; 4 : quartzites du Protérozoïque moyen et/ou supérieur ; 5 : marbres (Prot. sup. ?) ; 6 : gneiss alcalins du Protérozoïque moyen ; 7 : Eclogitoïde ; 8 : diorite pré-tectonique  $D_1$  ; 9 : mylonites ; 10 : granite post-tectonique  $D_2$  ; 11 : plan de chevauchement ; 12 : faille observée et supposée. L'échelle des hauteurs est exagérée.

**N186.** Métagranodiorite ( $D_1$ ). Cet échantillon a été prélevé à 20 km à l'Ouest de Tin Elor, dans une zone peu affectée par la phase  $D_2$ . Je l'ai choisi afin de décrire la structure des métadiorites si caractéristiques de l'assemblage kidalien.

La roche a un grain moyen ; elle est mésocrate et montre une foliation  $S_{k1b}$  nette définie par la disposition planaire des feldspaths et des ferro-magnésiens. Elle contient environ 20 % de quartz en amandes polycristallines dans lesquelles les cristaux sont de taille variable, ont des contours irréguliers et sont peu déformés (extinction légèrement onduleuse accompagnée de sous-joints prismatiques). Les plagioclases (environ An30) sont centimétriques, ovoïdes ; ils ne sont pas zonés et ont des contours sinueux dans le détail ; ils ne sont pas (ou peu) déformés au vu des mâcles polysynthétiques non tordues ; ils contiennent des petites inclusions de quartz et de ferro-magnésiens. Ces derniers sont représentés par de la hornblende en grands prismes plurimillimétriques à coeur vert brun et à périphérie vert bleu et par de la biotite brune à brun vert en plages disposées suivant la foliation ou perpendiculairement à celle-ci. La horn-



blende et la biotite ne sont pas déformées et forment un réseau anastomosé aplati qui contourne les plagioclases (photo, 4, p. 14) et dans lequel se trouve aussi l'essentiel des minéraux accessoires : sphène, apatite aciculaire et zircon généralement de petite taille et inclus dans la biotite.

De la clinozoïsite (environ 5 %) se développe statiquement sur ce réseau ferromagnésien et forme des cristaux amiboïdes à automorphes. Je pense que cette clinozoïsite qui peut être reliée à une très fine auréole des plagioclases à teneur en anorthite plus faible, est attribuable à un métamorphisme statique postérieur à la phase  $D_1$ .

Le caractère syntectonique de la biotite et de la hornblende montre que la déformation  $D_1$  s'est déroulée dans les conditions du faciès amphibolite profond, conditions qui se sont maintenues après la déformation comme en témoigne le recuit intense non seulement du quartz mais aussi des plagioclases et des minéraux ferromagnésiens. En utilisant ce dernier critère, on peut supposer que le recuit (et donc probablement la température) a été plus important dans l'assemblage kidalien que dans l'U.G.I. où les feldspaths ne montrent que très rarement un recuit secondaire accompagné de migration de joints de grains.

## 2 - LA PHASE $D_2$

### a) Structures de terrain

Elle se traduit par des plis d'échelle cartographique accompagnés de plis mineurs décimétriques à métriques. Le plan axial de ces plis est redressé, à pendage Sud en général et d'orientation moyenne E-W à SE-NW. Le caractère des plis  $P_2$  varie d'Est en Ouest : ils sont ouverts et à grand rayon de courbure à l'Est et au Sud de la structure de quartzites de Tin Elor. Des zones de déformation  $D_2$  plus intense se traduisent sur l'affleurement par une structure en mullions (débit en "rods" ou cigares). Les plis  $P_2$  sont serrés voire à flancs cisailés au Nord et surtout à l'Ouest de cette structure, où ils sont le plus souvent isoclinaux à plan axial raide (Fig. 30). L'intensité de la foliation  $S_{k2}$  varie avec le style des plis  $P_2$  : mal définie à l'Est (secteur Est, diagramme de la figure 28) elle résulte parfois de la transposition de la surface  $S_{k1b}$  à l'Ouest.

C'est aux plis  $P_2$  qu'est due la réorientation des structures liées à  $D_1$  dans le secteur Ouest : la direction moyenne de la foliation  $S_{k1b}$  et le contact de l'U.G.I. devenant E-W à N100. De cette orientation, je déduis pour ce secteur une direction moyenne de compression N-S liée à la phase  $D_2$ . Ceci est moins clair sur le diagramme des plis  $P_2$  (Fig. 28), où les axes de plis sont dispersés probablement du fait de la phase  $D_3$ .

C'est au Nord de la structure des quartzites de Tin Elor, que j'ai pu suivre le plus facilement les structures de phase  $D_2$  qui s'ennoient à l'Ouest (axes anticlinaux et synclinaux reportés sur la figure 21) grâce aux plis mineurs et aux relations géométriques de  $S_{k1b}$  et  $S_{k2}$ . Sur les autres coupes que j'ai effectuées, j'ai toujours pu vérifier la position en synforme de phase  $D_2$  des granulites par rapport à l'assemblage kidalien, grâce au déversement des plis  $P_2$ .



Figure 30 - Dessin d'après photographie montrant des plis  $P_1$  repris par des plis  $P_2$  et soulignés par les filons aplitiques (pointillés serrés) dans un gneiss dioritique (pointillés lâches) du Nord de l'U.G.I. dans l'assemblage kidalien. Vue vers le SW.

### b) Structures microscopiques

Les microstructures liées à la phase  $D_2$  sont décrites dans un quartzite feldspathique (IB818) et une métadiorite (IB1009) elle aussi affectée par les phases  $D_1$  et  $D_2$ .

**IB818.** Quartzite feldspathique ( $D_1 + D_2$ ). Cet échantillon a été prélevé dans un chaînon de Tin Elor, associé à des gneiss dioritiques et des gneiss alcalins ; sur échantillon, le quartz se présente en grands cristaux centimétriques et la foliation  $S_{k2}$  (plan axial de plis  $D_2$  reprenant eux-mêmes la foliation  $S_{k1b}$ ) n'est marquée que par les micas (biotite, muscovite). En lame mince, il s'avère que ces micas sont inclus dans les cristaux de quartz de même que les minéraux accessoires (zircon, sphène, oxydes, rutile en grains). La biotite brun rouge et la muscovite sont très souvent associées mais semblent stables toutes les deux dans  $S_{k2}$ . De très rares petits cristaux de feldspaths sont trop altérés pour être identifiables. Les grands cristaux de quartz ont des limites irrégulières (photo 5, Pl. IV) engrenées et une orientation préférentielle de réseau faible et évoquent une structure de grains à "croissance exagérée", typique d'un recuit important après une déformation plastique. Ils contiennent de très nombreuses inclusions fluides bi-, tri- ou même quadri-phasées (2 liquides + 1 gaz + 1 solide) disposées en fentes cicatrisées dont certaines recoupent nettement les limites de grains et sont donc secondaires.

**IB1009.** Cet échantillon de métadiorite présente une forte foliation liée à la phase  $D_2$  mais pas de linéation nette. La roche est constituée des mêmes minéraux principaux que la métadiorite N186 décrite précédemment à savoir : quartz, plagioclase (environ An30), hornblende verte, biotite, et des minéraux accessoires suivants : allanite, sphène, sapatite aciculaire et zircon. Cependant la structure de la roche varie sensiblement. En effet, les lentilles polycristallines de quartz sont très aplaties ; elles sont constituées de cristaux de taille moyenne (environ 0,1 mm) non allongés présentant une extinction onduleuse, parfois des sous-joints prismatiques et des contours engrenés. L'extinction onduleuse du quartz semble indiquer qu'une déformation faible de basse température s'est surimposée aux structures liées à  $D_2$ . Les plagioclases sont déformés : macles légèrement tordues, fractures remplies de quartz, tronçonnement, faible recristallisation des bordures en un assemblage équant de petits cristaux (0,1 mm environ). La hornblende verte se présente en deux familles :

- \* grands cristaux trapus de forme irrégulière, à cœur brunâtre et périphérie bleu vert ;

- \* petits cristaux bleu vert prismatiques disposés dans la foliation, plus ou moins en continuité avec les grands cristaux (photo IV.6, pl. IV).

De la même façon, la biotite possède deux habitus mais les grands cristaux étant rares contrairement aux petites biotites brunes disposées elles aussi suivant la foliation et mélangées à des petits cristaux de quartz et de plagioclase. Hornblende verte et biotite brune microcristallines forment donc un réseau anastomosé lié à la phase  $D_2$  et contournent les grands cristaux de plagioclase et de hornblende des phases  $D_{1a} + D_{1b}$ .

La déformation  $D_2$  se distingue de  $D_{1a} + D_{1b}$  dans l'assemblage kidalien par les caractères suivants :

- déformation des plagioclases dans les métadiorites ;
- deux générations de hornblende et de biotite dans ces mêmes roches et deux générations de feldspaths dans toutes les roches quartzofeldspathiques.

Par contre elle s'en approche par la structure du quartz à croissance exagérée dans les quartzites. Ces différences et similitudes indiquent que la température de déformation pendant  $D_2$  était inférieure à celle de  $D_1$ , mais était malgré tout suffisante pour entraîner le recuit complet

du quartz dans les quartzites. Ce recuit étant ubiquiste dans ce secteur, je pense qu'il est indépendant de l'intrusion de granites calco-alcalins, synchrones ou tardifs par rapport à la phase  $D_2$  (voir carte de la figure 21 et figure 31).



Figure 31 - Contact tranché du granite dit "têtard" (pointillés) et de son encaissant gneissique plissé de l'assemblage kidalien.

## C - CONCLUSIONS

Il ressort de l'étude de ce secteur que :

- le contact entre l'U.G.I. et l'assemblage kidalien est systématiquement jalonné par des mylonites de l'un et de l'autre ensemble ;
- la foliation mylonitique post-granulitique  $S_{G1}$  est parallèle à la foliation majeure de l'assemblage kidalien ( $S_{k1b}$ ) et a un pendage faible à modéré, au moins au NE ;
- les granulites affleurent en position synclinale de phase  $D_2$  par rapport à l'assemblage kidalien ;
- les conditions thermodynamiques ayant régné pendant les phases  $D_1$  et  $D_2$  sont celles du faciès amphibolite et seront détaillées ultérieurement ;

- la phase  $D_{1b}$  responsable de la foliation horizontale est précédée d'une phase  $D_{1a}$  dans l'assemblage kidalien ; la foliation régionale est la foliation  $S_{k1b}$ , résultante des deux phases  $D_{1a}$  et  $D_{1b}$  ;

- la linéation d'étirement  $l_1$  portée par  $S_1$  est souvent courbe dans ce plan que ce soit dans l'assemblage kidalien ou dans l'U.G.I. ; ceci peut s'expliquer de deux façons :

. superposition des deux événements  $D_{1a}$  et  $D_{1b}$  dans l'assemblage kidalien ;

. cisaillement hétérogène dans le plan  $S_1$  au cours d'une déformation progressive, ce phénomène étant alors rapproché de celui des plis en fourreaux (plis à axes courbes) décrits dans de nombreuses zones de cisaillement et reproduits expérimentalement par Quinquis et al. (1978).

## II - DEFORMATIONS INTERNES DE L'U.G.I.

### A - MISE EN EVIDENCE

Au cours de l'orogénèse pan-africaine, l'U.G.I. ne s'est pas comportée comme un bloc rigide et froid, exempt de toute déformation. Au contraire, on y retrouve les traces des effets tant thermiques que tectoniques de cette orogénèse, effets qui sont parfois concentrés dans certaines zones étroites ou linéaments. Grâce aux filons doléritiques post-éburnéens et pré-pan-africains, on peut reconstituer les zones de faiblesse de l'U.G.I. au cours de l'histoire pan-africaine ; en particulier, elles sont soulignées par :

- les zones de déformation interne dans lesquelles ces filons tournent ;

- la disposition préférentielle des intrusions de granites, diorites ou gabbros pan-africains qui recourent ces mêmes filons.

Sur la figure 32 sont représentés les filons doléritiques dans le tiers nord de l'U.G.I., c'est-à-dire dans la partie qui est tout à la fois celle où je disposais du plus grand nombre d'observations de terrain et celle qui est la plus affectée par l'orogénèse pan-africaine. La carte 32 a été dressée en partie d'après photographies aériennes ; il en est de même de la carte de la bordure sud-est de l'U.G.I. (feuille de Tin Essako, I. Davison, 1980). Les filons doléritiques post-éburnéens et pré-pan-africains sont facilement reconnaissables sur photographie aérienne (échelle 1/50 000 e) surtout dans les zones peu patinées où ils apparaissent

en creux (altération préférentielle) et dans les zones "sablées" où ils forment un trait gris empâté : a) ils recourent le rubanement des gneiss éburnéens et sont relativement rectilignes ; b) ils ont parfois une épaisseur importante ; c) ils se présentent suivant deux directions dans les zones peu affectées par les déformations pan-africaines ; d) ils sont souvent décalés par des petites failles parallèles au rubanement (ou à (altération préférentielle) et dans les zones "sablées" où ils forment un trait gris empâté : a) ils recourent le rubanement des gneiss éburnéens et sont relativement rectilignes ; b) ils ont parfois une épaisseur importante ; c) ils se présentent suivant deux directions dans les zones peu affectées par les déformations pan-africaines ; d) ils sont souvent décalés par des petites failles parallèles au rubanement (ou à la foliation) éburnéen de l'encaissant. Ces critères de reconnaissance sont parfois subjectifs mais résistent bien à une comparaison entre les observations sur le terrain et les prévisions faites lors des préparations de mission sur photographies aériennes. Aussi je serai plus optimiste que I. Davison (1980, p.46) qui estime à 85 % la certitude d'identification des filons. Par contre, l'incertitude de la méthode réside davantage à mon avis, dans l'"évanouissement" des filons dans les zones de très forte déformation pan-africaine. La photo 1, pl. V, montre un exemple de filon doléritique intrusif dans une charnockite et schistosé pendant l'orogénèse pan-africaine ; dans ce cas précis, la déformation s'est concentrée dans la filon alors que son encaissant plus résistant ne présente aucune foliation.

Les cartes 32 et 33 montrent la répartition des zones de déformation pan-africaine à l'intérieur de l'U.G.I. Je me bornerai, dans ce chapitre, à l'étude des zones de déformation ductile, donnant naissance à des mylonites et que je relie à la tectonique pan-africaine  $D_1 + D_2$ . Il existe aussi dans l'U.G.I. des failles où une déformation fragile engendre des cataclasites, mais elles sont tardives et n'ont pas fait l'objet d'une étude systématique de ma part. Les couloirs mylonitiques sont courbes dans la partie Nord de l'U.G.I. ; ils se subdivisent ou se rejoignent parfois et convergent avec les limites mylonitiques de l'U.G.I. (voir figure 33). Leur épaisseur est variable : de quelques centimètres dans les cisaillements très localisés, elle peut atteindre un à plusieurs kilomètres aux points de convergence.

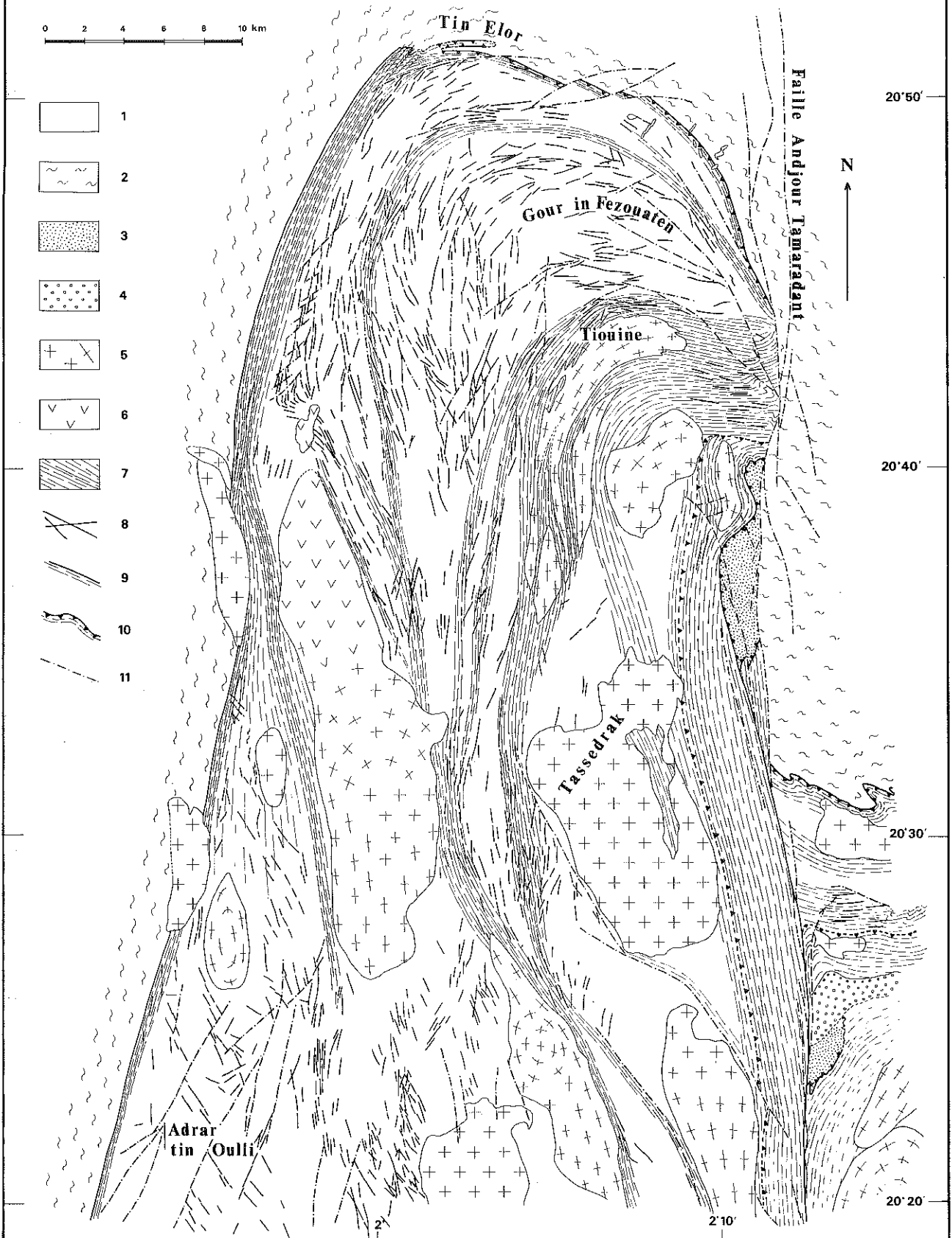
Il faut noter dès à présent que les zones de déformation interne de l'U.G.I. sont les sites privilégiés d'intrusions magmatiques et de filons de nature et d'âge divers, qui seront traités ultérieurement.

---

Figure 32 - Carte schématique du Nord de l'U.G.I. montrant la répartition des filons doléritiques pré-panafricains ; 1 : granulites éburnéennes ; 2 : assemblage kidalien ; 3 : métasédiments du Protérozoïque supérieur ; 4 : sédiments du Prot. terminal ; 5 : granitoïdes pan-africains orientés ou non orientés ; 6 : gabbro pan-africain ; 7 : zone à foliation pan-africaine rétomorphique ; 8 : filons doléritiques pré-panafricains ; 9 : bordure mylonitique de l'U.G.I. (faille ductile) ; 10 : contact chevauchant ; 11 : faille.

Figure 32

# CARTE SCHEMATIQUE DU NORD DE L'U.G.I.



## B - PARTIE NORD DE L'U.G.I.

Dans la partie Nord de l'U.G.I., les différentes zones mylonitiques observées se rejoignent et se subdivisent, formant ainsi un réseau mylonitique anastomosé dans le secteur NE de l'U.G.I. (voir figures 32 et 33).

### 1 - RIVE SUD DE L'OUED TIADJIOUIN (feuille de Tin Zaouatène-Essali)

Cet oued sépare des leptynites dont la foliation rétro-morphique  $S_{G1}$  a un pendage sud moyen (30 à 50°) sur la rive nord, d'un granitoïde éburnéen très déformé sur la rive sud. Cet intrusif est parfois porphyroïde et forme une bande E-W le long de l'oued. Il présente une première foliation rétro-morphique  $S_{G1}$  à faible pendage sud (100 S 10 à 40) à laquelle se surimpose parfois une deuxième foliation  $S_{G2}$  plus raide (110 S 60) : la superposition des deux surfaces donne à la roche une structure de type "schistosité de fracture-pli" (Mattauer, 1973). Les relations géométriques entre  $S_{G1}$  et  $S_{G2}$  indiquent un mouvement surtout en cisaillement dextre décrochant, avec une composante verticale en faille normale (Fig. 35) dans le plan  $S_{G2}$  qui porte une linéation d'étirement subhorizontale (pitch 10W), définie par l'allongement des feldspaths, des quartz et des agrégats de ferromagnésiens.

La déformation est hétérogène à l'échelle de l'affleurement ( $S_{G2}$  n'apparaît pas partout) et à l'échelle de l'échantillon (l'espacement des plans  $S_{G2}$  n'est pas régulier).

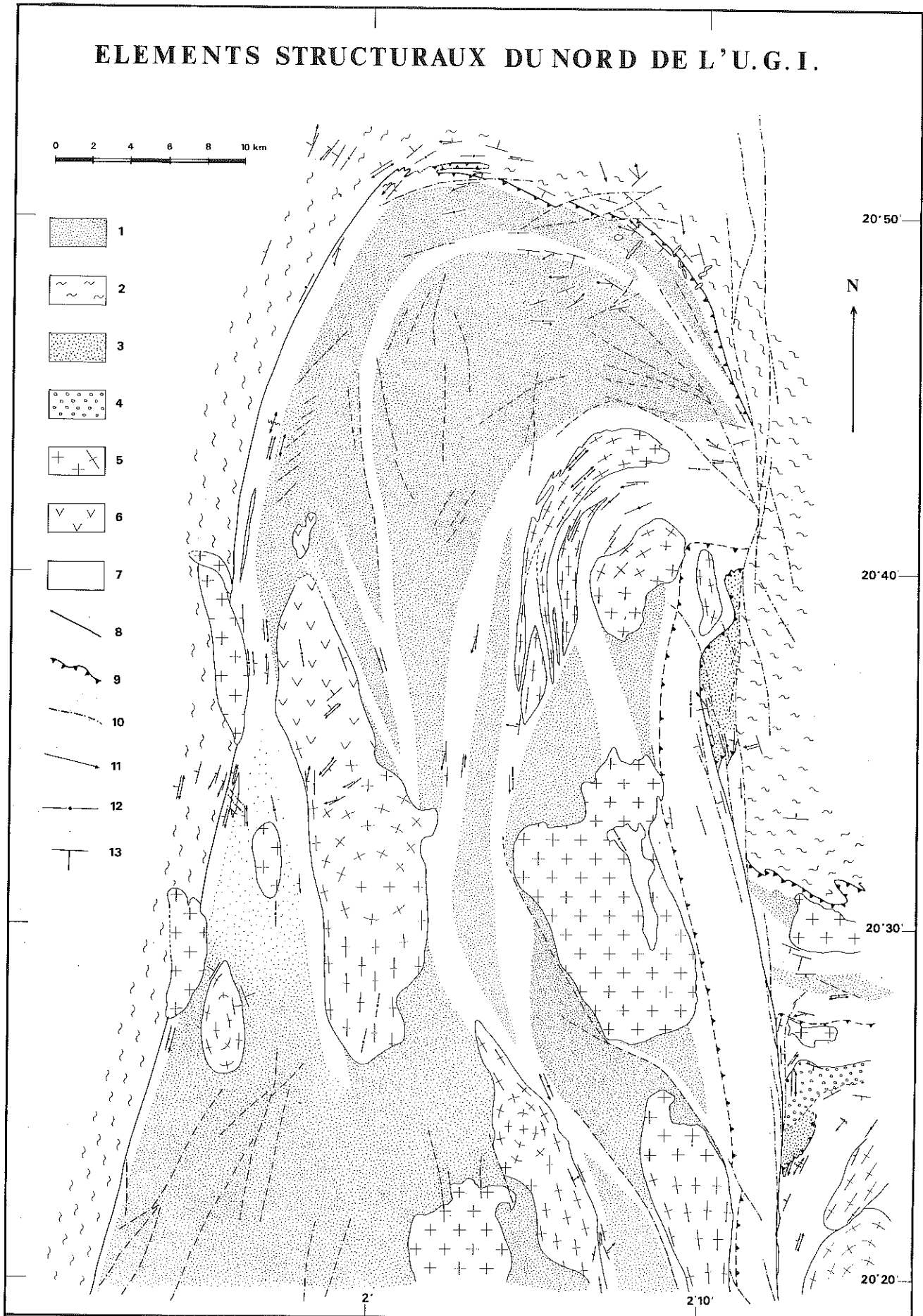
Des plis en crochons affectent l'ensemble  $S_{G1} + S_{G2}$  dans la partie orientale de cette zone de reprise ; leur axe est à pendage raide et ils indiquent eux aussi une composante horizontale de cisaillement dextre.

---

Figure 33 - Carte des éléments structuraux du Nord de l'U.G.I. : 1 : granulites éburnéennes peu ou pas affectées par les déformations pan-africaines ; 2 : assemblage kidalien ; 3 : métasédiments du protérozoïque supérieur ; 4 : métasédiments du Protérozoïque terminal ; 5 : granitoïdes pan-africains orientés ou non ; 6 : gabbro pan-africain ; 7 : zones de cisaillement où les granulites sont très affectées par les déformations pan-africaines ; 8 : faille ductile ( $D_2$ ) ; 9 : trace de chevauchement ; 10 : faille ; 11-12-13 : structures pan-africaines : linéation d'étirement, foliation mylonitique ou schistosité verticales (12) ou à pendage variable (13).



Figure 33



L'échantillon IB1225, localisé sur la figure 34, schématiquement représenté par la figure 35, montre la superposition des deux surfaces  $S_{G1}$  et  $S_{G2}$  et à ce titre a été choisi pour décrire les microstructures liées à la déformation dans cette zone interne de l'U.G.I.

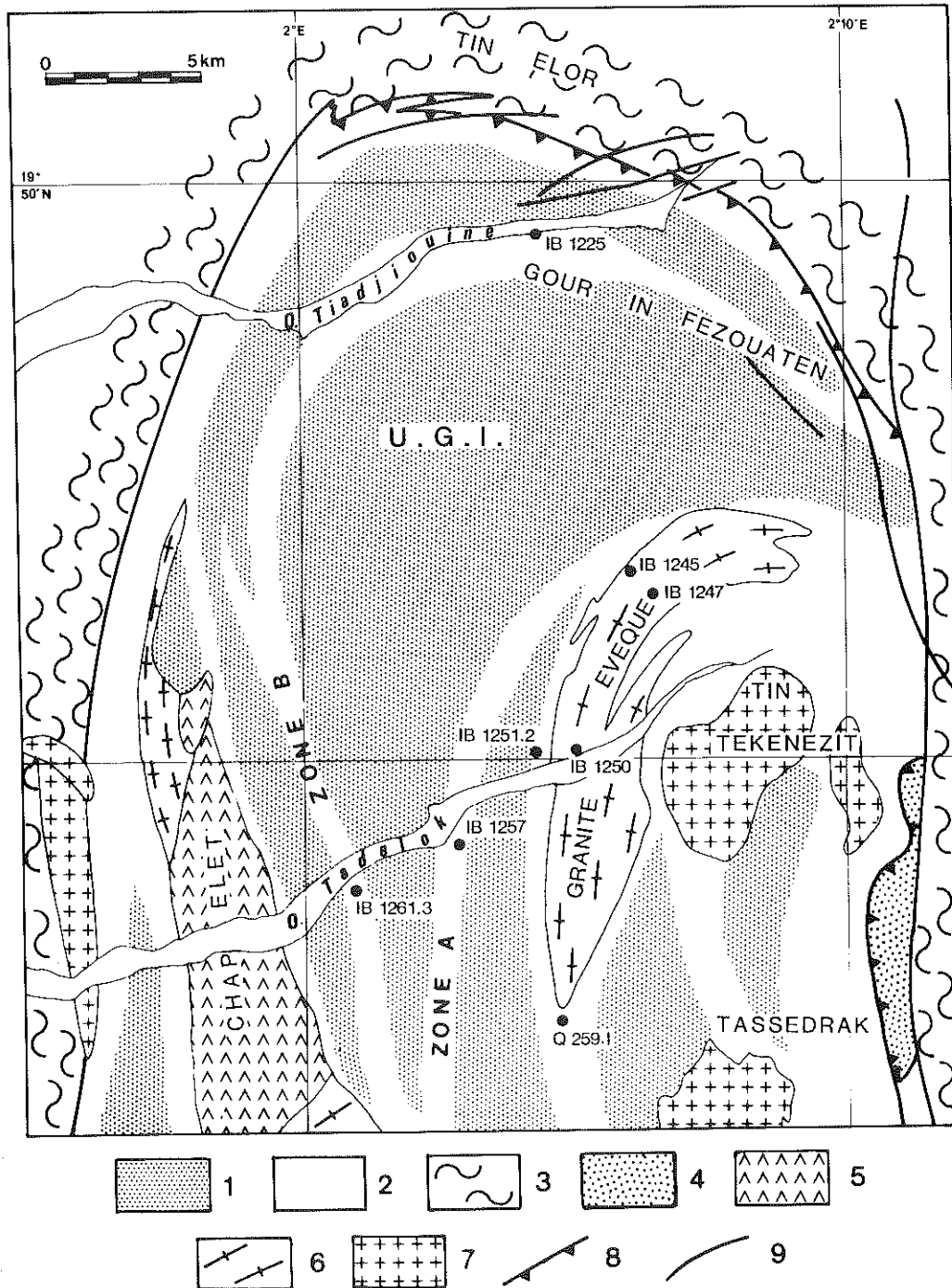


Figure 34 - Localisation des échantillons décrits dans le texte.

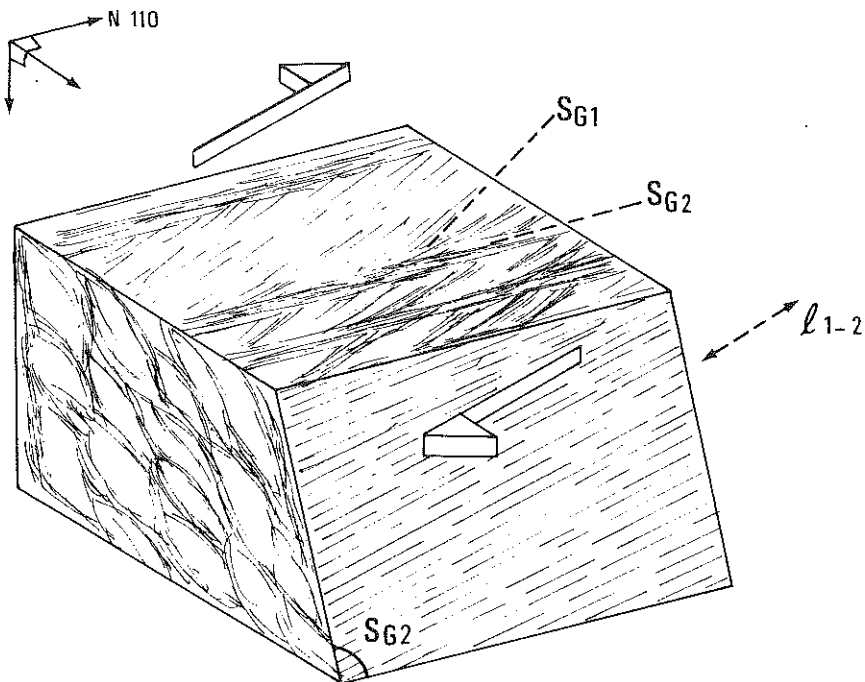


Figure 35 - Schématisation de l'échantillon IB1225 montrant la superposition des surfaces  $S_{G1}$  et  $S_{G2}$  dans la zone de déformation interne de l'O.G.I. de l'Oued Tiadjouine.

IB1225. Charnockite mylonitique ( $D_1 + D_2$ ). La foliation  $S_{G1}$  est définie, dans un plan subhorizontal, par l'habitus du quartz en rubans et par une mosaïque équante (0,1 mm) composée d'oligoclase et de microcline issus de la recristallisation en bordure des feldspaths mésoperthitiques qui persistent à l'état de porphyroclastes. Des grands cristaux de hornblende verte sont fracturés ; dans les fractures cristallise une biotite brune qui doit être en partie syn- à tardi-tectonique car certains cristaux se sont développés perpendiculairement à la foliation  $S_{G1}$  que soulignent les niveaux biotitiques.

Des agrégats de quartz et de petites amphiboles vert bleu représentent probablement le résultat de la rétro-morphose syntectonique du clinopyroxène primaire. Un grenat rose pâle est anté-tectonique par rapport à la déformation  $D_1 + D_2$ . Les minéraux accessoires sont associés aux niveaux de ferro-magnésiens : ce sont l'ilménite qui se transforme en leucoxène, l'apatite et le zircon. Des aiguilles de rutile sont incluses dans les quartz constituant les rubans. Les plans  $S_{G2}$  sont caractérisés par les mêmes minéraux que  $S_{G1}$  (biotite, amphibole, oligoclase, microcline) qui restent stables ; aucune diminution de la taille de grains de ces minéraux n'est observée dans la foliation  $S_{G2}$ , à l'exception de la taille des cristaux de quartz. En effet, la structure interne des rubans de quartz est de type II.1 (Boullier et Bouchez, 1978), c'est-à-dire que des grands cristaux déformés (porphyroclastes) à sous-structure prismatique nette (sous-grains de 0,1 à 0,25 mm environ) recristallisent en une mosaïque de grains polygonaux légèrement allongés (rapport  $\frac{1}{2}$ ) perpendiculairement à l'aplatissement des rubans (photos 2-3, pl. V) ; la plus petite dimension de ces cristaux est de 0,25 mm environ.

En examinant la lame mince entre nicols croisés et avec la lame d'onde additionnelle, on voit que l'orientation préférentielle des axes C du quartz est forte à l'intérieur d'un même ruban mais faible sur l'ensemble de l'échantillon.

Les myrmékites non déformées sont fréquentes entre les clastes de mésoperthites et la mosaïque formée à leurs dépens (oligoclase + microcline). Elles traduisent un déséquilibre entre les feldspaths après la déformation  $D_1 + D_2$ .

La superposition des surfaces  $S_{G1}$  et  $S_{G2}$  n'est pas sans analogie avec les structures décrites par Berthé et al. (1979) dans la zone broyée sud-armoricaine :  $S_{G1}$  pourrait être assimilée aux plans S et  $S_{G2}$  aux plans C, l'ensemble S + C étant attribué par ces auteurs à une déformation progressive. Dans le cas présent cette comparaison se heurte à deux obstacles : d'une part, la foliation  $S_{G1}$  est subhorizontale peu compatible avec un décrochement dextre ; d'autre part, il semble que la surface  $S_{G1}$  se soit accompagnée d'une structure du quartz en Platten-quartz (type II.3, Boullier et Bouchez, 1978) et  $S_{G2}$  d'une structure porphyroclastique de ces mêmes rubans. Les déformations  $D_1$  et  $D_2$  auraient donc été séparées dans cette zone par un épisode de recuit statique ayant donné lieu à une recristallisation secondaire du quartz (migration des joints de grains) après  $D_1$ . Il faut noter cependant que les deux phases de déformation se sont déroulées dans des conditions de température et de pression sensiblement identiques car les surfaces  $S_{G1}$  et  $S_{G2}$  sont définies par les mêmes minéraux.

## 2 - ZONE MYLONITIQUE DE L'"EVEQUE" (photos 4 à 7, pl. V)

Cette zone mylonitique en forme de crosse est occupée en grande partie par un granite baptisé "granite-évêque" et dont la mise en place s'est faite entre deux phases de déformation. Ceci a été mis en évidence en plusieurs endroits :

\* A la pointe sud du granite, les granulites sont fortement mylonitisées dans un plan vertical N-S. Leur foliation est recoupée par des précurseurs microgrenus porphyriques et par le granite, eux-mêmes déformés suivant un plan vertical N-S (observations J.M.Bertrand et A.Ploquin). La linéation d'étirement est horizontale.

\* Au coeur de la crosse, j'ai pu faire des observations semblables sur des lentilles granitiques et sur un filon épais de pegmatite en peigne montrant une foliation verticale NE-SW. Les filons d'aplite intragranitiques sont eux aussi foliés (Fig. 36, photo 6, pl. V).

\* A la terminaison NE du granite, ce dernier recoupe un granitoïde éburnéen très mylonitique, similaire à celui décrit plus haut (IB1225), mais beaucoup plus déformé. En ce point, le granite n'est que légèrement orienté suivant une foliation verticale E-W qui se traduit essentiellement par un aplatissement des agrégats de quartz.

L'encaissant immédiat à l'Ouest du granite est très rétro-morphosé: muscovitisation des quartzites impurs, amphibolitisation des filons basiques, serpentinitisation des roches ultrabasiques qui sont fréquentes. La foliation rétro-morphique à caractère mylonitique, porte une linéation d'étirement horizontale comme la foliation  $S_{G2}$  au coeur du granite. Au centre de la crosse, cette linéation a un pendage moyen ( $30^\circ$  NE) sur une foliation à fort pendage vers le Nord (Fig. 37).

Cette bande mylonitique de l'évêque se caractérise donc par une foliation mylonitique verticale ( $S_{G1} + S_{G2}$ ) qui tourne en restant verticale. Elle est recoupée par le granite Tassedrak et plus au Sud encore par la diorite "Cornet II" (voir coupe à la latitude  $19^\circ 18' N$ , Fig. 48) qui contiennent en enclaves des panneaux de mylonites verticales.

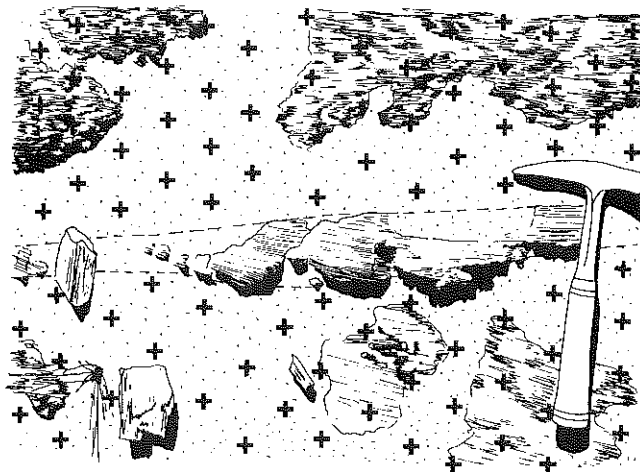


Figure 36 - Dessin d'après photographie d'un filon d'aplite recoupant le granite "Evêque" (grandes croix) et folié obliquement par rapport à ses épontes. La pointe du marteau indique le Nord.

Les microstructures liées à la déformation dans la zone mylonitique de l'évêque sont illustrées par :

- une charnockite mylonitisée et recoupée par le granite, représentant l'état  $D_1 + D_2$  (Q259.1) .
- un quartzite rétro-morphique ( $S_{G2}$  plus ou moins marquée) : IB1251, IB1252 ;
- le granite lui-même montrant la foliation  $S_{G2}$  (IB1245).

Je ne décrirai pas ici de filon doléritique impliqué dans la zone mylonitique de l'évêque : les structures sont en effet semblables à celles décrites dans les échantillons IB1221 et IB61 (Chapitre 2, § A, 1).

Je ne décrirai pas ici de filon doléritique impliqué dans la zone mylonitique de l'évêque : les structures sont en effet semblables à celles décrites dans les échantillons IB1221 et IB61 (page 71).

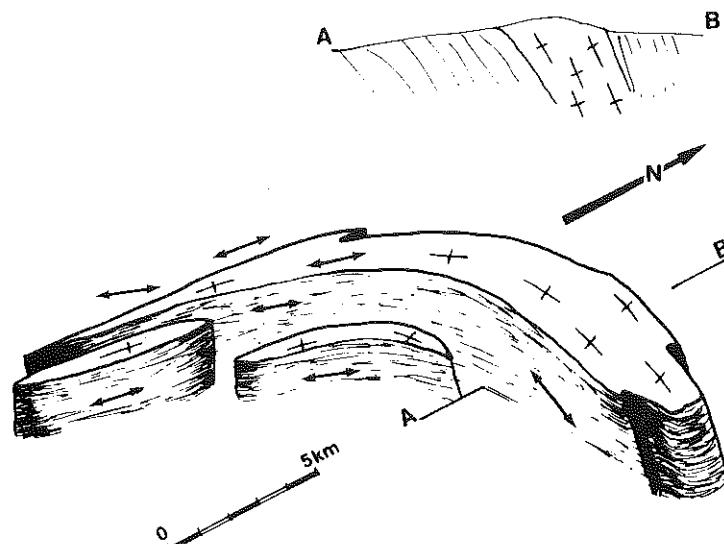


Figure 37 - Bloc diagramme et coupe schématique du granite "évêque" montrant la rotation de la foliation  $S_{G2}$  et de la linéation  $l_{G2}$  (flèches).

Q259. Charnockite mylonitique ( $D_1 + D_2$ ). L'origine granulitique de cette mylonite est prouvée par la présence de clastes arrondis de feldspaths alcalins dans lesquels se reconnaît encore la structure mésoperthitique. Cependant la rareté de ces clastes et la finesse du grain (0,05 mm en moyenne) ainsi qu'une foliation très fortement marquée témoignent de l'importance de la déformation subie par cette roche. Le quartz se présente en rubans polycristallins à structure intermédiaire entre le type II.2 et le type II.3 : les cristaux forment une seule couche, mais leur rapport de forme reste relativement faible (maximum 1/3). Leur extinction est nette et ils ne présentent pas (ou rarement) de sous-structure visible optiquement. Les limites des rubans ne sont pas rectilignes mais présentent des "rentrants" (photo 4, pl. VI) correspondant aux limites de grains de quartz. L'épaisseur maximale moyenne des rubans est de 0,25 mm, leur rapport d'allongement peut atteindre 1/30. La foliation mylonitique est aussi soulignée par la disposition des ferro-magnésiens, en particulier par la disposition planaire de la biotite microcristalline brune qui est syntectonique et se développe en partie aux dépens d'une amphibole vert bouteille dont elle cimente les fractures. Les petites plages de biotite sont aussi interstitielles dans les niveaux quartzofeldspathiques à grain fin (0,05 mm) constitués de microcline, oligoclase (?), quartz auxquels se mélangent de la calcite post-tectonique, de l'apatite et autres minéraux accessoires (allanite, zircon, opaques). L'apatite se présente en cristaux de grande taille (1 x 0,5 mm), nuageux qui recristallisent partiellement en une mosaïque de grains équants et souvent limpides. L'orientation préférentielle du quartz est médiocre. Le caractère principal de cette roche est le grain fin et le mélange des phases en dehors des clastes de feldspaths et des rubans de quartz (photo 1, pl. VI).

La déformation se manifeste par une seule surface mylonitique dans cet échantillon. Des structures pouvant être interprétées comme postérieures sont scellées par les mêmes minéraux que ceux qui définissent la foliation mylonitique. Ce sont des cisaillements discrets soulignés par la biotite microcristalline et faisant un angle faible avec la foliation, ou un microboudinage, l'amphibole verte se développant entre les éléments séparés (photo 1, pl. VI). Ces deux structures traduisent donc une extension parallèle à la linéation d'étirement et se produisant à la fin de l'épisode de déformation qui a donné naissance à la foliation mylonitique. Cet épisode est à rattacher aux phases  $D_1 + D_2$  sans qu'il soit possible de dire exactement ce qui revient à l'une ou à l'autre car ces deux phases sont probablement coaxiales.

**IB1251.** Quartzite phylliteux ( $D_2$ ). Cet échantillon se trouve au bord de l'oued Tadelok (rive nord) au contact ouest du granite "évêque". Il montre une première surface subhorizontale correspondant au rubanement éburnéen, affectée par des plis ouverts d'axe N30 à N10 et de plan axial raide (75 à l'Ouest). En lame mince, il s'avère que la muscovite a remplacé la sillimanite prismatique et constitue des nids de forme géométrique, parfois légèrement aplatis dans le plan axial des plis ouverts. Une schistosité de fracture subhorizontale dans laquelle les muscovites sont réorientées, correspond à un glissement "banc sur banc" du rubanement du quartzite (Fig. 38, photos 3-5, pl. VI).

Le quartz se présente sous deux formes : grands porphyroclastes à sous-structure nette et prismatique dont la largeur varie entre 40 et 100  $\mu$ ; et petits cristaux équants (0,25 mm) formant une mosaïque. L'observation avec la lame d'onde additionnelle montre que cette structure porphyroclastique se surimpose sur une structure à très gros grains, probablement à croissance de grain exagérée. Des aiguilles de rutile sont incluses dans les deux familles de cristaux de quartz et traversent même parfois les limites de grains. Le rutile est présent aussi en grains qui se transforment partiellement en ilménite.

Cet échantillon IB1251 présente une très faible déformation, au contraire de l'échantillon IB1252, prélevé à proximité, en bordure du granite "évêque", où la foliation rétro-morphique est très marquée (25W55 à 10W75) et porte une linéation d'étirement des oxydes et des amas muscovitiques. Des reliques de sillimanite prismatique subsistent cependant au coeur des nids de muscovite (photo VI.6), mais tout le quartz se trouve à l'état de mosaïque équante (0,25 mm). L'orientation préférentielle des axes C du quartz est forte et dissymétrique par rapport à la foliation, dissymétrie dont je déduis un sens de cisaillement dextre. La géométrie de la déformation est schématisée sur la figure 38

**IB1245.** Granite folié ( $D_2$  seule). C'est un granite calco-alcalin porphyroïde à structure nettement orientée, à feldspath alcalin perthitique mâclé Karlsbad (microcline) et à plagioclase zoné. Ces grands cristaux de feldspath sont fréquemment fracturés et les fentes ainsi créées sont remplies par du quartz, ou par une mosaïque de petits cristaux équants (0,05 mm) de feldspaths (photo 5, pl. V) que l'on retrouve aussi en bordure des phénocristaux où les myrmékites sont fréquentes. Le quartz se présente en amandes allongées, voire en rubans polycristallins de type II.1 à II.2 suivant l'intensité de la recristallisation des porphyroclastes en grains plus petits (environ 0,25 mm) de forme irrégulière et à contours engrenés. La largeur de la sous-structure prismatique des porphyroclastes de quartz varie de 0,1 à 0,05 mm. D'après l'examen en lame mince avec la lame d'onde additionnelle, l'orientation préférentielle des axes C du quartz est médiocre que ce soit pour les porphyroclastes ou pour les grains issus de la recristallisation. Les minéraux accessoires sont des opaques, de l'apatite, du sphène, de l'allanite, des zircons métamictes et du rutile en aiguilles dans le quartz. D'autres échantillons du même granite contiennent de la muscovite (IB1247) et de la clinozoisite (IB1250) syntectoniques, la première se développant dans les niveaux biotitiques et

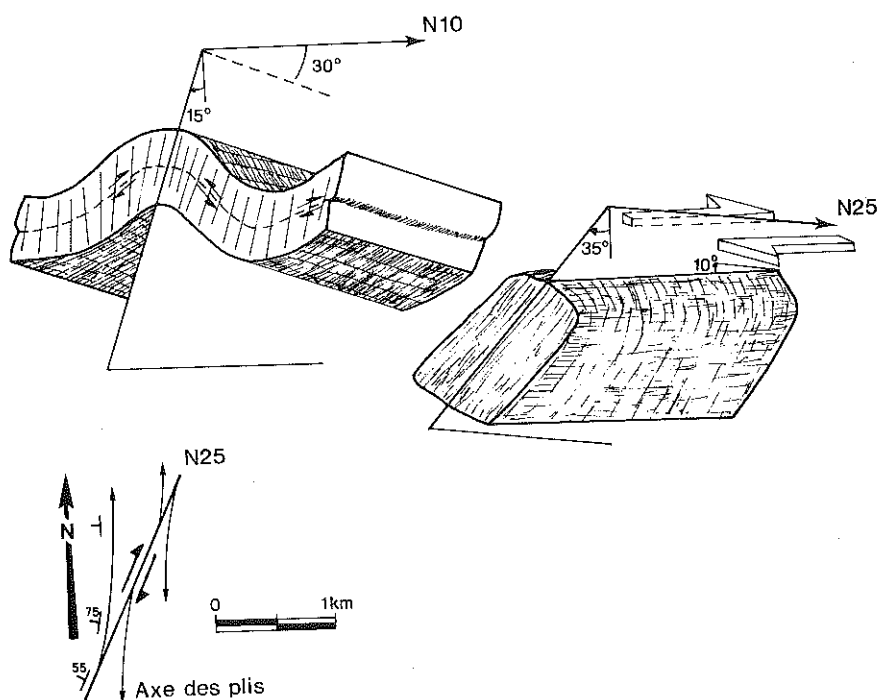


Figure 38 - Schématisation des échantillons IB1151 et 1152 de la bordure Ouest du granite "évêque".

la seconde cristallisant en éponge dans le plagioclase ou dans les mosaïques de feldspaths recristallisés. La chlorite est parfois présente en amas radiaires non déformés ou en produit de remplacement in situ de la biotite.

Il est difficile de caractériser les microstructures accompagnant la déformation  $D_1$  dans cette zone mylonitique de l'"évêque" car partout  $D_2$  a laissé son empreinte. Par contre cette dernière se traduit par des microstructures du quartz homogènes dans toute la bande mylonitique quel que soit le matériau considéré : les cristaux équants forment une mosaïque à partir des porphyroclastes et leur taille est similaire dans tous les échantillons (environ 0,25 mm). Il semble donc que les conditions physiques de la déformation ( $T, \dot{\epsilon}, \sigma$ ) aient été partout les mêmes en ce qui concerne  $D_2$ , dans la bande de l'évêque : les quartzites et les filons doléritiques ont été rétro-morphosés puis déformés en même temps que le granite. L'identité des conditions physiques de la déformation se retrouve aussi dans la compatibilité des minéraux du métamorphisme : muscovite dans les quartzites et le granite, hornblende verte et biotite brune dans les granulites rétro-morphiques et les filons doléritiques.



### 3 - ZONE MYLONITIQUE A DE L'OUED TADELOK

Je ne dispose sur cette zone que d'observations ponctuelles à un kilomètre au Sud de l'Oued Tadelok, où les mylonites sont impressionnantes par la régularité de leur foliation verticale N-S et de la linéation d'étiement horizontale (photo 1, pl. VII). Aucune figure permettant de mettre en évidence la surimposition de deux surfaces, n'a été trouvée sur le terrain. Le matériel est essentiellement quartzo-feldspathique : anciennes granulites et intrusifs filoniens pré-tectoniques à petit grenat rose synchrone de la déformation.

L'échantillon IB1257 présente une foliation mylonitique très marquée et portant une linéation définie par des amas de biotite microcristalline mordorée. Une alternance de rubans de quartz, de lits micacés et de niveaux plus feldspathiques définit un rubanement très fin. Des cisaillements soulignés par la biotite font un angle très faible avec la foliation (voir Fig. 39 et photo 2, pl. VII).

Les rubans de quartz sont du type RII.3 de Boullier et Bouchez (1978) ou du type Platten-quartz ; leur épaisseur moyenne est de 0,1 mm tandis que les cristaux de quartz qui le composent ont un rapport de forme de 1/3 environ. Ils ont une OPR nette. Les niveaux feldspathiques sont à grain plus fin (0,05 mm) et contiennent aussi en quantité moindre de la biotite et du quartz. Aucune relique de mésoperthite n'a résisté à la

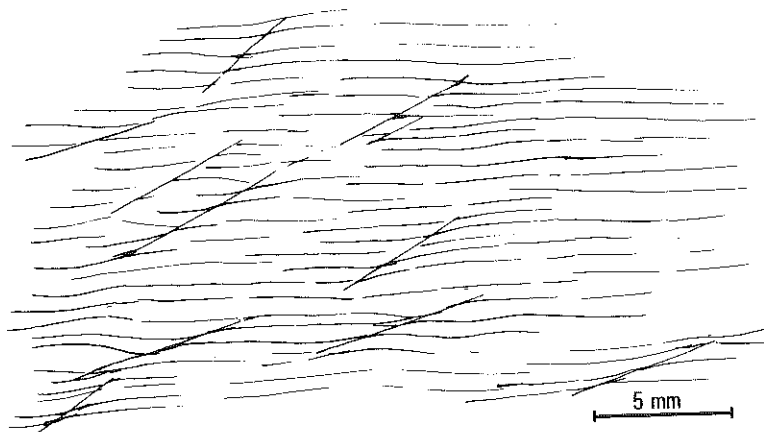


Figure 39 - Schématisation des structures de "clivage en extension" (Platt et Vissers, 1980) dans l'échantillon IB1157 : ce sont des cisaillements faisant un angle inférieur à 45° avec la foliation.

recristallisation (déformation) et tous les feldspaths forment une mosaïque équante polygonale. Des petits cristaux d'apatite (0,04 mm) sont dispersés en chapelets dans la foliation. Des zircons métamictes bruns et arrondis sont le seul souvenir restant des granulites originelles.

#### 4 - ZONE MYLONITIQUE B DE L'OUED-TADELOK

En continuant la coupe vers l'Ouest, j'ai trouvé une zone de déformation interne de l'U.G.I. où deux surfaces rétro-morphiques se surimposent, la première étant subhorizontale (photo 3, pl. VII). La présence de migmatites à foliation subhorizontale et de plan axial de plis isoclinaux déformant les mobilisats (Fig. 40) permet de préciser que la déformation  $D_1$  s'est faite dans des conditions chaudes, la surface  $S_{G1}$  étant par ailleurs définie par des micas blancs dans un niveau de quartzites phylliteux. N'ayant pas observé de relation d'intersection entre les filons doléritiques pré-pan-africains et cette surface rétro-morphique sur le terrain, je ne peux pas affirmer que cette foliation soit pan-africaine. Mais, on peut le supposer étant donné l'individualisation pétrographique, métamorphique et structurale de cet ensemble, par rapport aux roches composant l'U.G.I. et son analogie avec les quartzites à muscovite de la bande de l'évêque. Des ensembles similaires migmatites + quartzites phylliteux ont été observés aussi à la Gara Timalaïn (terminaison sud des granulites de l'Adrar Bezeg) et au contact est de l'U.G.I. à la latitude  $19^{\circ}18' N$  (voir Fig. 48). La géométrie exacte de la déformation  $D_1$  est inconnue.

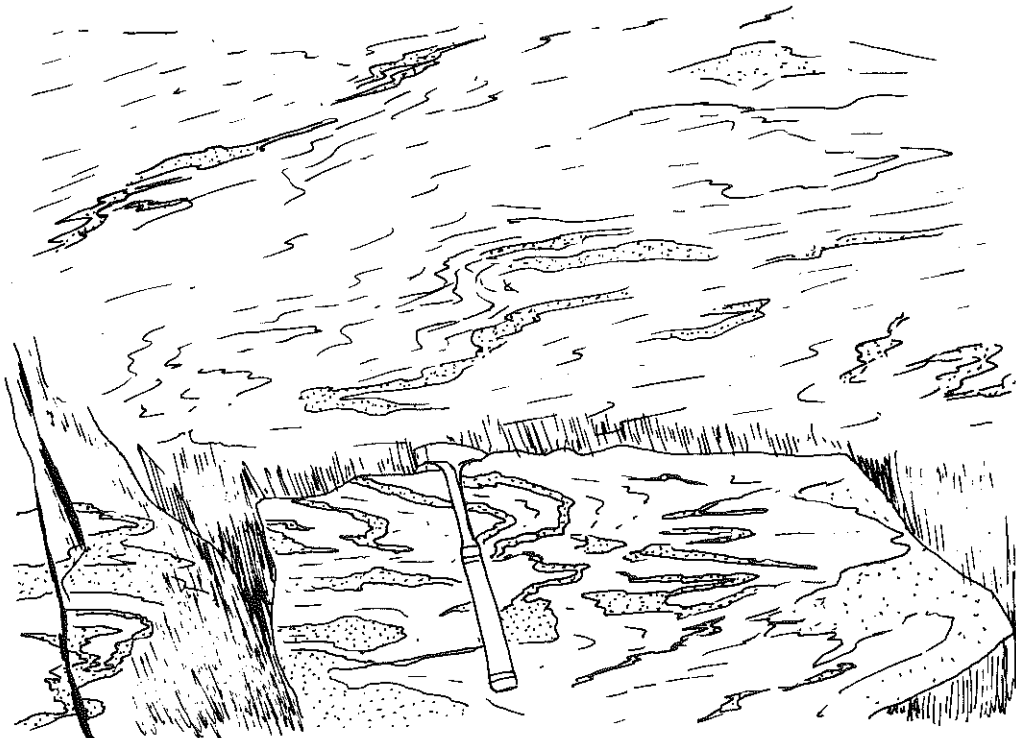


Figure 40 - Dessin d'après photographie des migmatites horizontales de l'Oued Tadelok. Noter les plis isoclinaux affectant les mobilisats (pointillés).

Dans cette zone mylonitique de l'Oued Tadelok, une deuxième foliation  $S_{G2}$ , de plan axial de plis droits, affecte la surface  $S_{G1}$ . L'intersection de  $S_{G1}$  et  $S_{G2}$  donne une linéation dont le faible pendage indique un ennoyage au Sud des structures (10 à 20°). La surface  $S_{G2}$  n'apparaît qu'irrégulièrement ; plus à l'Ouest, elle seule affecte les gneiss rubanés alcalins : le rubanement éburnéen est alors plissé,  $S_{G2}$  étant plan axial de ces plis (Fig. 41 et photo 6, pl. VII).

Les structures microscopiques liées à cette zone de déformation sont décrites dans un quartzite phylliteux (IB1261) et dans un gneiss migmatitique (IB1263), tous deux affectés par  $D_1$  et  $D_2$  (photos 3-5, pl. VII).

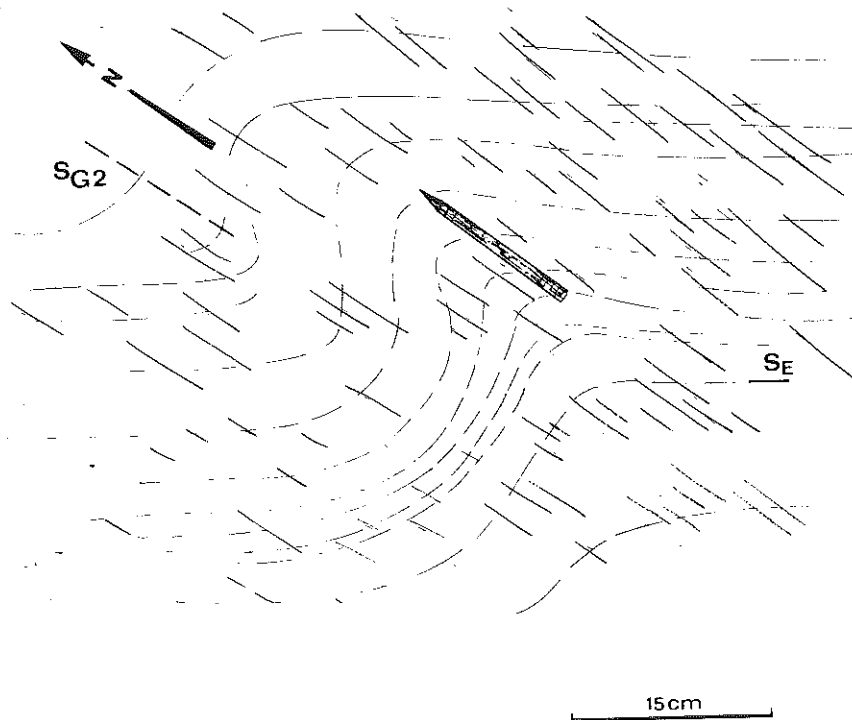


Figure 41 - Dessin d'après photographie d'un pli  $P_2$  accompagné d'une schistosité verticale  $S_{G2}$  affectant le rubanement granulitique  $S_E$ . Vue en plan, le crayon donnant l'échelle

IB1261. Quartzite phylliteux ( $D_1 + D_2$ , photo 4, pl. VII). Dans cet échantillon  $S_{G1}$  est subhorizontale et définie par la disposition des muscovites et des oxydes. La deuxième surface  $S_{G2}$  est subverticale, peut devenir prédominante et oblitérer entièrement la sur-

face  $S_{G1}$ . Les plages de muscovite sont bien orientées dans  $S_{G2}$  qui constitue le plan de débit principal de la roche. Dans une lame perpendiculaire à  $S_{G1}$  et  $S_{G2}$ , le quartz est en cristaux de taille irrégulière (moyenne 0,5 mm environ), de forme grossièrement polygonale et présentant parfois des sous-joints prismatiques. Ils contiennent quelques aiguilles de rutile et l'orientation préférentielle des axes C est bonne (maximum voisin de la normale à la linéation d'intersection  $S_{G1} \cap S_{G2}$  dans  $S_{G2}$ ) mais ne permet pas de déterminer l'existence d'une déformation par cisaillement.

IB1263. Gneiss migmatique schistosé ( $D_1 + D_2$ ). Dans ce gneiss migmatitique, la foliation  $S_{G1}$  est définie par des mobilisats quartzo-feldspathiques subhorizontaux et la foliation  $S_{G2}$  subverticale est soulignée par de la biotite brun vert (photos 3 et 5, Pl. VII).

Dans les veines, des feldspaths méso-perthitiques et anti-perthitiques centimétriques sont reconnaissables. Ils recristallisent en bordure en une mosaïque de petits cristaux polygonaux (0,05 mm environ). D'autre part les contours des feldspaths sont fréquemment rongés par des myrmékites non déformées. Le quartz est aussi en mosaïque équante polygonale (0,1 mm environ) et contient quelques aiguilles de rutile). Son orientation préférentielle de réseau est moyenne.

La biotite brun vert qui définit  $S_{G2}$ , s'y développe de façon syn- à tardi-tectonique. Des minéraux opaques lui sont associés de même que les zircons arrondis et brunâtres. Localement, à la faveur de fissures, la biotite est chloritisée et de la muscovite et de la calcite se développent statiquement.

En ce qui concerne la foliation  $S_{G2}$ , cette zone de déformation se rapproche de la bande de l'évêque : la microstructure du quartz est identique dans le gneiss et le quartzite et voisine de celle observée dans le quartzite IB1251 et le granite IB1245 décrits précédemment. Il en est de même des minéraux de métamorphisme. La taille des cristaux de quartz est cependant supérieure (0,5 mm au lieu de 0,25 mm) ce qui suggère éventuellement une déformation sous contrainte plus faible.

## C - PARTIE SUD DE L'U.G.I.

Le Sud de l'U.G.I. a été moins étudié que le Nord, car plus difficilement accessible. Il semble qu'en moyenne, ce secteur soit moins déformé; cependant, certaines zones de déformation ont été reconnues : l'une à l'Ouest de la diorite de l'Oued In Afara (vieille piste Kidal-Tin Zaouatene), l'autre correspondant au synclinal de série sédimentaire discordante.

### 1 - CONTACT OUEST DE LA DIORITE DE L'OUED IN AFARA

Les observations ont été faites par J.M.Bertrand et A.Ploquin en 1980. Les granulites sont mylonitiques à foliation rétro-morphique ( $S_{G1}$  ou

$S_{G2}$  ) orientée 10E30 et portant une linéation d'étirement subhorizontale. Cette foliation rétomorphique est définie par de l'amphibole verte et de la biotite microcristalline. Elle est recoupée par des zones de cisaillement dextres verticales plus froides (chlorite), orientées N10. Le contact de la diorite et sa fluidalité magmatique sont concordants avec la foliation mylonitique des granulites ; la diorite serait donc tardi-tectonique. La foliation  $S_{G1}$  (ou  $S_{G2}$  ) tourne cartographiquement au Nord et devient N60 verticale. Cette zone de déformation se poursuit probablement au Sud, le long du contact oriental du granite de l'ancienne piste de Rahrous (Fig. 45, carte hors texte). Son attribution à  $D_1$  ou  $D_2$  est problématique. Le pendage faible de la foliation serait plutôt compatible avec  $S_{G1}$  mais les microstructures tant de gneiss que de la diorite correspondent davantage à celles de  $D_2$ .

## 2 - DEFORMATION DE LA SERIE DISCORDANTE SUR L'U.G.I.

La structure d'ensemble est un synclinal monophasé faillé à l'Est et accompagné d'une schistosité ou foliation de plan axial à pendage raide vers l'Est indiquant ainsi un léger déversement vers l'Ouest. Sur le flanc ouest du synclinal, où la discordance a été observée la foliation est sub-parallèle au litage  $S_{M0}$  des conglomérats et quartzites de la base de la série. Des mesures de galets et éléments déformés ont été effectuées par I. Davison (1980, p. 81) et par moi-même (voir Fig. 42 et tableau V) :

	$A = X/Y$	$B = Y/Z$	$K = \frac{A - 1}{B - 1}$
I. Davison 1980	1.30	1.14	2.
	1.00	1.50	0.
	1.30	1.10	2.7
	1.50	1.49	1.01
cette étude	2.24	2.04	1.19 IB137 (Fig. 43 )
	1.59	2.2	1.59 IB504
	1.66	1.84	0.79 IB503

Tableau 5 - Mesure de la déformation et paramètre de Flinn (K) dans les conglomérats de la base de la série discordante sur l'U.G.I.

La couverture sédimentaire de l'U.G.I. a donc subi une déformation pan-africaine d'intensité moyenne caractérisée par une valeur de K très variable voisine de 1.

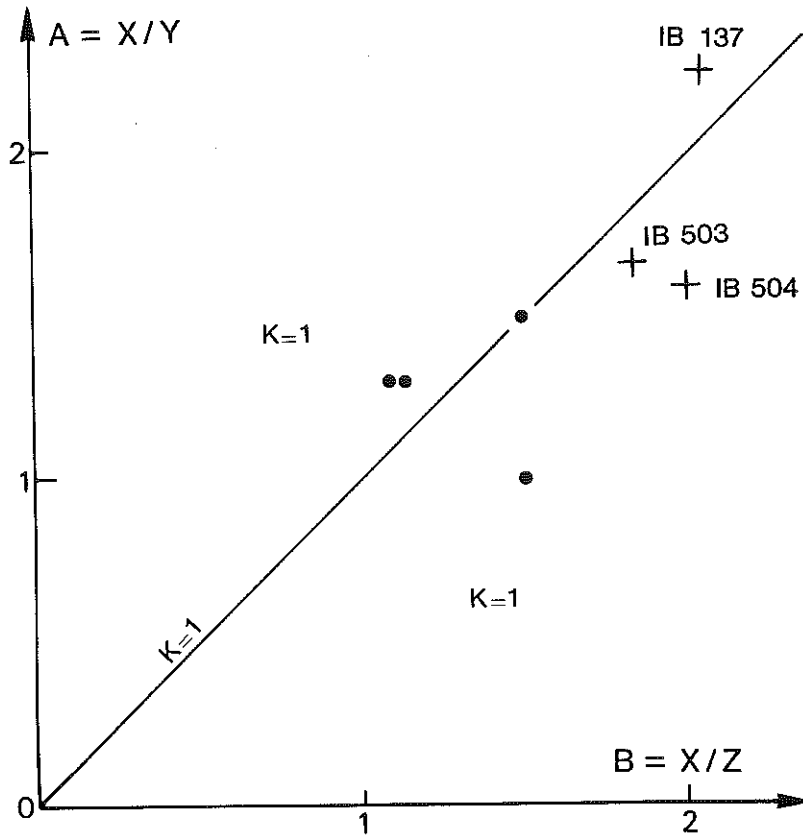


Figure 42 - Diagramme de Flinn montrant la répartition des échantillons de microconglomérats du synclinal discordant sur l'U.G.I., à proximité de la droite  $K = 1$  (déformation plane) + : cette étude ; mesures de Davison (1980).

La superposition des structures  $S_{MO}$  (plan de stratification) et  $S_{M1}$  (schistosité-foliation) est très nette au coeur du synclinal dans les silts et grès calcaireux; les premiers en particulier montrent une schistosité de flux (photo 2, pl. VIII) subverticale.

Les structures microscopiques liées à la déformation de cette série discordante sont décrites dans une arkose conglomératique de la base (IB137, photo 3, pl. VIII) et dans un silt (IC139, photo 2, pl. VIII).

IB137. Arkose conglomératique. Cette roche située à 2 km à l'Est de la diorite pan-africaine de l'Oued Afara, contient presque tous les éléments constitutifs de la charnockite sur laquelle elle repose en discordance (quartz à aiguilles de rutile, méso-perthite, rutile, zircon, apatite) dans une matrice quartzo-feldspathique phylliteuse à muscovite et petite biotite brune. De la tourmaline bleu vert et de la fluorine sont présentes dans un échantillon analogue (IB500). Les éléments de ce conglomérat sont déformés mais de façon hétérogène suivant leur nature : les quartz sont les plus duc-

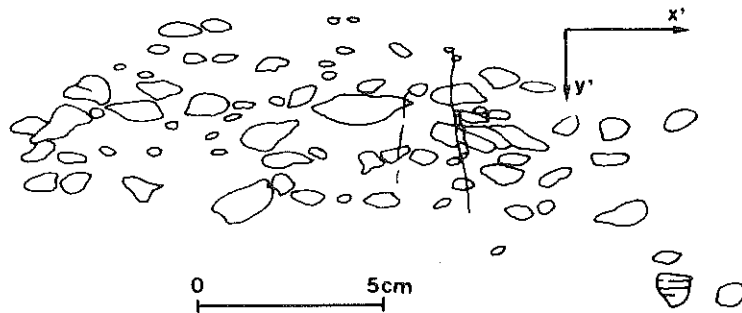
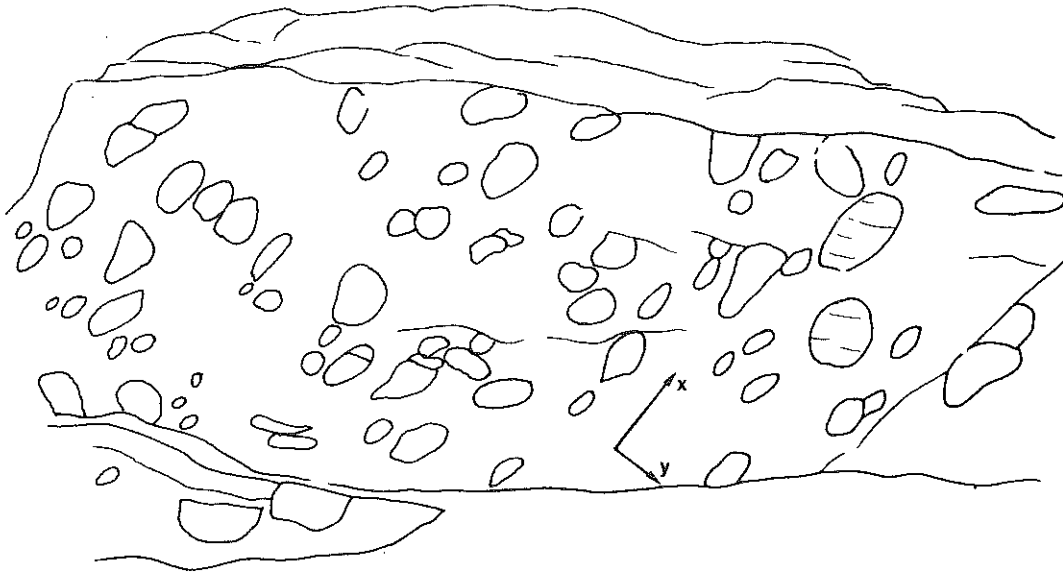


Figure 43 - Dessin d'après photographie du microconglomérat discordant sur l'U.G.I., dans un plan XY (vue vers l'Ouest) et dans un plan proche de XZ (projection X'Z'). Cet affleurement correspond à l'échantillon IB137 (voir diagramme de la figure 42 et photo VIII.1.3).

tiles bien que des différences d'orientation de réseau conduisent à des aptitudes différentes à se déformer suivant un phénomène déjà décrit par Bouchez (1977) et Marjoribanks (1976). Les grains de quartz se déforment plastiquement entraînant un tronçonnement des aiguilles de rutile incluses dans le réseau. Ils ont une extinction onduleuse et présentent des sous-grains de 0,05 mm environ. Ils recristallisent partiellement en une mosaïque de grains polygonaux (0,1 mm environ) et dans de très nombreux cas, les aiguilles de rutile traversent les limites de grains sans déplacement ni rotation notable. Les feldspaths ont davantage tendance à se fracturer ; des petits cristaux limpides de feldspath (albite ) apparaissent dans les fractures, accompagnés par des petites

correspondraient à des déplacements relatifs de différents blocs en forme de gouge (Fig. 44). Ce type de cisaillements a été décrit également dans le Limpopo par M.C. Coward (1980).

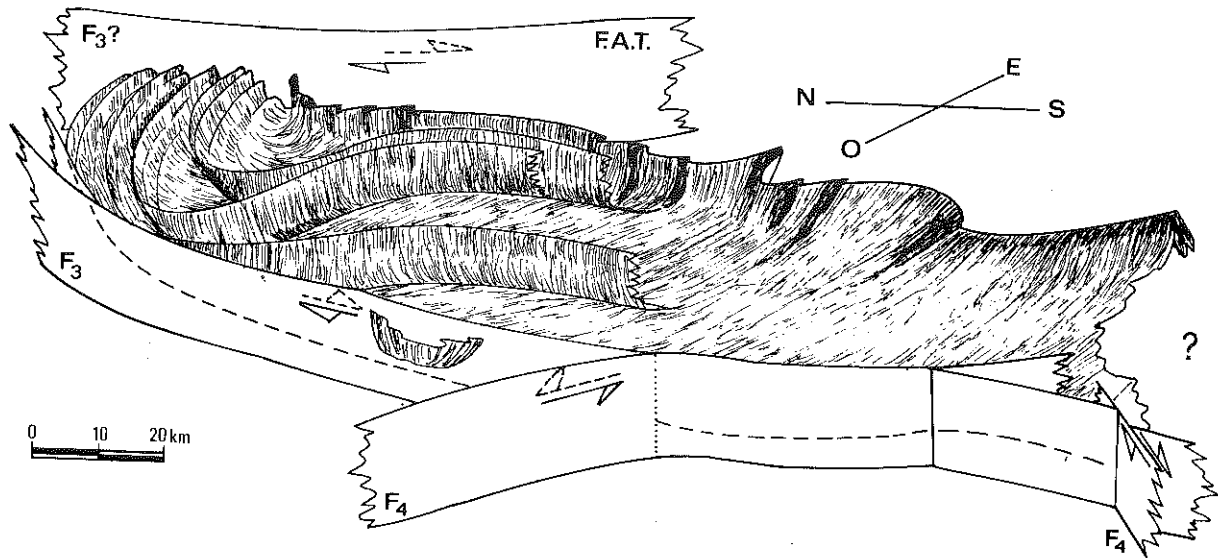


Figure 44 - Bloc diagramme interprétatif représentant l'U.G.I. et la géométrie supposée des zones mylonitiques externes et internes (Boullier, 1979).  
F.A.T. Faille d'Andjour Tamaradant.

### III - LE SECTEUR EST ET NORD-EST (Feuille Tin Zaouatène)

C'est dans ce secteur qu'a été démontrée la continuité cartographique entre l'U.G.I. et le môle In Ouzzal (mission 1978) que j'appellerai "unité granulitique d'In Ouzzal" pour ne pas associer à son nom une signification tectonique quelconque. Trois grands ensembles ont été reconnus : les granulites formant une grande virgation reliant les deux unités, l'assemblage kidalien occupant le centre de cette virgation et enfin un ensemble métasédimentaire formant des chaînons NNE-SSW entre l'U.G. d'In Ouzzal et la faille de l'Adrar (voir Fig. 45, hors texte). Les relations structurales entre ces trois ensembles sont représentées sur les coupes semi-interprétatives de la figure 46.



## A - DEFORMATION D1 - D2 DANS LES GRANULITES

Pour des raisons de clarté et de logique de l'exposé, je traiterai séparément la bordure mylonitique orientale de l'U.G.Iforas et la terminaison sud de l'U.G.In Ouzzal.

### 1 - BORDURE ORIENTALE DE L'U.G.I.

#### a) Structures de terrain

La caractéristique essentielle de cette bordure est l'attitude verticale N-S moyenne de la foliation mylonitique dont l'orientation et le pendage changent vers le Sud, le pendage étant cependant toujours vers le secteur ouest (feuille de Tin Essako). Les structures sont très complexes car aux phases précoces se surimposent des déformations plus tardives liées à la faille Andjour-Tamaradant.

Coupe de l'Oued Arharhar (coupe 4, Fig. 46)

Au niveau de l'Oued Arharhar l'épaisseur de la zone déformée atteint quatre kilomètres. La déformation est hétérogène le long de la coupe et se traduit par une foliation à fort pendage vers l'Ouest portant une linéation d'attitude variable (voir Fig. 47). Cette foliation est reprise par des plis à axe plongeant et par des plis en crochons, ces derniers étant probablement en relation avec la faille Andjour-Tamaradant (phase D<sub>3</sub> de I. Davison, 1980). Le matériel mylonitisé est très varié : charnockites, métasédiments granulitiques, gneiss plagioclasiques, norites et roches ultrabasiques, filons de microgranite et dolérite pré-tectoniques. Les roches ultrabasiques, transformées en talc- et chlorito-schistes ("soapstones") sont particulièrement abondantes le long du synforme de quartzites bréchiques, marbres et schistes, qui se trouve pincé entre les granulites mylonitiques et la faille d'Andjour-Tamaradant. Le granite Tassedrak (voir coupe 4, Fig. 46) dont la disposition des enclaves légèrement aplaties et de la fluidalité planaire suggère une forme en diapir ("ballooning granite"), recoupe les mylonites.

Coupe à la latitude 19°18'N (coupe 6, Fig. 46)

Là encore l'épaisseur de la zone déformée est considérable (5 km) du fait de la convergence de zones de déformation interne de l'U.G.I. avec la bordure mylonitique des granulites; cette coupe peut être divisée en plusieurs segments (coupe Fig. 48) :

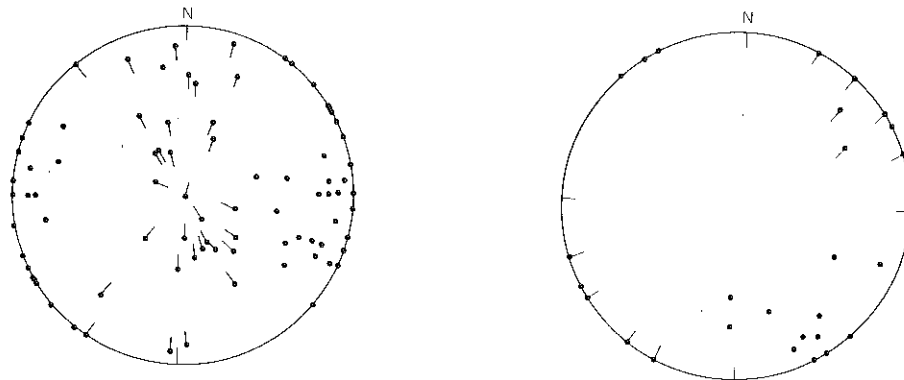


Figure 47 - Projection stéréographique des foliations  $S_{G1}$  et linéations d'étirement  $l_{G1}$  sur la bordure Est de l'U.G.I., au Sud et au Nord du parallèle  $19^{\circ}40'N$ .

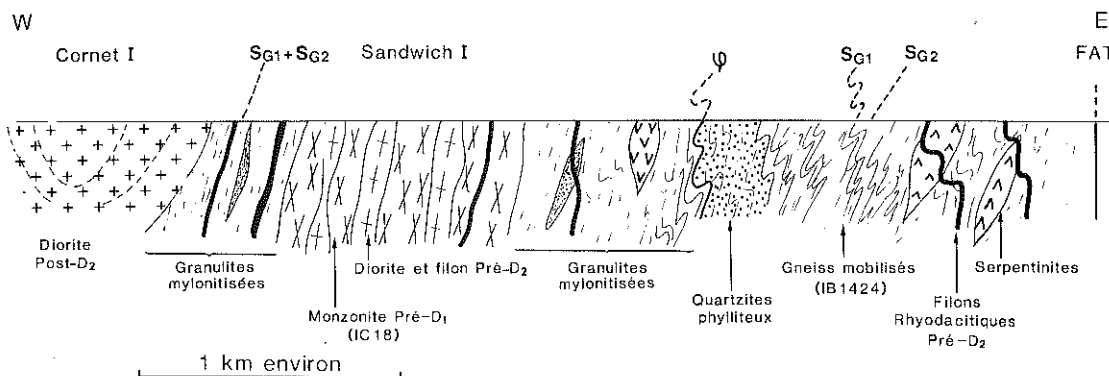


Figure 48 - Coupe schématique de la bordure orientale de l'U.G.I. au niveau du parallèle  $19^{\circ}18'N$ .

- le plus occidental affecte des gneiss rubanés alcalins, des quartzites calcaireux, des gneiss plagioclasiques et des filons granitiques et doléritiques pré-tectoniques qui sont mylonitisés intensément (foliation à fort pendage vers l'Ouest et linéation d'étirement d'attitude variable). Ces mylonites sont recoupées par une diorite à structure concentrique et à pendage interne (baptisée "Cornet II" par J.M.Bertrand et A.Ploquin) dans laquelle persistent des panneaux de mylonites verticales N-S ;

- le segment central de la coupe est essentiellement constitué d'intrusifs complexes (Sandwich I de J.M.Bertrand et A.Ploquin). Des gneiss oillés monzonitiques, probablement éburnéens, sont déformés en même temps

que les granulites dans lesquelles ils sont intrusifs. Ils sont recoupés par un cortège filonien aplitique et par une diorite en lames verticales N-S, pré- ou syn-tectonique de la phase  $D_2$ . La déformation de ce segment de la coupe est très hétérogène : des panneaux entiers de granulites ont été préservés tant au point de vue structure que paragenèses granulitiques (quartzites à orthopyroxène), au sein de roches complètement rétro-morphosées et mylonitisées, dont la déformation augmente vers l'Est. La foliation est subverticale et porte une linéation d'étirement à plongement fort (Fig. 46, hors texte).

- le segment oriental débute par des quartzites phylliteux à foliation très marquée et par des gneiss mobilisés au moins biphasés : une première foliation soulignée par des mobilisats leucocrates concordants est affectée de plis isoclinaux serrés dont le plan axial pend à l'Ouest comme la foliation des quartzites phylliteux et dont l'axe a un plongement variable. Cet ensemble n'a apparemment aucune affinité avec des granulites et je ne sais pas à quelle unité le rattacher sauf peut-être à certaines migmatites et quartzites phylliteux observés dans l'oued Tadelok (cf. page 97) et aux gneiss de la Gara Timalaïn (prolongement sud des granulites de l'Adrar Bezeg, à l'Ouest de l'U.G.I. ; voir page 142). Cet ensemble fait place ensuite à des roches ultrabasiques, serpentinisées recoupées par des filons rhyodacitiques pré-tectoniques de la deuxième phase de déformation et postérieurs à la phase majeure. Ce segment est caractérisé par l'abondance des roches ultrabasiques qui forment des massifs larges de 500 m à 1 km, allongés et boudinés dans  $S_{G1}$  parallèlement à la bordure mylonitique de l'U.G.I. Ces roches ultrabasiques seraient intrusives dans les granulites soit pré-tectoniques par rapport à toute déformation pan-africaine, soit éburnéennes.

Cette coupe correspond au point de convergence d'une grande zone de déformation  $D_2$  interne et de la bordure Est de l'U.G.I.  $D_1$  et  $D_2$  s'y superposent donc. Je pense que  $D_1$  ( $S_{G1}$ ) est surtout exprimée dans le segment oriental de cette coupe, tandis que c'est essentiellement  $S_{G2}$  qui est exprimée dans les secteurs occidental et central.

Toutes les structures de deuxième phase, visibles sur le terrain (plis essentiellement) dans le segment oriental de la coupe indiquent un déversement vers l'Est et une remontée des granulites par rapport au compartiment oriental. Ainsi l'unité de quartzites phylliteux et de gneiss mobilisés qui a des affinités apparentes avec les roches semblables décrites dans l'Oued Tadelok (cf. page 97) est actuellement située géométriquement sous les granulites. La continuité des structures de la coupe de l'Oued Arharhar et de la virgation (cf. Boullier et al., 1978 et coupes de la figure 46) m'ont conduite à interpréter l'unité de granulites et roches ultrabasiques comme un synclinal de phase 2, déversé à l'Est et tronqué par la faille d'Andjour-Tamaradant (voir coupe DD' de la Fig. 46).

Des lentilles de marbres parfois très mylonitiques sont pincées dans cette faille au-delà de laquelle on retrouve des granulites peu déformées appartenant au prolongement méridional de l'U.G.I. en Ouzzal.

## b) Structures microscopiques

Afin de décrire les structures microscopiques associées à la bordure

mylonitique de l'U.G.I., j'ai choisi quelques échantillons caractéristiques:

- une charnockite (N87.2), sur la coupe de l'Oued Arharhar, présentant la foliation  $S_{G1}$ , mais prélevée en un point où  $D_2$  est présente.
- la monzonite quartzique foliée du Sandwich I (IC18) ayant subi  $D_2$  essentiellement (coupe à la latitude  $19^{\circ}18'N$ ).
- un filon pré-tectonique de la phase  $D_2$  (IB28), de nature micro-granitique porphyrique (même coupe que précédente).
- un orthogneiss (IB1424) associé aux gneiss migmatisés et aux quartzites phylliteux ayant subi  $D_1$  et  $D_2$  (même coupe que précédentes).

**N87.2.** Charnockite mylonitique ( $D_1$ , photo 4, pl. VIII). La foliation de cette charnockite mylonitique est définie par des rubans de quartz de 0,1 à 1 mm d'épaisseur, polycristallins, de type intermédiaire entre II.3 et II.4 (Boullier et Bouchez, 1978) : ces rubans sont formés de platten-quartz à extinction légèrement onduleuse et sous-structure prismatique, qui recristallisent partiellement en cristaux équants (0,1 mm). Les feldspaths mésoperthitiques sont à peine reconnaissables car transformés en microcline; ils constituent des "yeux" dans une mosaïque de petits cristaux (0,05 mm) de microcline seul ou mélangé à du quartz et de la biotite brun sombre en cristaux de même taille. Les ferro-magnésiens sont essentiellement représentés par une hornblende vert sombre pré- à syn-tectonique et par une biotite brun sombre en petites plages cicatrisant les cassures des plus gros cristaux de hornblende ou dispersés dans la foliation. Des zircons prismatiques et alors tronçonnés, ou bien arrondis sont disposés préférentiellement dans les niveaux de ferro-magnésiens de même que l'ilménite entourée d'un liseré de leucoxène, et de l'apatite nuageuse entourée d'un liseré d'épidote rouge pléochroïque. Les inclusions fluides sont très petites et nombreuses dans le quartz : elles sont soit de forme régulière et pluriphasées ( $H_2O$  liq +  $CO_2$  liq +  $CO_2$  vap + cube sol.), soit de forme irrégulière et à contenu non reconnaissable.

**IC18.** Orthogneiss monzonitique ( $D_2$ , photo 6, pl. VIII). Cet échantillon représente un faciès moyennement déformé de l'orthogneiss leucocrate, rose, intrusif dans les granulites ; le grain de la roche reste en effet grossier ; les feldspaths alcalins forment des yeux contournés par la foliation soulignée par quelques ferro-magnésiens.

Ces yeux feldspathiques sont constitués de grands microclines mâclés (Karlsbad) et perthitiques, qui recristallisent en bordure en une mosaïque de cristaux équants (environ 0,15 mm) de microcline, oligoclase et de quartz présentant des points triples à  $120^{\circ}$ . Les myrmékites sont fréquentes à la limite des feldspaths. Le quartz forme des lentilles aplaties ou des rubans dans les faciès les plus déformés, de type polycristallins (II.4 dans IC18, II.3 ou platten-quartz dans les roches plus déformées); les cristaux de quartz ont une extinction onduleuse et montre une sous-structure prismatique à laquelle correspond un début de recristallisation en grains équants (environ 0,05 mm). Les plagioclases (oligoclase) persistent rarement à l'état de clastes ; ils sont alors zonés (zonation simple inverse). Ils accompagnent plus généralement le microcline dans les inter-rubans feldspathiques.

Les ferro-magnésiens sont peu abondants et représentés par une amphibole vert bouteille pré-tectonique et par une biotite brun sombre qui cicatrise les fractures de l'amphibole et dont les petites plages sont aplaties dans la foliation. Les minéraux accessoires (zircon, allanite, sphère souvent associé à l'ilménite, apatite) se trouvent dans les lits de ferro-magnésiens.

Les inclusions fluides dans le quartz sont de deux types :

- noires et de forme irrégulière dans les joints de grains ;
- biphasées ( $H_2C$  liq +  $H_2O$  vap) et de forme régulière en trainées.

Dans un échantillon plus déformé prélevé au même endroit (IB27) le quartz contient parfois aussi de fines aiguilles de rutile, tronçonnées et disposées parallèlement à la linéation d'étirement. Un autre échantillon (Q27.1) contient de la fluorine. Ce granite présente donc des analogies certaines avec les granitoïdes alcalins éburnéens.

IB28. Microgranite porphyroïde ( $D_2$ ). Ce filon est pré-tectonique de la phase  $D_2$  : les phénocristaux sont des microclines perthitiques et des oligoclases (photo 5, pl.VIII) de forme globuleuse à subautomorphe et moulés par la foliation post-magmatique. Cette dernière est définie par des rubans de quartz très minces (moins de 0,1 mm) et de type II.3 (Boullier et Bouchez, 1978), c'est-à-dire à Platten-quartz. Les cristaux de quartz à l'intérieur des rubans ont une extinction onduleuse et une orientation préférentielle de réseau assez forte (axes C dans la foliation et perpendiculaires à la linéation d'étirement, donc en Y).

Le fond microcristallin est constitué de quartz, feldspaths, biotite brun vert microcristalline disposée parallèlement à la foliation, muscovite, minéraux opaques, zircons, allanite ; la taille moyenne des cristaux y est de 0,03 mm environ. Les grains de quartz de la matrice semblent avoir la même orientation préférentielle de réseau que ceux des rubans (axes C en Y).

La foliation tourne autour des phénocristaux de feldspath mais de façon dissymétrique ; aussi en ai-je déduit un sens de rotation des cristaux qui peut être relié au sens de cisaillement général dans la roche (voir Fig. 49). Ce dernier correspond à une remontée du compartiment occidental vers l'Est (linéation  $l_2$  d'étirement verticale) ; il est donc conforme aux observations de terrain.

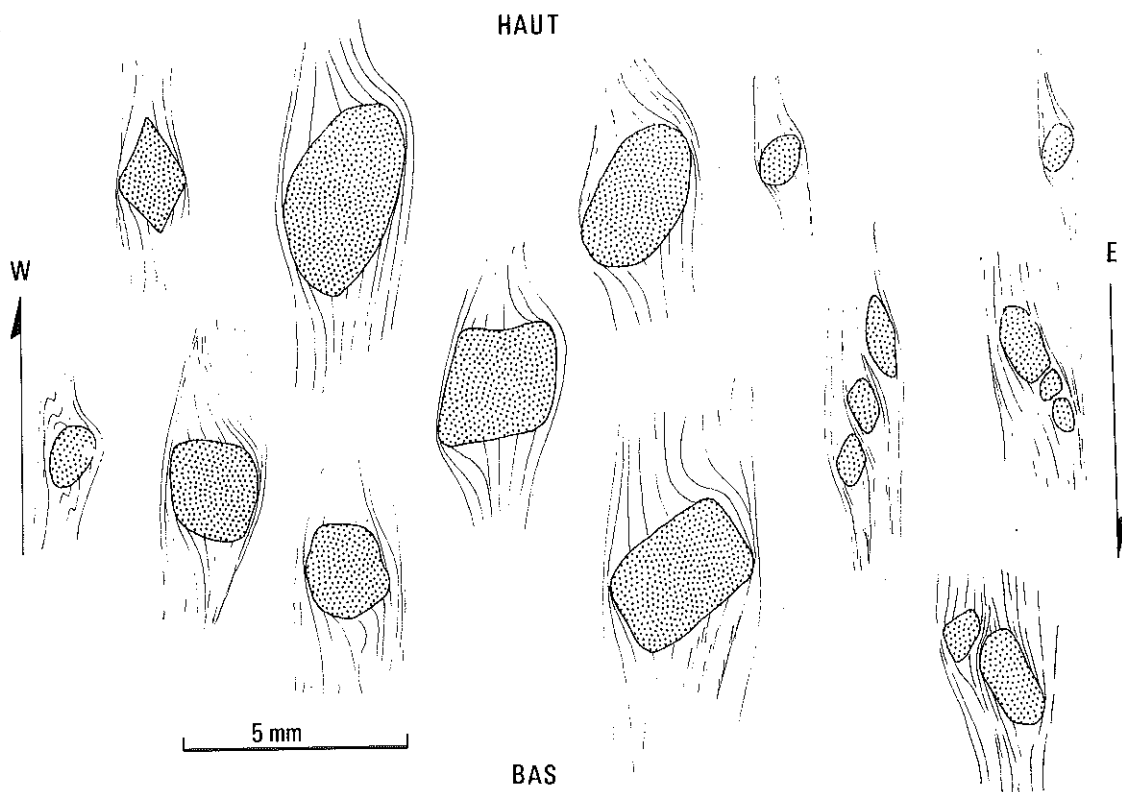


Figure 49 - Rotation des phénocristaux de feldspath (pointillés) dans le microgranite porphyroïde folié IB28. Les traits indiquent l'orientation des biotites dans la matrice microcristalline. Le sens de rotation déduit est largement inspiré des résultats de Malavieille et al.

IB1424. Orthogneiss ( $D_1 + D_2$ ). Cet échantillon d'orthogneiss appartient à l'ensemble de gneiss mobilisés et de quartzites phylliteux (biotite + muscovite) situé géométriquement sous les granulites reconnaissables et sur l'unité de roches ultrabasiques, et dans lequel une foliation  $S_{G1}$  est replissée par la deuxième phase ( $D_2$ ). La foliation  $S_{G2}$ , plan axial des plis, est le débit principal des roches de cet ensemble. L'échantillon IB1424 présente des grands feldspaths alcalins (microcline) perthitiques, et des plagioclases (An20), d'environ 1 cm x 0,7 cm, entourés de myrmékites et d'une mosaïque équante (50 microns) de microcline, plagioclase et quartz, étirée dans  $S_{G2}$ . Lorsque les "yeux" de feldspath sont entièrement remplacés par cette mosaïque, il s'y mélange des petits cristaux de biotite syntectonique, des zircons, de l'allanite, de l'apatite, des minéraux opaques, ces minéraux se retrouvant par ailleurs en amas associés à un minéral opaque. Le quartz se présente en lentilles aplaties (lame YZ) ou en rubans (lame XZ), polycristallins, dans lesquels les cristaux ont une taille moyenne de 0,5 mm et sont légèrement allongés parallèlement à la foliation  $S_{G2}$ , comme la biotite syntectonique. Les cristaux de quartz ont une extinction onduleuse se traduisant parfois par une sous-structure prismatique, et contiennent de nombreuses inclusions de rutile en aiguilles tronçonnées ou tordues.

L'altération de la roche se traduit par la chloritisation locale de la biotite et par l'apparition de séricite dans les feldspaths.

### c) Conclusions

Sur la bordure Est de l'U.G.I., la déformation  $D_1$  est caractérisée par des structures de recuit (platten-quartz, recristallisation des feldspaths en mosaïque de grains équants présentant des points triples à  $120^\circ$ ). Au cours de la déformation  $D_2$ , les structures précédentes sont détruites; les platten-quartz ont une extinction onduleuse, présentent des sous-joints évoluant en une recristallisation dynamique (apparition de nouveaux grains) sans migration secondaire des joints de grains. Par conséquent, il y a peu de recuit après  $D_2$ .

Il semble donc que la déformation  $D_2$  se soit effectuée dans des conditions de température inférieures à celles de  $D_1$ , mais restant cependant celles du faciès amphibolite; en effet, dans les deux cas, la biotite brune est stable et le plagioclase présent est une andésine dans les roches basiques non décrites ici, et un oligoclase dans les autres types de roches.

## 2 - VIRGATION ENTRE L'U.G.I. IFORAS ET L'U.G. IN OUZZAL

### a) Observations de terrain

Cette virgation constitue une bande de 9 km à 500 m de largeur, dans laquelle la rétro-morphose dynamique des granulites est hétérogène surtout

là où la largeur est maximale. Deux ensembles peuvent être distingués : le premier est constitué de gneiss alcalins, de charnockites, de méta-sédiments granulitiques (quartzites essentiellement), de filons doléritiques pré-tectoniques et d'un massif de gabbro leucocrate ; il forme la bande interne de la virgation. Le deuxième ensemble est composé des mêmes roches mais envahies de roches ultrabasiques transformées en talcschistes ; il forme la bande extérieure de la virgation et peut être rapproché de la bordure mylonitique orientale de l'U.G.Iforas. Ce deuxième ensemble n'a pas été observé au Nord de l'Oued Assak (19°40'N).

La virgation se caractérise par une foliation mylonitique post-granulitique  $S_{G1}$  très marquée sur la bordure interne, au contact de l'assemblage kidalien, et n'apparaissant qu'irrégulièrement au milieu de la virgation en ménageant ainsi des zones moins déformées. Cette foliation  $S_{G1}$  est reprise par une phase de plissement  $D_2$  qui plisse la bordure interne de la virgation (Sud et Nord de la piste Bourhessa-Tin Zaouatène ; coeur de la virgation au Sud de l'Emaharies ou Escargot) ; au milieu de la virgation, les plis  $P_2$  sont généralement déversés vers le Nord ou le Nord-Ouest, et sont accompagnés d'une foliation de plan axial qui devient parfois prédominante. La superposition  $S_{G1}$  et  $S_{G2}$  donne en général un débit en mullions qui est particulièrement net là où la piste Bourhessa - Tin Zaouatène traverse les granulites (voir Fig. 50)..

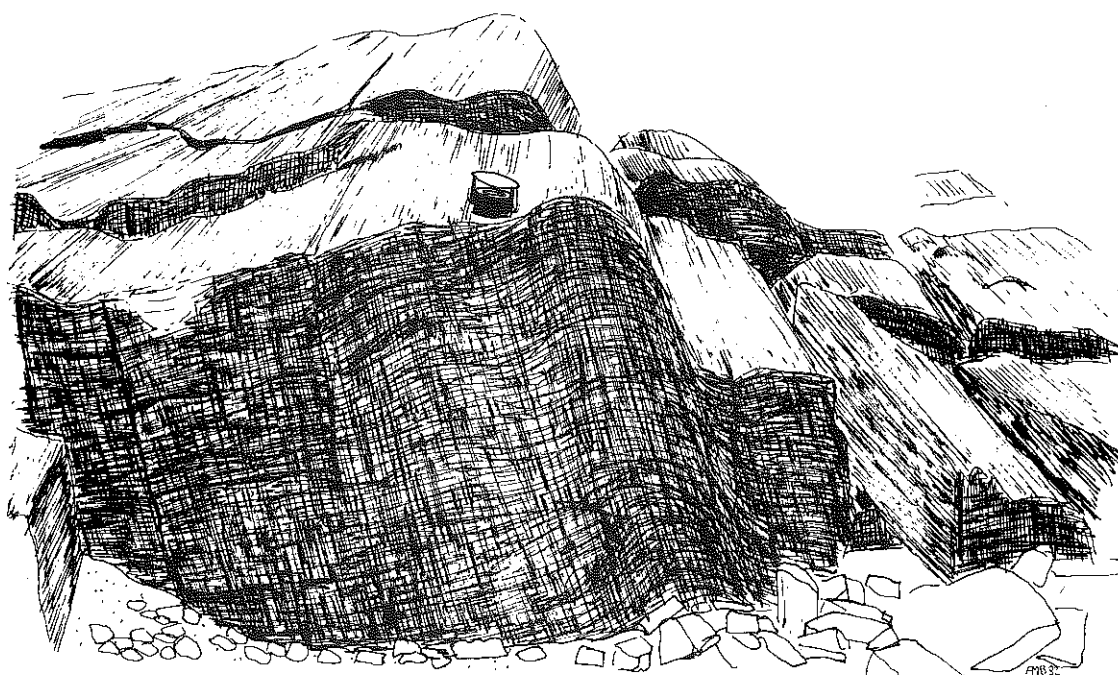


Figure 50 - Dessin d'après photographie des mylonites de granulites du prolongement sud de l'U.G.I. In Ouzal. Noter les deux surfaces  $S_{G1}$  (subhorizontale) et  $S_{G2}$  (verticale) donnant un débit en mullions horizontaux N.S. Vue vers le Nord. La loupe posée sur l'affleurement donne l'échelle (voir photo 2, pl. IX):

La virgation en elle-même correspond à une rotation des structures des phases  $D_1$  et  $D_2$  (Fig. 51) : de Nord-Sud (piste de Bourhessa - Tin Zaouatène), les mullions deviennent Est-Ouest (Sud Emaharies) tout en restant horizontaux, la foliation  $S_{G2}$  étant toujours subverticale. Si on fait abstraction de la faille d'Andjour-Tamaradant (30 km) de rejet latéral, cette virgation prolonge exactement celle du Nord de l'U.G.I.

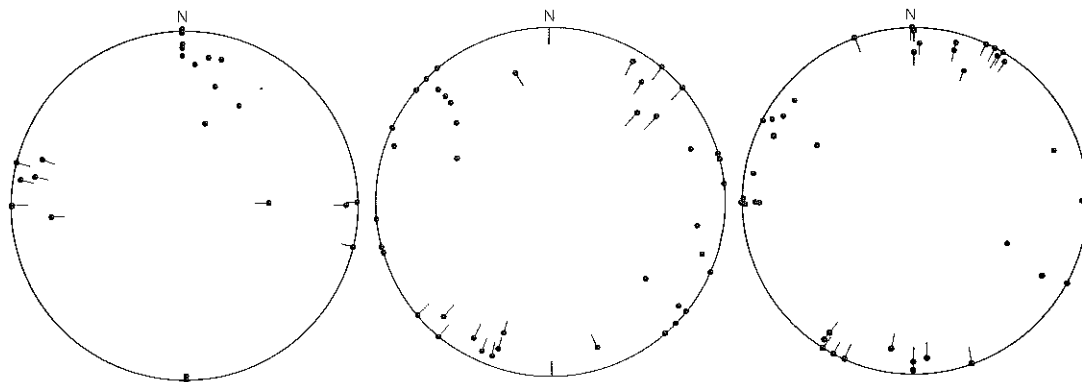


Figure 51 - Projection stéréographique des foliations  $S_{G1}$  et linéations d'étirement  $L_{G1}$  dans les granulites de la virgation entre les U.G. Iforās et In Ouzzal. A : Sud Emaharies ; B : Secteur entre les Oueds Arhārha et Ikembaren ; C : Au Nord de l'Oued Ikembaren (voir figure 45).

Les granulites de la virgation sont recoupées par plusieurs types d'intrusions (voir Fig. 45, hors texte).

- diorites et granodiorites pré-tectoniques de  $D_1$  (Nord de la piste Bourhessa - Tin Zaouatène) ;
- granites postérieurs à  $D_1$  mais antérieurs à  $D_2$  (Ibedouyen) ;
- granites postérieurs à  $D_2$  (coeur de la virgation).

Au niveau de la piste de Bourhessa - Tin Zaouatène, les granulites sont recoupées par des filons de méta-dolérites fines N-S qui seraient postérieurs à  $D_1$  mais antérieurs à  $D_2$  et par des filons de microgranites ou rhyodacites E-W postérieurs à toute déformation mais recoupés par la faille de l'Adrar.

## b) Observations microscopiques

Les échantillons choisis pour représenter les microstructures caractéristiques des déformations  $D_1$  et  $D_2$  dans les granulites de la virgation sont les suivants :



- IB303 : gneiss alcalin mylonitique et à mullions, prélevé à proximité de la piste de Bourhessa - Tin Zaouatène (photos 3-4, pl. IX);
- N62 : roche plus amphibolique que la précédente présentant une première foliation  $S_{G1}$  plissée pendant la phase  $D_2$  et prélevée au Nord de la même piste (photo 6, pl. IX);
- IB1162 : charnockite mylonitique ( $D_2$ ) provenant de la bande externe envahie par les roches ultrabasiques (photo 5, pl. IX).

**IB303.** Gneiss alcalin mylonitique à mullions ( $D_1 + D_2$ ). Cet échantillon présente un litage métamorphique subhorizontal assimilé à  $S_{G1}$ , affecté par une foliation verticale ( $S_{G2}$ ) donnant une L-tectonite (Figures 50 et 52). C'est une roche leucocrate dans

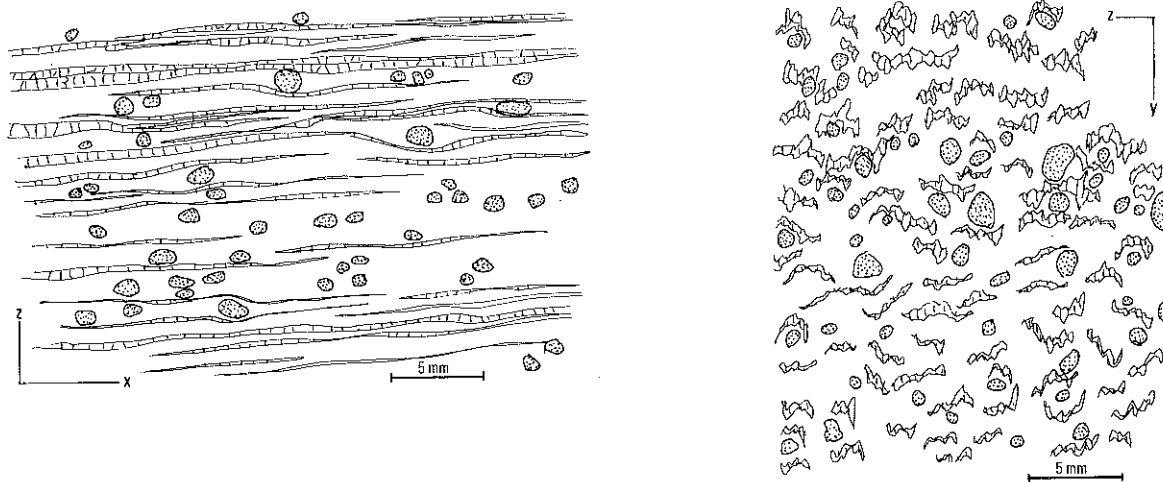


Figure 52 - Représentation schématique de l'échantillon IB303 en lame mince dans des sections XZ et ZY montrant la structure linéaire très forte (L. tectonite). Les porphyroclastes de mésoperthites sont représentés par des pointillés et les rubans de quartz par des hâchures lâches verticales, parallèle aux joints de grains.

laquelle persistent des porphyroclastes de mésoperthites arrondis à faiblement allongé (1,5 x 0,7 mm environ) dans une mosaïque de microcline, plagioclase (optiquement indéterminable) et quartz en cristaux équants (environ 0,05 mm) issus de la recristallisation dynamique des porphyroclastes. Des plagioclases (oligoclase, environ An20) existent aussi en "yeux" partiellement recristallisés mais sont très altérés (séricite et produit d'altération noirâtre, parfois clinozoisite). Dans une section XZ (parallèle à L et perpendiculaire à  $S_{G2}$ ) les quartz définissent des rubans d'épaisseur maximale 0,5 mm, en platten-quartz (RII.3 de Boullier et Bouchez, 1978), à extinction nette; les limites des rubans sont irrégulières dans le détail, les cristaux des interrubans définissant des "rentrants" dans les plaquettes de quartz. Dans une lame YZ (perpendiculaire aux mullions) ces rubans ne forment que des lentilles aplaties moulant les "yeux" feldspa-

thiques. L'observation avec la lame d'onde additionnelle indique une forte orientation préférentielle des axes C en Y. Une hornblende verte à bleu vert se développe à partir d'un ancien clinopyroxène vert pâle ;

L'amphibole est dispersée en petits cristaux (environ 0,1 mm) dans la foliation. Les minéraux accessoires pré-tectoniques sont les suivants : apatite en gros cristaux plus ou moins fracturés et recristallisés, entourés d'une auréole d'épidote brunâtre et contenant des inclusions aciculaires indéterminées, allanite, minéraux opaques (ilménite) entourés d'un liseré de leucoxène, zircons généralement prismatiques.

Les cristaux de quartz contiennent quelques inclusions fluides aqueuses à libelle mobile ainsi que des plaquettes hexagonales de 3  $\mu$  de diamètre environ qui pourraient être de l'ilménite résultant de la transformation des aiguilles de rutile.

**N62.** Gneiss amphibolique ( $D_1 + D_2$ ). Cet échantillon provient de la rive Est de l'Oued Talat Mellet ; c'est une mylonite mésocrate replissée par  $D_2$ .

Une lame mince YZ montre bien la superposition de ces deux phases de déformation (voir photo 6, Pl. IX). Là encore des clastes arrondis de mésoperthites ont résisté aux deux phases et forment des "yeux" arrondis (0,75 mm) permettant de reconnaître l'origine granulitique de la roche. Le grain moyen est fin : 0,05 mm pour les niveaux à microcline, oligoclase et biotite microcristalline brune et 0,2 mm environ pour les petits lits amphiboliques (hornblende verte). L'alternance de ces niveaux minéralogiquement différents et l'existence de quelques rubans de quartz permettent de définir la première surface  $S_{G1}$  d'apparence mylonitique sur l'échantillon macroscopique.

Les rares rubans de quartz ont une structure polycristalline (II.4 de Boullier et Bouchez, 1978) ; les cristaux montrent une sous-structure prismatique et leurs axes C ont une orientation préférentielle en Y d'après l'examen avec une lame d'onde additionnelle.

La surface  $S_{G1}$  est reprise par des plis dissymétriques apparemment déversés vers l'Ouest et qui s'accompagnent d'une foliation de plan axial dans laquelle la biotite brune microcristalline et partiellement la hornblende verte se réorientent. Les minéraux accessoires pré-tectoniques sont les suivants : ilménite entourée d'un liseré de leucoxène, apatite, zircon. De la calcite et du sphène automorphe apparaissent secondairement, après la déformation  $D_2$  en relation avec des fentes remplies de quartz.

**IB1162.** Charnockite mylonitique ( $D_2$ ). Cet échantillon provient de la bande de granulites envahies de roches ultrabasiques et a été prélevé immédiatement à l'Ouest de la granodiorite d'Ibedouyen. La roche ne montre qu'une foliation verticale portant en cet endroit une linéation minérale horizontale (biotite microcristalline). Aucune superposition de structure n'est visible sur l'échantillon si ce n'est quelques cisaillements peu obliques sur la foliation, mais synchrones de celle-ci. Cette foliation est la même que celle de la granodiorite d'Ibedouyen, c'est-à-dire  $S_{G2}$ .

En lame mince, aucune mésoperthite caractéristique n'est reconnaissable et tous les porphyroclastes (environ 2 mm x 1,1 mm) de feldspaths sont des microclines à moirage très peu prononcé et situés dans des lits feldspathiques composés d'une mosaïque de microcline, oligoclase (environ 0,2 mm). Ces niveaux feldspathiques alternent avec des rubans de quartz de 0,5 mm d'épaisseur maximale, à structure intermédiaire entre II.3 (mosaïque de cristaux équants) et II.3 (platten-quartz) dont les cristaux présentent une sous-structure prismatique et une extinction légèrement ondulée.

Les lits sombres sont composés de :

- hornblende verte à bleu vert en grands cristaux (environ 1,5 mm x 0,7 mm environ) et en petits cristaux dispersés dans la foliation ; cette hornblende est anté-à syn-tectonique ;

- biotite brune syn-tectonique, se développant dans les fractures et dans les ombres de pression des grandes amphiboles ;

- grenat rose toujours associé à la hornblende et apparemment anté- à syn-tectonique : certains fragments ont des contours automorphes.

Enfin les minéraux accessoires anté-tectoniques sont les suivants :

- apatite en grands cristaux prismatiques à inclusions aciculaires, typiques de l'apatite rencontrée dans tous les gneiss alcalins de l'U.G.I. Cette apatite permet donc de reconnaître l'origine granulitique de cette mylonite ;

- ilménite entourée de leucoxène ;

- épidote rouge non métamictite (allanite secondaire ?) ;

- zircon.

Secondairement des myrmékites se forment entre les feldspaths, la biotite est localement chloritisée et l'oligoclase séricitisé et de la calcite interstitielle apparaît.

### c) Conclusions

De même que pour la bordure orientale de l'U.G.I. l'examen des lames minces permet d'affirmer que la déformation  $D_1 + D_2$  s'est effectuée dans les conditions de l'amphibolite faciès ou plus exactement dans le degré moyen de métamorphisme (Winkler, 1979), c'est-à-dire au delà de 500°C. Ceci est démontré par l'existence de plagioclase andésine dans des amphibolites non décrites ici.

La transformation des feldspaths est complète dans l'échantillon IB1162, contrairement aux autres mylonites de charnockites où il reste toujours des reliques de mésoperthites reconnaissables. Ceci peut s'expliquer par un métamorphisme de contact de la granodiorite d'Ibedouyen, antérieurement à la déformation  $D_2$ .

La température relativement élevée qui a régné pendant la déformation dans les granulites de la virgation explique aussi la structure des rubans de quartz qui sont le plus souvent du type II.3 (platten-quartz) : le quartz a donc subi un recuit secondaire, c'est-à-dire qu'une température suffisante a été maintenue après la déformation  $D_2$ .

### 3 - LES GRANULITES LE LONG DE LA FAILLE DE L'ADRAR

Elles ont été observées par Karpoff à In Azeraff (1958) et par J.M. Bertrand et moi-même sous la discordance de l'Oued Tamassahart (voir coupes des Fig. 72 et 73).

\* A In Azeraff, les granulites sont représentées par des skarns, des marbres, des quartzites, des pyrigarnites, des pyriclasites affleurant principalement sur la butte du fortin d'In Azeraff, à l'Ouest du puits. Ces roches sont très rétro-morphosées (biotite chloritisée, cordiérite pinnitisée, forstérite serpentinisée...) mais n'ont pas subi de déformation notable.

\* Au Sud du puits d'In Azeraff où on retrouve tous les types granulitiques ordinairement représentés, ces granulites sont envahies par un granite rouge en lames dont la déformation pourrait être en relation avec la faille de l'Adrar toute proche.

Dans l'Adrar Achamon, au niveau de l'Oued Tamassahart, les granulites présentent une foliation rétro-morphique ondulée par des plis ouverts d'axe N-S horizontal. En lame mince (IB1027 et N33), on observe le passage de Platten-quartz (II.3) à une structure porphyroclastique (II.1) puis en mosaïque (II.2). Dans les inter-rubans feldspathiques où aucune relique granulitique n'est reconnaissable, on observe une rétro-morphose statique qui s'exprime par la chloritisation des ferro-magnésiens, l'apparition d'épidote et de grands cristaux de calcite en éponge et par une séritisation et une altération générale des feldspaths. Seuls le quartz et l'apatite résistent bien à l'altération. La structure du quartz traduit bien la superposition de  $D_1$  et  $D_2$ .

## B - LA DEFORMATION $D_1 + D_2$ DANS L'ASSEMBLAGE KIDALIEN A L'EST DE L'U.G.I.

### 1 - OBSERVATIONS DE TERRAIN

Deux secteurs peuvent être distingués entre la faille d'Andjour-Tamaradant et la virgation des granulites (voir Fig. 2.26) :

- a. le secteur autour de Bourhessa
- b. le coeur de la virgation.

En effet, ces secteurs correspondent à des faciès lithologiques légèrement différents et d'autre part ils sont séparés par un faisceau de direction NW-SE tronqué par la faille d'Andjour-Tamaradant. Ce faisceau vient s'accorder structurellement à l'arc des granulites au Sud de l'Oued Ikembaren ( $19^{\circ}40'N$ ).

a. Le secteur autour de Bourhessa est essentiellement composé de gneiss granitiques et amphiboliques, enclavant des lentilles de métasédiments (quartzites, gneiss calco-magnésiens et plus rarement marbres). Comme au Nord de l'U.G.I. il est possible ici de distinguer deux épisodes dans l'événement  $D_1$  :

- $D_{1a}$  qui s'accompagne de plis  $P_{1a}$  dont les axes sont orientés SE-NW ;
- $D_{1b}$ , les plis  $P_{1b}$  ayant un déversement apparent vers le

NW (plan axial  $S_{klb}$  ou foliation régionale à pendage faible ou moyen vers le SE; figure 53).

Des filons de pegmatites recoupent toutes les structures liées à  $D_1$ . Un massif granitique, lui-même traversé par le complexe annulaire de Bourhessa, est postérieur à la phase  $D_1$  et à la phase  $D_2$  (il recoupe les mullions du prolongement Sud de l'U.G.In Ouzzal).

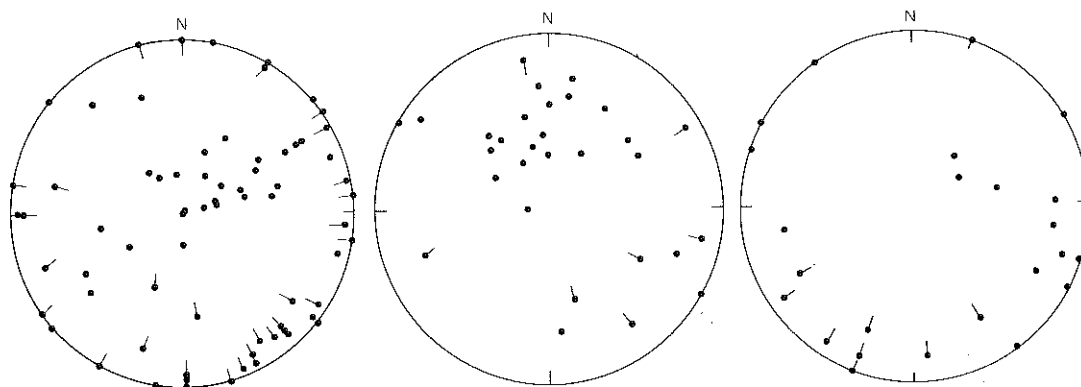


Figure 53 - Projection stéréographique des foliations  $S_{K1}$  et linéations d'étirement  $L_{K1}$  dans l'assemblage kidalien entre l'U.G.I. et l'U.G. In Ouzzal.

A : secteur autour de Bourhessa

B : coeur de la virgation (Afarenzelou)

C : sud de la virgation (Emaharies)

b. Le coeur de la virgation est constitué au Sud (Emaharies) de migmatites contenant en enclaves des chaînons de quartzites. Au Nord de ces migmatites (Afarenzelou), les métasédiments sont abondants (micaschistes, quartzites, marbres, gneiss calco-magnésiens) et ont une orientation moyenne NNW-SSE; ils dessinent des figures de superposition de phases tectoniques (phase  $D_{1a}$  isoclinale reprise par des plis  $P_{1b}$  isoclinaux déversés vers l'E-NE). Le coeur de ces plis est occupé par des métadiorites ou par des roches basiques à ultrabasiques (anorthosites à grenat, gabbros, pyroxénites, péridotites). Certaines de ces roches (gabbros et péridotites) sont coronitiques (voir chapitre V) et ont beaucoup d'analogies avec certains intrusifs éburnéens (norites) de l'U.G.I., par leur minéralogie et surtout par leur structure (structure granoblastique à points triples à  $120^\circ$ ). Ces similitudes, ajoutées à la présence de pegmatoïdes semblables à ceux de l'U.G.I., de quartzites à magnésite dans le prolongement de ces structures, suggèrent que ces roches constituent le socle des métasédiments. Cependant la discordance n'a pas été observée. D'autres roches basiques, en boules dans des amphibolites, ont conservé une structure doléritique reconnaissable à l'oeil nu. Ces roches pourraient être les équivalents des filons basiques pré-pan-africains observés dans l'U.G.I.

La foliation régionale  $S_{k1b}$  a une attitude moyenne subhorizontale et porte une linéation  $l_{k1b}$  qui tourne parfois dans  $S_{k1b}$  d'où la dispersion des mesures sur stéréogramme (voir Fig. 53). Dans les secteurs "peu perturbés"  $l_{k1b}$  est orientée SE-NW à N-S. Des diorites et granodiorites se sont mises en place pendant cet évènement  $D_1$  entre  $D_{1a}$  et  $D_{1b}$ . Les axes des plis  $P_1$  ont une direction variable et un pendage faible vers le secteur Sud (Fig. 54). La phase  $D_2$  (plis droits) est ici beaucoup moins importante dans cette région qu'au Nord de l'U.G.I. Les plis  $P_2$  déterminent de larges ondulations de la foliation  $S_{k1b}$  au coeur de la virgation, ils sont plus serrés sur toute la bordure au contact des granulites (Sud Emaharies, faisceau NNE-SSW).

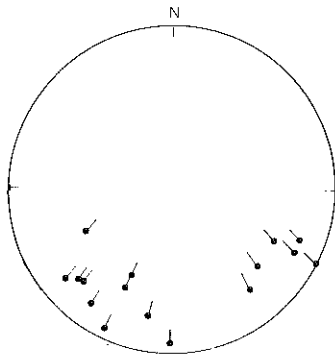


Figure 54 - Projection stéréographique des axes de plis  $P_1$  dans l'assemblage kidalien entre l'U.G.I. et l'U.G. In Ouzzal.

Les secteurs a et b sont séparés par un faisceau NNW-SSE qui se branche sur un second faisceau NNE-SSW correspondant à la limite des granulites fortement affectées par les phases  $D_1$  et  $D_2$  (mullions). Le premier de ces faisceaux est une structure monoclinale de  $S_{k1b}$  à pendage SW liée à la phase  $D_1$ ; il est rebroussé par le second qui lui est donc postérieur et qui est lié à la phase  $D_2$ , semblable à l'épisode  $D_2$  post-granulitique, donnant naissance à une foliation  $S_{k2}$  verticale.

Les secteurs a et b très peu affectés par  $D_2$  correspondent chacun à un dôme de la foliation  $S_{k1b}$ ; le premier centré sur les granites de Bourhessa et le second allongé suivant un axe NNW-SSE.

## 2 - OBSERVATIONS MICROSCOPIQUES

Les échantillons sélectionnés afin de caractériser les structures liées à  $D_1$  et  $D_2$  dans le Kidalien sont les suivants :

1- IBL200 : granito-gneiss fin du secteur de Bourhessa (photo 1, pl. IX);

- IB1201 : quartzite phylliteux du même secteur. Ces deux échantillons ayant subi  $D_{1a}$  et  $D_{1b}$  qui se traduisent par une foliation  $S_{k1b}$  à pendage moyen vers le Sud ou SE ; (photo 2, planche IX).

- IB1206 : amphibolite quartzique à grenat prélevé sur le faisceau NNW-SSE séparant le secteur de Bourhessa de celui du coeur de la virgation;

- IB1208 : quartzite feldspathique du coeur de la virgation ( $D_1$ ) ;

- IB331 : gneiss dioritique fin présentant une structure en mullions de phase  $D_2$  similaires à ceux des granulites mylonitiques voisines (voir IB303, page 112) et auxquels sont associés des métadolérites.

**IB1200.** Granito-gneiss fin ( $D_{1a} + D_{1b}$ ). Cette roche à grain fin présente une foliation peu marquée en lame mince. La structure est en effet granoblastique polygonale ; les cristaux les plus gros sont ceux de feldspaths (0,5 mm x 0,4 mm environ) et sont légèrement aplatis. Ce sont des feldspaths alcalins (?) et surtout des plagioclases (oligoclase An15). Les quartz ont une forme globuleuse, les globules étant généralement monocristallins ; ils montrent une sous-structure prismatique nette. Les limites de grains entre quartz et feldspaths sont régulières, rectilignes à courbes, la courbure étant tournée indifféremment vers l'une ou l'autre espèce minérale. Par contre les amphiboles (hornblende verte) ont des limites en feuilles de houx et forment rarement des cristaux globuleux. Il en est de même pour les quelques cristaux de clinopyroxène vert pâle. Les minéraux accessoires sont les suivants : opaques, sphène, apatite, zircon. Cet échantillon se rapproche pétrographiquement des granito-gneiss alcalins pré-tectoniques du Nord de l'U.G.I. Structuralement, toute déformation a été oblitérée par une recristallisation intense des phases minérales.

**IB1201.** Quartzite phylliteux ( $D_{1a} + D_{1b}$ ). Dans ce quartzite à gros grain la foliation  $S_{k1a}$  est reprise par une foliation  $S_{k1b}$  de plan axial de plis déversés au NW.

La foliation  $S_{k1b}$  est soulignée par des cristaux de biotite brun sombre à laquelle est associée de la muscovite, et par l'aplatissement des agrégats de minéraux opaques. Le quartz se présente en grands cristaux englobant les plages isolées de micas et les minéraux accessoires tels que les opaques et les zircons arrondis. Une sous-structure prismatique bien exprimée indique dans une lame YZ une orientation préférentielle des axes C en Y confirmée par les mesures à la platine universelle (voir chapitre ). Des inclusions d'aiguilles de rutile et de fluides biphasés ( $H_2O$  liq +  $H_2O$  vap) sont fréquentes dans les cristaux de quartz. Les premières indiquent soit une origine granulitique de ces quartzites soit une origine granulitique des quartz détritiques.

**IB1206.** Amphibolite quartzique ( $D_{1a} + D_{1b}$ ). Cette amphibolite présente un rubanement tectono-métamorphique résultant de  $D_{1a}$  et  $D_{1b}$  combinées, défini par l'alternance de lits quartziques et de niveaux à hornblende verte, clinzoïsite et grenat. Dans les rubans de quartz, les cristaux ont une structure analogue à ceux du quartzite précédent (IB1201) c'est-à-dire qu'ils sont de grande taille, englobent des petits cristaux de hornblende et de clinzoïsite et ont une sous-structure prismatique bien exprimée (largeur moyenne des sous-grains : 0,07 mm environ) mais n'ont pas une orientation préférentielle de réseau forte contrairement à IB1201. Les niveaux sombres contiennent de la hornblende vert pâle, parfois poecillitique, en prismes allongés suivant la linéation définie sur échantillon ; des amas polycristallins de sphène allongés eux aussi suivant  $l_1$  et contenant souvent des opaques en leur centre ; des amandes polycristallines de clinzoïsite en éponge remplaçant du plagioclase andésine (An35 environ) ; du grenat en cristaux arrondis ou aplatis dans la foliation, contenant des inclusions

parfois à disposition hélicitique de quartz, hornblende vert pâle, clinozoïsite, sphère et opaques qui sont donc au moins antérieurs ou contemporains de la croissance syn-tectonique du grenat pendant  $D_1$ .

**IB1208.** Quartzite feldspathique ( $D_{1a} + D_{1b}$ ). Ce quartzite feldspathique présente une première foliation  $S_{k1a}$  définie par des lentilles ou niveaux quartzitiques purs et une seconde foliation  $S_{k1b}$  marquée par l'aplatissement des feldspaths et la disposition planaire des rares micas. Le débit principal de la roche se fait parallèlement à  $S_{k1a}$ .

En lame mince  $S_{k1b}$  est la structure prédominante. Elle correspond à l'aplatissement des grains de quartz, à celui des feldspaths alcalins (forme des feldspaths X:Y:Z environ 4:1:2). Ces derniers sont des microclines à moirage très peu développé. Une biotite brune est le seul ferro-magnésien ; elle est disposée parallèlement à  $S_{k1b}$  (voir photo 4, Pl. IX).

Les minéraux accessoires sont les suivants : apatite, zircon, **rutile en grains automorphes** et en aiguilles dans les cristaux de quartz.

Secondairement, après toute déformation, une muscovite apparaît au voisinage des feldspaths alcalins qui sont eux-mêmes partiellement séricitisés.

Le quartz se présente en grands cristaux légèrement aplatis suivant  $S_{k1b}$  et ayant une sous-structure prismatique bien développée et en petits cristaux polygonaux apparaissant préférentiellement aux joints des grands cristaux (recristallisation dynamique). Ils englobent des cristaux isolés des phases minérales accessoires. L'examen de la lame mince à l'aide d'une lame d'onde additionnelle suggère qu'ils formaient auparavant des cristaux encore plus grands car ils forment des groupes constituant des taches de couleur différente. Ils contiennent de nombreuses inclusions fluides triphasées (photo 5, pl. IX).

**IB331.** Gneiss mylonitique ( $D_1 + D_2$ ). Cet échantillon a été prélevé à proximité de la piste Bourhessa - Tin Zaouatène, à l'Ouest des granulites, dans une série de gneiss mobilisés et mylonitiques. La foliation principale qui est aussi un rubanement ( $S_{k1b}$ ) est localement plissée par des plis  $P_2$  d'aspect semblable à ceux qui affectent les granulites (voir éch. N62, page 114).

La foliation est définie par les rubans de quartz de type intermédiaire entre II.2 et II.3 qui contournent les porphyroclastes de feldspath plagioclase (environ An30) et par la disposition planaire de la biotite brune microcristalline. Les grenats forment des cristaux (0,5 mm) arrondis, à coloration rose orangée irrégulière, à nombreuses inclusions de quartz parfois hélicitiques ; la clinozoïsite est en prismes souvent zonés, disposés dans la foliation, de même que l'apatite et les chapelets d'opaque (ilménite ?) et de sphère associé. La hornblende verte pré-tectonique est peu abondante. La biotite brune microcristalline cristallise dans les ombres de pression de tous les minéraux ci-dessus, et dans les inter-rubans quartzo-feldspathiques.

De l'oligoclase apparaît dans les cassures et dans les ombres de pression des grands feldspaths mais paraît tardi-tectonique par rapport à la déformation car il n'existe apparemment pas dans les inter-rubans. La chlorite (chloritisation de la biotite) et la pistacite sont des minéraux secondaires post-tectoniques.

L'orientation préférentielle des axes C du quartz est assez bonne (maximum en Y partiellement dispersé) ; la dissymétrie indiquée par dispersion de ce maximum montre que la déformation comporte une composante en cisaillement dont le sens correspond au sens de rotation déterminé par les feldspaths et les grenats (dextre : Fig. 55). Les cristaux de quartz ont une sous-structure prismatique et une extinction onduleuse. La comparaison de la structure du quartz dans IB331 et IB303 ou N62 qui sont des gneiss



de l'U.G.In Ouzzal mylonitisés par  $D_1$  puis plissés par  $D_2$  (voir page 113), montre que la structure du quartz dans les rubans est la même ; d'où je déduis que cette structure est caractéristique de la même phase  $D_2$  qui l'a induite.

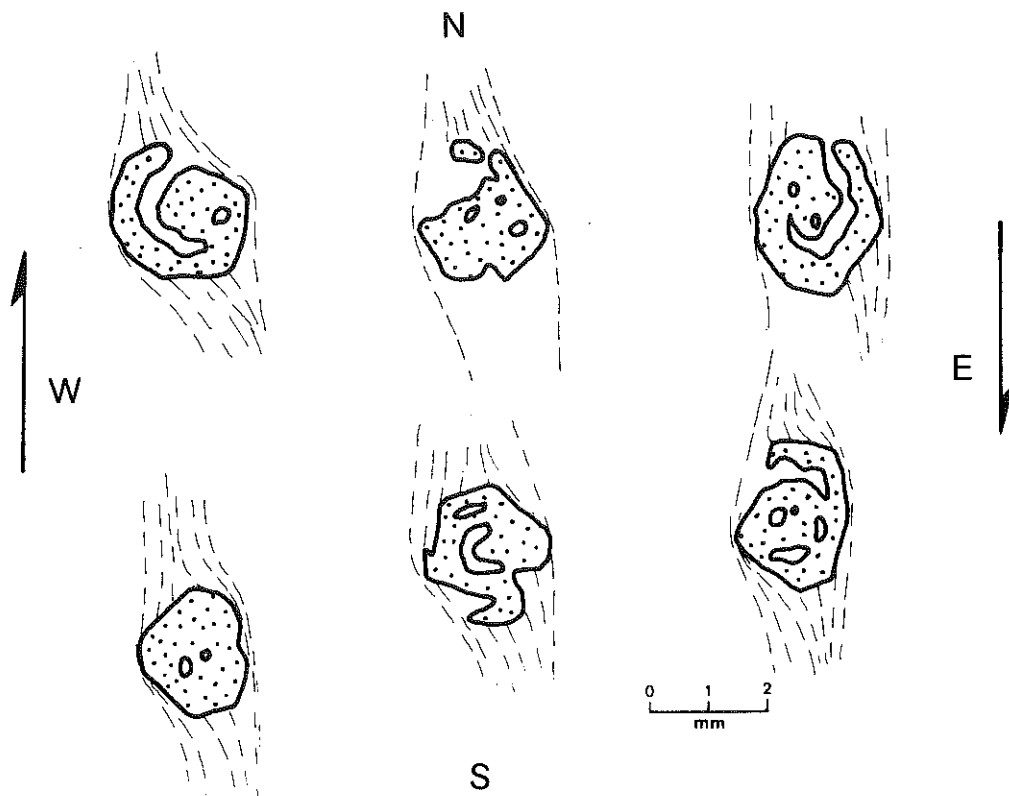


Figure 55 - Rotation des grenats dans l'échantillon IB337. Les traits fins représentent les biotites dans la matrice quartzofeldspathique. Les sens de rotation déduits sont cohérents avec la simulation d'ombres de pression par Malavieille et al. (198 ). Le plan d'observation est horizontal.

### 3 - CONCLUSIONS

Des observations de terrain et de laboratoire, il résulte que :

\* Deux phases isoclinales  $D_{1a}$  et  $D_{1b}$  ont été reconnues dans l'assemblage kidalien de ce secteur comme au Nord de l'U.G.I.

\* La phase D<sub>2</sub> est moins importante que dans le secteur Nord de l'U.G.I. Elle est limitée à la bordure des granulites.

\* Le secteur est subdivisé en deux dômes, le coeur du second étant caractérisé par la présence de socle granulitique fortement transformé.

\* La déformation D<sub>1</sub> s'est déroulée dans les conditions du faciès amphibolite (voir chapitre V ) et se traduit par un recuit intense des minéraux dans les quartzites (IB1201-1208), les gneiss (IB1200) et les amphibolites (IB1206). La croissance exagérée des cristaux de quartz dans les quartzites en est un exemple frappant.

\* Contrairement au secteur Nord de l'U.G.I., la phase D<sub>2</sub> s'exprime par des structures de recuit du quartz moindre que la phase D<sub>1</sub> (IB331) donc correspond probablement à des températures moins élevées. Ces structures D<sub>2</sub> sont particulièrement bien exprimées dans le faisceau NNE-SSW, qui limite les granulites à l'Ouest.

## C - LA DEFORMATION D1-D2 DANS LES METASEDIMENTS

### *I - OBSERVATIONS DE TERRAIN*

Les métasédiments se trouvent (Fig. 45 ) :

- a. dans une synforme déversée à l'Est et pincée entre les granulites mylonitiques de l'U.G.I. et la faille d'Andjour-Tamaradant.
- b. dans des chaînons orientés NNE-SSW, entre les granulites de la virgation et la faille de l'Adrar.
- c. dans les Gour Tahoua, à l'Est de la faille d'Andjour-Tamaradant sur la vieille piste de Tin Zaouatène.
- d. dans un synclinal discordant sur les granulites de la virgation au Sud d'Emaharies.

Il faut distinguer plusieurs séries de métasédiments d'après les successions et associations de différents types de roches et d'après leurs différences de déformation sur un même affleurement.

Ainsi, je distinguerai l'association :

- . quartzites conglomératiques phylliteux à tourmaline, plus ou moins arkosiques ;
- . schistes satinés, parfois graphiteux ;
- . marbres,

et un ensemble volcanosédimentaire contenant des éléments de volcanisme acide (quartz rhyolitiques) ou de volcanisme basique et des niveaux conglomératiques à blocs granitiques (Gour Tahoua).

Des quartzites bréchiques ont été observés en deux points surmontant géométriquement les marbres (synforme pincée à l'Est de l'U.G.I.) ou les schistes satinés (Gour Tahoua). Ces quartzites sont beaucoup moins déformées que les roches qu'elles surmontent. Il semble donc qu'elles soient discordantes, apparaissant peut-être localement à la base de la série volcano-sédimentaire.

Les relations exactes existant entre la trilogie quartzites-schistes-marbres et les quartzites et intrusifs alcalins du Protérozoïque moyen, présents à l'Est des chaînons d'Ibedouyen, ne sont pas connus. Aucune discordance nette n'a été observée.

### a) Synforme pincée à l'Est de l'U.G.I.

Le contact entre les métasédiments (quartzites, schistes ou marbres) et les granulites rétro-morphosées se fait par l'intermédiaire de roches ultrabasiqes serpentinisées (soap-stones) à l'Ouest de la synforme. Au Nord, il semble que l'on ait passage progressif entre des charnockites mylonitiques et rétro-morphosées, des arkoses et la série quartzites-schistes-marbres. Les arkoses constitueraient le terme de base de la série qui serait ici parautochtone. (photo 1, pl. XI).

Les métasédiments ont subi deux, parfois même trois déformations. La première  $D_1$  a donné naissance à une foliation  $S_{M1}$  parallèle à la stratification  $S_{M0}$  ; la seconde  $D_2$  reprend  $S_{M1}$  en plis à plan axial subvertical auquel correspond une schistosité  $S_{M2}$  (Fig. 56). La structure en synforme est liée à cette phase  $D_2$ . La troisième phase de déformation  $D_3$ , surtout visible au Nord de la synforme, s'accompagne de plis en crochons d'axe subvertical et indiquant un mouvement dextre N-S. Ces plis en crochons s'accompagnent d'une schistosité de fracture  $S_{M3}$  (voir échantillon N93.3); ils sont dus au jeu dextre de la faille Andjour-Tamaradant. (photo 7, pl. XI).

Ces trois phases de déformation sont les mêmes que celles qui affectent les granulites situées immédiatement à l'Est ; ceci est un argument supplémentaire en faveur de la parautochtonie des métasédiments en cet endroit de la bordure Est de l'U.G.I.

### b) Chaînons de l'Ibedouyen

Là encore l'association quartzites-schistes-marbres a subi deux phases de déformation : la première donne une foliation  $S_{M1}$ , subparallèle à  $S_{M0}$ , soulignée par les micas et les feldspaths dans les quartzites et dans les schistes.  $S_{M1}$  était subhorizontale avant la déformation  $D_2$  qui s'accompagne de plis à plan axial subvertical. La schistosité  $S_{M2}$  (Fig. 57) de plan axial a des caractères différents sur une coupe Ouest-Est. A l'Ouest

franchi le défilé de la granodiorite d'Ibedouyen qui sépare les métasédiments des granulites mylonitiques, la superposition de  $S_1$  et  $S_2$  donne des mullions horizontaux de direction N200. Plus à l'Est, dans les quartzites

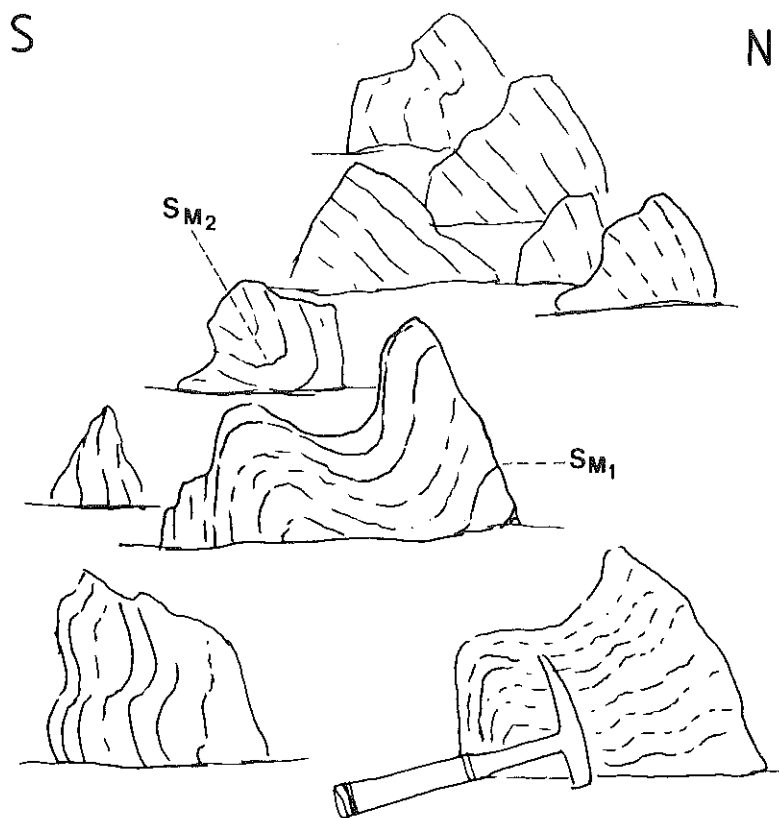


Figure 56 - Allure des plis  $P_2$  dans les métasédiments du Protérozoïque supérieur du synforme pincé à l'Est de l'U.G.I. Vue vers l'Ouest dans différents plans. Ce dessin correspond à la partie Nord du synforme où les structures liées aux phases  $D_1$  et  $D_2$  sont E.W. (photo 1, Pl. XI).

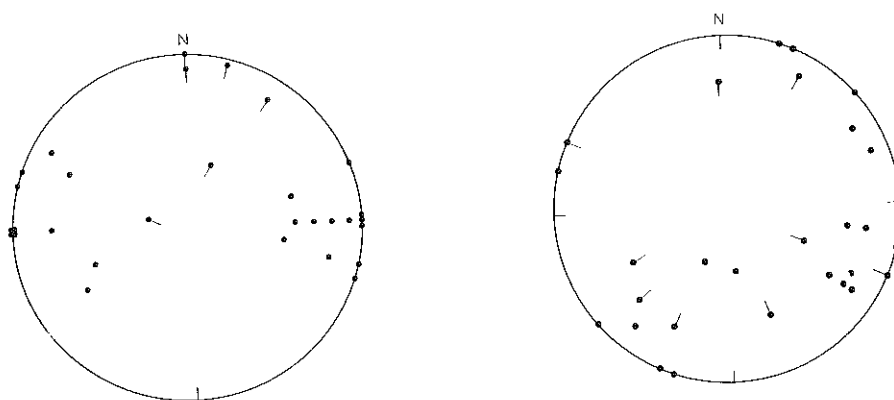


Figure 57 - Foliations (points) et linéation ( ) de phase  $D_2$  dans les métasédiments des chaînons d'Ibedouyen.

phylliteux, la phase  $D_2$  donne des plis droits ouverts sans mullions, d'axe subhorizontal N à N20.

Dans les chaînons d'Ibedouyen, alors qu'il est impossible de reconstituer  $S_{MO}$  dans la trilogie quartzites-schistes-marbres, les méta-arkoses (volcano-sédimentaires) présentent des structures sédimentaires nettes (granoclassement, stratifications obliques, plis syn-sédimentaires), à 1 km à peine à l'Est des structures biphasées de la trilogie : la stratification pend à l'Est, la série étant normale. Nulle part, on n'a pu mettre en évidence un renversement des structures, ni de superposition nette de deux schistosités comme dans la trilogie. Il en est de même pour les graywackes à éléments volcaniques situés à 11 km à l'W-SW d'In Azeraff : une seule foliation verticale est visible, plan d'aplatissement des éléments des niveaux conglomératiques et plan axial de plis droits serrés. L'axe de ces plis est horizontal et parallèle à l'allongement des éléments. Ces arkoses et ces graywackes paraissent donc monophasés et donc discordants sur la trilogie quartzites-schistes-marbres déformés par  $D_1$ .

Dans ces chaînons d'Ibedouyen, la phase  $D_2$ , seule visible dans le matériel volcano-sédimentaire, est encadrée par la granodiorite d'Ibedouyen (anté  $D_2$ ) et par la granodiorite d'Achamon (post  $D_2$ ), ces deux intrusifs induisant un métamorphisme de contact (cordiérite anté- $D_2$ , plages de muscovite post- $D_2$  : voir description des lames minces).

Les chaînons de métasédiments de la trilogie disparaissent au Nord à la hauteur de l'Oued Tamassahart, le dernier jalon correspondant à l'Adrar Achamon où a été décrite la discordance de la série de la faille de l'Adrar sur les marbres et schistes très déformés (voir chapitre VII). D'autres métasédiments, peut-être équivalents mais nettement plus métamorphiques, apparaissent au niveau de la frontière Algérie-Mali.

### c) Gour Tahoua

Les métasédiments des Gour Tahoua, situés à la limite Sud de la feuille au 1/200.000ème de Tin Zaouatène - Essali, ont été étudiés aussi par I. Davison (1980). Ils sont apparemment peu métamorphiques et montrent une déformation biphasée.

$D_1$  : la foliation  $S_{M1}$  est subparallèle au litage sédimentaire  $S_{MO}$ , la linéation observée est une linéation d'intersection  $S_{MO} - S_{M1}$ . Le déversement de cette phase est inconnu.

$D_2$  : cette phase donne des plis ouverts ou des chevrons à plan axial vertical et axe horizontal N160 à N180, déformant la surface  $S_{M1}$  et la linéation  $l_{M1}$  (voir photo 2, pl. XI).

$D_3$  : les plis liés à cette phase sont ouverts, à plan axial et axe subverticaux N-S ; ces plis ont été observés dans des conglomérats du Nord de la structure (voir Fig. 58) et dont la déformation a été mesurée

X/Y	Y/Z	K	
1,67	2,74	0,38	(I.Davison, 1980, p.81)
1,51	1,74	0,69	} (Figure 58 )
1,57	1,65	0,88	

Toutes ces structures liées à  $D_1$ ,  $D_2$  et  $D_3$  ont été observées dans



Figure 58 - Dessin d'après photographie du conglomérat à éléments de quartz du Nord des Gour Tahoua. Une première foliation est affectée de plis ouverts d'axe vertical (vue en plan).

la série de quartzites conglomératiques, schistes et marbres. Les quartzites bréchiques qui coiffent les Gour Tahoua, ainsi que les graywackes à niveaux conglomératiques et les arkoses qui affleurent à l'Est de la faille d'Andjour-Tamaradant (voir Fig. 59) ne présentent que la phase  $D_2$ . La phase  $D_3$ , ayant une répartition très hétérogène, n'a pas été observée dans ces roches. Il me semble donc que cette série détritique soit, là encore, discordante sur la phase  $D_1$ , et que ce secteur soit analogue aux précédents (paragraphes a et b) quant à son évolution tectonique et métamorphique.

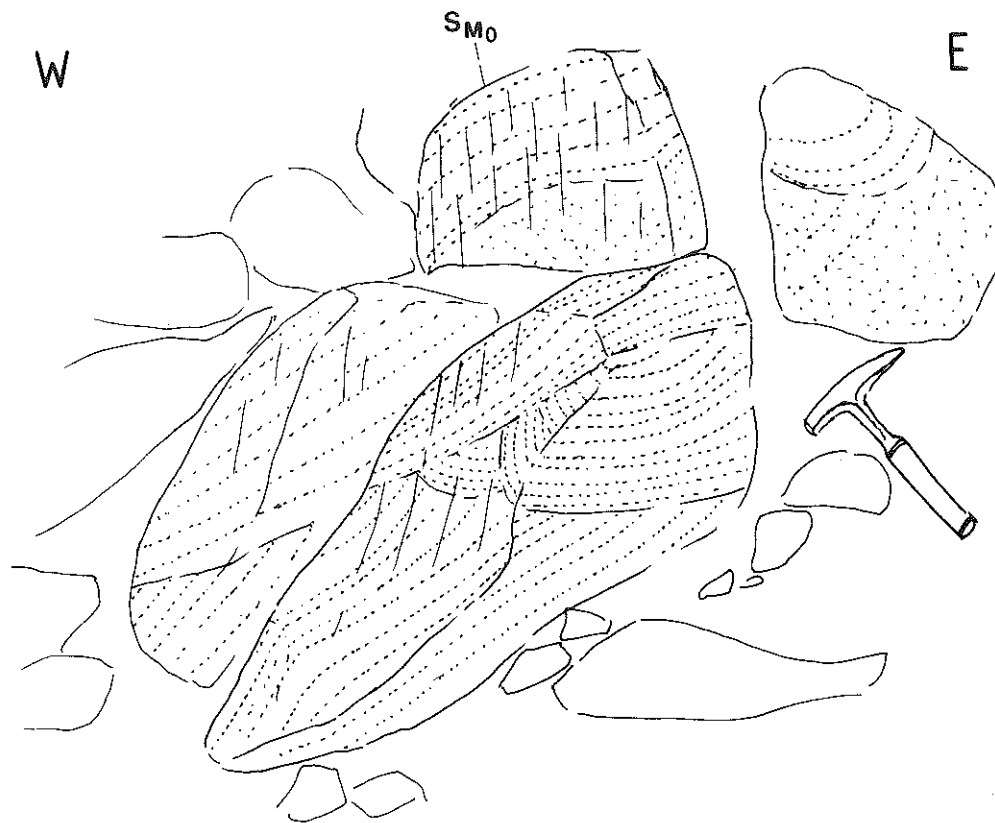


Figure 59 - Dessin d'après photographie des graywackes à stratification oblique des Gour Tahoua et à peine affectés par la schistosité  $S_{M2}$  (photo 2, pl. XII).

#### d) L'ensemble volcano-sédimentaire discordant au Sud d'Emaharies

J.M. Bertrand a observé en 1978 un ensemble volcano-sédimentaire discordant sur les granulites de la virgation. La discordance, nette au Nord, n'a pas pu être suivie au Sud du fait de la mauvaise qualité des affleurements. Dans cette série, les quartz rhyolitiques sont nettement reconnaissables et une seule phase de déformation est visible et s'exprime par une schistosité  $N20$  verticale à muscovite.

## 2 - OBSERVATIONS MICROSCOPIQUES

Elles ont été faites sur les échantillons suivants (voir Fig. 45) :

- a. Synforme pincée à l'Est de l'U.G.I. :
- IB1150 : schistes satinés (photos 5-6, pl. XI)
  - IB1152 : quartzites impurs (photos 3-4, pl. XI)
  - N93.3 : schistes bleutés (photo 7, pl. XI)
- b. Chaînons de l'Ibedouyen :
- N109.3 : méta-arkose (photo 4, pl. XII)
  - N110 : quartzite phylliteux (photo 3, pl. XII)
  - IB1167 : graywackes à éléments volcaniques (photo 5, pl. XII).

IB1150. Schistes satinés ( $D_1 + D_2$ ). Cet échantillon provient de la synforme de quartzites-schistes-marbres pincée dans la bordure orientale de l'U.G.I. Il présente deux surfaces : la première ( $S_{M1}$ ) correspond à un rubanement lithologique fin ; c'est aussi une foliation métamorphique définie par la disposition planaire de phyllites (séricite-chlorite) et par l'aplatissement ou le tronçonnement de certains feldspaths ou quartz. Cette première foliation est parallèle au litage sédimentaire  $S_0$ . Aucun pli associé à  $S_{M1}$  n'a été observé. Elle est reprise par une schistosité de fracture  $S_{M2}$  qui réoriente les phyllites et fait parfois tourner les cristaux de feldspaths et de quartz.

L'association minéralogique correspondant à la surface  $S_{M1}$  est la suivante :

quartz en cristaux de taille moyenne 0,05 mm et équants dans les niveaux quartzeux, ou aplatis et globuleux (0,2 x 0,7 mm) ayant conservé leur caractère détritique dans les niveaux phylliteux.

feldspath : microcline détritique (0,4 x 0,3 mm) recristallisant en albite (An10) ; muscovite et chlorite en paillettes de 0,05 mm environ ; sphène ; zircon détritique ;

épidote pistacite et clinozoïsite (autour de cristaux détritiques d'allanite, apatite et opaques). La croissance de l'épidote se fait en deux temps : développement d'une auréole autour d'un noyau central de même composition.

La déformation  $D_2$  ne semble pas s'accompagner d'une nouvelle paragenèse, mais simplement d'une réorientation des minéraux liés à  $D_1$ . Postérieurement à  $D_2$ , des cubes de sulfures (?) apparaissent se surimposant sur les structures antérieures.

IB 1152. Quartzite impur ( $D_1 + D_2$ ). Cet échantillon est situé à proximité du schiste IB1150. Ici la schistosité  $S_{M2}$  est peu marquée sur l'échantillon, la phase  $D_2$  se traduisant essentiellement par des petits plis serrés, reprenant une foliation  $S_{M1}$ . La stratification  $S_{M0}$  n'est pas visible.

La foliation  $S_{M1}$  est marquée par la disposition des micas (muscovite) en grandes plages tordues contenant parfois de l'épidote, anté- à syn-tectoniques de la phase  $D_1$  et par l'alternance de ces lits micacés avec des niveaux quartzo-feldspathiques, le feldspath étant albitique et la taille moyenne des grains étant de 0,07 mm environ. Dans ces niveaux des grands cristaux déformés de quartz (porphyroclastes à sous-joints prismatiques) montrent que la déformation  $D_1$  s'est accompagnée de recristallisation secondaire. Des veines syntectoniques de  $D_1$ , à quartz et albite, sont à grain plus grossier ou en cristaux corrodés associés à la muscovite (syn  $D_1$ ). Aucun minéral lourd détritique n'a été observé. La schistosité  $S_{M2}$ , fruste, est marquée par des plans de dispersion de séricite à partir des niveaux muscovitiques et par l'apparition locale de chlorite (en rosettes).



**N93.3.** Schiste bleuté ( $D_1 + D_2 + D_3$ ). Cet échantillon présente trois surfaces structurales :

$S_{M1}$  est très localement visible, soulignée par une biotite décolorée, de la muscovite, en paillettes incluses dans des lentilles polycristallines de quartz, par la disposition de petits prismes de tourmaline.

$S_{M2}$  est la schistosité principale : c'est une schistosité de fracture rebroussant les muscovites de  $S_{M1}$  qui recristallisent en grande partie dans  $S_{M2}$ , et réorientant la plupart des prismes de tourmaline. Elle est précédée par la cristallisation d'albite frangée d'oxyde de fer, d'andalousite (?) entièrement damouritisée riche en opaques et de sulfures. Ces deux dernières espèces minérales sont souvent fracturées et présentent des ombres de pression dans lesquelles cristallise du quartz.

Enfin  $S_{M3}$  est une schistosité de fracture peu développée et liée à des kinks et à une crénulation de  $S_{M2}$  qui fait tourner la muscovite de  $D_2$  et les petites lentilles de quartz.

Par ailleurs des minéraux détritiques (apatite, sphène en petits prismes) sont tronçonnés dans la foliation  $S_{M2}$ .

**N109.3.** Méta-arkose ( $D_2$ ). Aucune surface métamorphique antérieure à  $S_{M2}$  n'est visible dans cet échantillon. La schistosité  $S_{M2}$  est soulignée par l'aplatissement des lentilles de quartz, par la disposition des feldspaths détritiques et des phyllites néoformées. Cette roche est composée de :

- feldspaths détritiques :

. feldspaths alcalins envahis de paillettes de muscovite et de cristaux de calcite ou limpides mais en voie de réorganisation (microcline se transformant en albite) ;

. feldspaths plagioclase à coeur très riche en inclusions de séricite et de calcite et dont les mâcles sont fréquemment tordues, et à périphérie parfois limpide (albitique) non déformée ;

- quartz en lentilles plus ou moins aplaties ; certaines gardent encore une forme globuleuse ; elles montrent alors des porphyroclastes déformés (sous-structure prismatique) partiellement recristallisés. La majorité des lentilles de quartz est polycristalline, formée de grains polygonaux équants (environ 0,1 mm) ;

- muscovite finement cristallisée disposée dans la foliation ou résultant de la rétro-morphose des feldspaths ou en grands cristaux anté- ou post-tectoniques ;

- épidote-pistacite anté- (grains détritiques ?) à syn-tectonique ;

- chlorite dont les clivages et la périphérie sont envahis de sphène microcristallin et qui proviendrait donc de la chloritisation de biotite syntectonique ;

- calcite en grains non déformés, amiboïdes se glissant dans les joints de grains ;

- minéraux accessoires détritiques : apatite, zircon, opaques.

Cette roche se caractérise donc par une schistosité  $S_{M2}$  de faible niveau métamorphique (muscovite-biotite-épidote) suivie d'un recuit ayant permis la recristallisation voire le bourgeonnement d'albite à partir des feldspaths détritiques, et le développement local de muscovite en grands cristaux.

**N110.** Quartzite phylliteux ( $D_1 + D_2$ ). Ce quartzite fin est associé sur le terrain à des quartzites à galets ; il est recoupé par des filons microgranitiques et une granodiorite pré-tectonique de  $D_2$ . Il montre une foliation  $S_{M1}$  reprise par des plis ouverts d'axe N-S horizontal accompagnés d'une schistosité  $S_{M2}$ . Toutes ces structures sont recoupées par un granite (Achamon).

La foliation  $S_{M1}$  correspond à un rubanement flou c'est-à-dire à des niveaux plus ou moins riches en micas. Elle est surtout définie, dans une lame perpendiculaire à l'axe des plis  $P_2$ , par la disposition des paillettes de muscovite qui sont parfois tordues (tête de pli) et qui déterminent par leur dispersion la finesse du grain de la roche ( $< 0,1$  mm) et la forme des cristaux de quartz et de feldspath (rare oligoclase). Cette foliation métamorphique  $S_{M1}$  est reprise lors de la phase  $D_2$  par une schistosité de fracture  $S_{M2}$  qui parvient à oblitérer en grande partie les structures antérieures. La cordiérite pinnitisée apparaît en nodules poecelitique, voire en éponge car le volume d'inclusions de quartz et de muscovite est plus important que le volume de cordiérite elle-même. Ces taches sont généralement aplaties dans la schistosité  $S_{M2}$  et contiennent des paillettes de muscovite disposées parallèlement à cette surface. Des grands cristaux de muscovite légèrement colorée (jaune très pâle) croissent en travers de la schistosité  $S_{M2}$ ; elles ne sont pas déformées tout comme les petits grains de quartz qui ne montrent que très rarement des sous-joints prismatiques. Les minéraux accessoires sont peu abondants (apatite, minéraux opaques).

En conclusion, la muscovite définit la foliation  $S_{M1}$ . Elle est réorientée pendant la phase  $D_2$ . La cordiérite est anté- à syn-tectonique par rapport à cette deuxième phase qui est suivie d'un recuit (grandes muscovites et absence de déformation dans le quartz). Ce recuit s'explique par l'intrusion post-tectonique du granite à proximité.

**IB1167.** Graywacke conglomératique ( $D_2$ ). Cette roche volcano-sédimentaire est apparemment monophasée ( $D_2$ ): nous n'avons pas pu mettre en évidence sur le terrain de superposition de phases tectoniques. En lame mince, une seule surface de croissance des minéraux métamorphiques est également visible; les éléments détritiques sont aplatés dans  $S_{M2}$ . Ils sont divers:

- feldspaths plagioclase très altérés ou recristallisés en quartz + plagioclase microcristallin ( $> An_{20}$ ), fracturés ou tournés dans  $S_{M2}$ ;
- anciennes roches volcaniques intermédiaires dans lesquelles les microlithes feldspathiques sont encore reconnaissables (cf. N114);
- sphères;
- apatites finement cristallisées (environ  $5 \mu$ );
- opaque (titanomagnétite entourée de leucoxène).

La foliation métamorphique est marquée, suivant les niveaux, par de la biotite brun vert, de l'actinote ou du sphène, en cristaux de très petite taille (respectivement  $20 \mu$ ,  $15 \mu$ ,  $1 \mu$ ); la déformation est suivie d'une croissance cristalline de prismes d'actinote isolés recoupant  $S_{M2}$  ou dans des fentes subparallèles à  $S_{M2}$ .

### 3 - CONCLUSIONS

Comme dans les granulites, deux phases de déformation ( $D_1$  et  $D_2$ ) affectent la trilogie métasédimentaire quartzites-schistes-marbres, tandis que seule la deuxième phase  $D_2$  est présente dans les roches volcano-sédimentaires.

Les conditions de la déformation  $D_1 + D_2$  sont celles du faciès schiste vert (albite + actinote + muscovite, moins de  $450^\circ C$ ), hormis quelques perturbations locales dues à des intrusions encadrant la déformation  $D_2$ .

dans les chaînons de l'Ibedouyen. Elles ont été suffisantes pour entraîner une recristallisation secondaire du quartz après  $D_1$ , par migration des joints de grains dans les quartzites, tandis que la phase  $D_2$  s'accompagne de recristallisation dynamique en mosaïque des grains de quartz.

#### IV - LE SECTEUR A L'OUEST DE L'U.G.I.

La bordure occidentale de l'U.G.I. et une bande de 1 à 2 km de l'assemblage kidalien adjacent ont été affectées par une déformation tardive  $D_3$  que je décrirai ultérieurement. Cependant, en sortant de la zone d'influence de la phase  $D_3$  vers l'Ouest il est possible de retrouver dans l'assemblage kidalien les structures associées à la tectonique  $D_1 + D_2$ , décrite dans les autres secteurs. Par ailleurs, il existe au Sud d'Abeibara un lambeau de granulites mylonitiques qui peut être relié à cette tectonique; je dirai quelques mots également sur le prolongement Sud de l'unité granulitique de l'Adrar Bezeg.

#### A - EFFETS DE LA TECTONIQUE $D_1 + D_2$ DANS L'ASSEMBLAGE KIDALIEN

L'assemblage kidalien diffère peu dans ce secteur de celui décrit au Nord de l'U.G.I. et dans la virgation entre l'U.G.I. et l'U.G. In Ouzzal. Il est essentiellement constitué de migmatites, de métadiorites, d'intrusifs divers et de chaînons de métasédiments (quartzites et marbres); je n'ai cependant pas vu d'association quartzites-gneiss alcalins typique du Protérozoïque moyen et déjà décrite à Tin Elor (secteur Nord de l'U.G.I.).

#### 1 - STRUCTURES DE TERRAIN

##### a) La phase $D_1$ ( $D_{1a} + D_{1b}$ )

Les zones peu ou pas affectées par  $D_2$  et  $D_3$  sont rares; c'est le cas cependant du secteur à l'Ouest de l'Oued Iledouchen et du secteur situé entre l'Adrar Touzil et In Raras (Fig. 60). La foliation régionale  $S_{kb1}$  y est subhorizontale: elle est soulignée par des mobilisats des migmatites

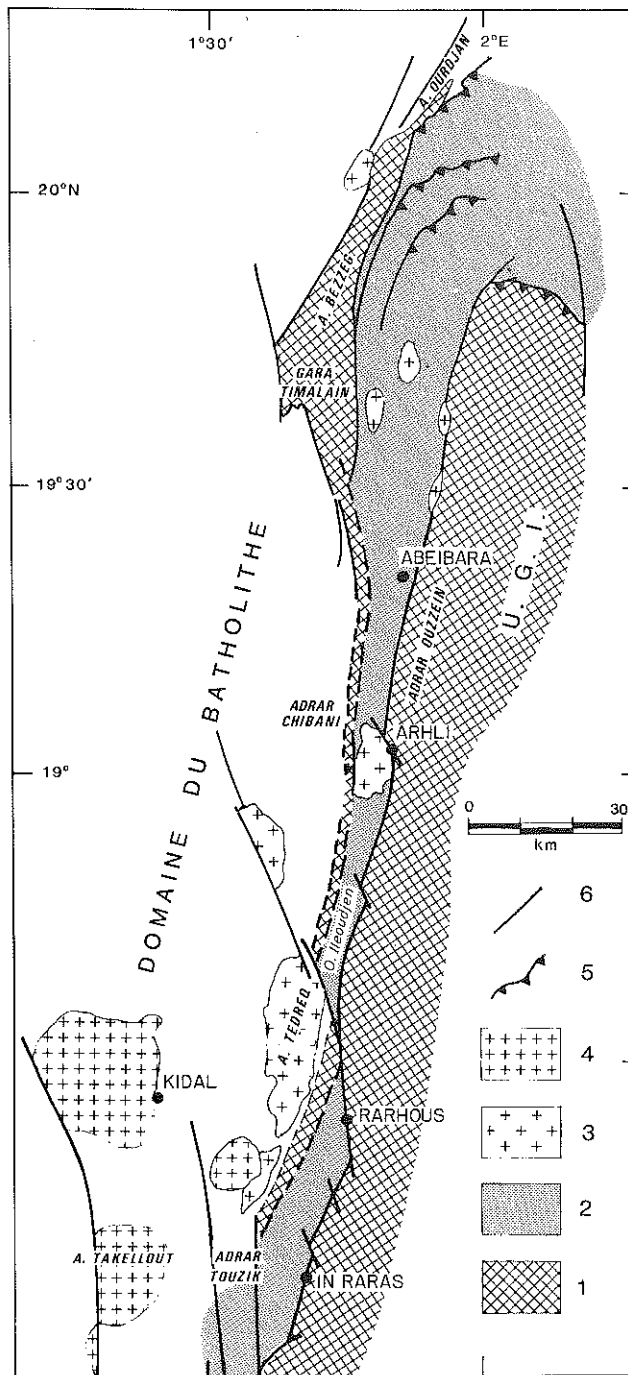


Figure 60 - Carte schématique du secteur situé à l'Ouest de l'U.G.I. : 1 : granulites éburnéennes ; 2 : assemblage kidalien ; 3 : granitoïde tardif ; 4 : granite alcalin ; 5 : contact anormal chevauchant ; 6 : faille.

(Fig. 61) et des métadiorites et par des filons de pegmatites mylonitisés (Fig. 62); ces filons sont légèrement sécants sur la foliation métamorphique des métadiorites et sont affectés de plis isoclinaux à plan axial

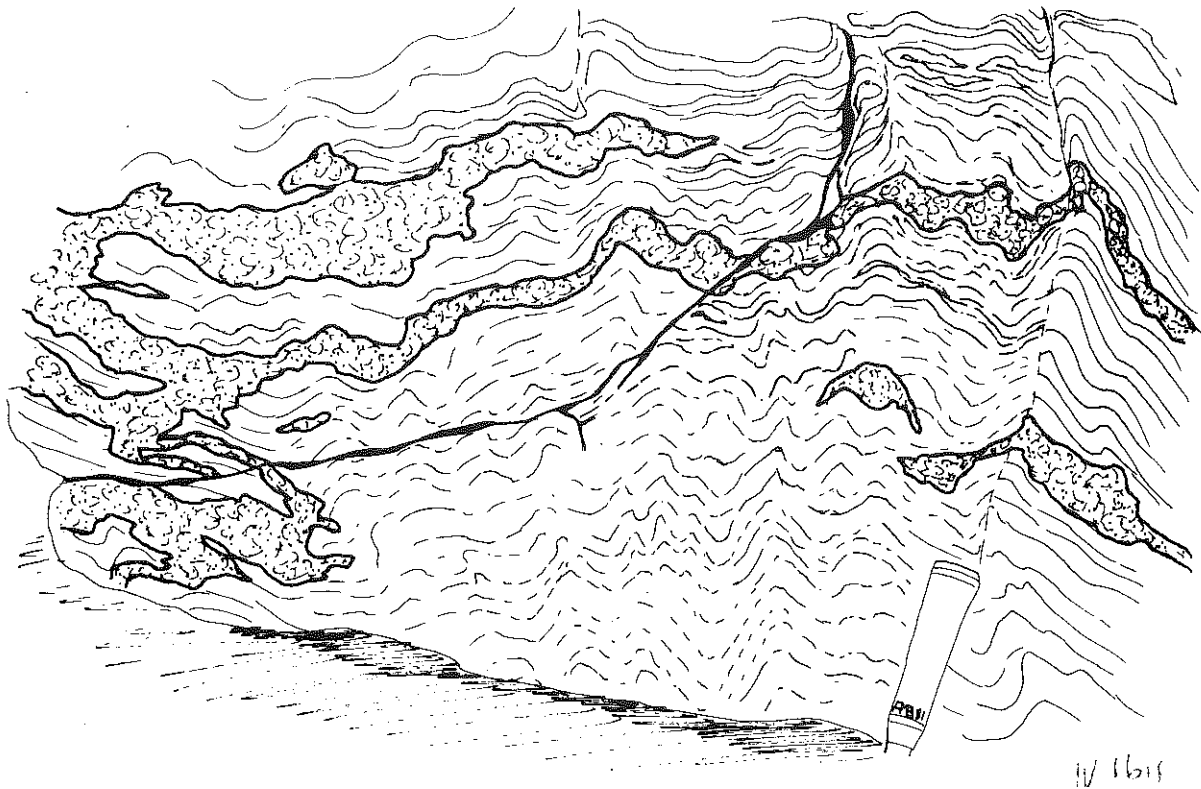


Figure 61 - En haut, mobilisats sécants mais plissés isoclinalement ( $D_1$ ) dans des migmatites de l'assemblage kidalien. Secteur à l'Ouest de l'U.G.I., au Sud de Kidal (entre l'Adrar Touzik et In Raras). Noter les plis en chevrons  $P_2$ .

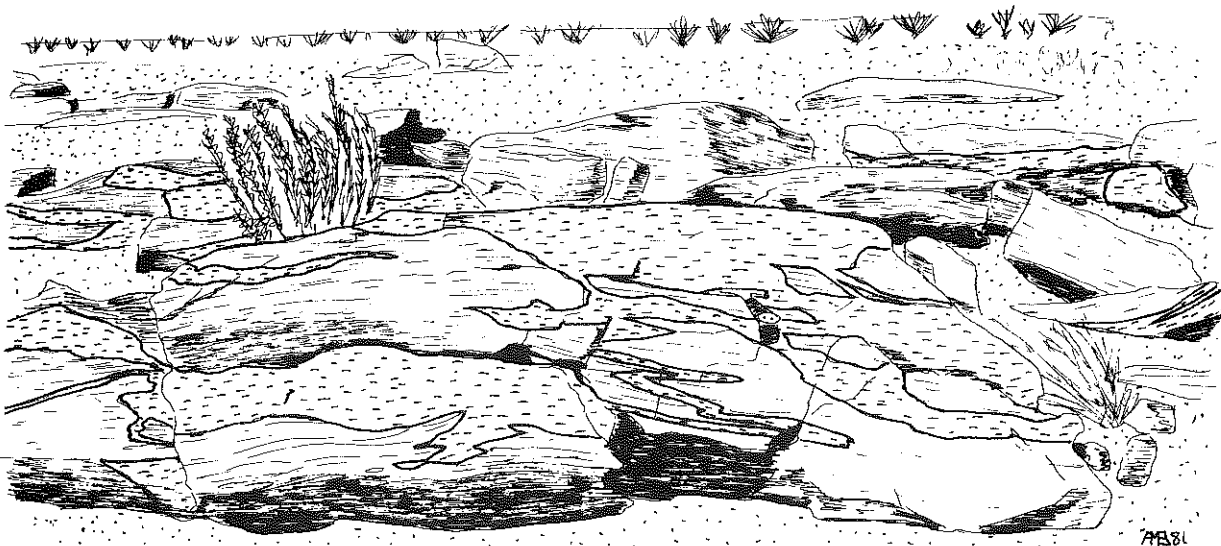


Figure 62 - En bas, pegmatites sécantes mais plissées isoclinalement ( $D_1$ ) dans une métadiorite de l'assemblage kidalien, secteur de l'Oued Ileouchen, à l'ouest de l'U.G.I. Le marteau donne l'échelle.

horizontal et d'axe N-S environ (Fig. 63). Ils sont différents des pegmatites recoupant toutes les structures  $D_1$ . Comme dans le secteur au Nord de l'U.G.I. et dans la virgation, je distingue dans ce secteur deux épisodes  $D_{1a}$  et  $D_{1b}$  dans la phase majeure  $D_1$ , donnant naissance à  $S_{klb}$  sur les arguments suivants :

- figures d'interférence dans les migmatites (Fig. 64);
- mobilisats et filons sécants sur le rubanement des migmatites et sur la foliation des métadiorites (Fig. 61 et 62);
- linéation d'étirement généralement N-S courbe sur la foliation  $S_{klb}$ ;
- présence de boudins d'éclogitoïdes dans la foliation  $S_{klb}$ , des mobilisats plagioclasiques occupant les zones d'ombre de pression de ces boudins dont l'écorce est amphibolitisée (Rahrous, photo 2, pl. XIII).

La phase  $D_{1a}$  s'est donc déroulée dans des conditions de pression importantes (voir Chapitre V) et a été suivie de la phase  $D_{1b}$  pendant laquelle la température a été suffisamment importante pour induire une mobilisation.

## b) La phase D2

Elle est répartie de façon hétérogène. Elle se traduit par des plis plus ou moins serrés suivant les secteurs et à plan axial raide ; ces plis  $P_2$  déforment les mobilisats et les pegmatoïdes mylonitisés pendant  $D_1$  (Fig. 65); l'axe des plis  $P_2$  est parallèle aux limites de l'U.G.I. et/ou de l'U.G. de l'Adrar Bezég (voir Figures 66 et 63); le déversement est variable du Nord au Sud : vers le S.E. au Nord, vers l'Est au niveau d'Ahrli et de l'oued Ileoudjen et à Rahrous, vers l'Ouest au Nord d'Ahrli et au niveau de l'Adrar Touzik. Ailleurs le plan axial des plis est vertical et les plis  $P_2$  s'accompagnent localement de mullions quand la schistosité  $S_{k2}$  est suffisamment forte, ou de plis en chevrons dans les roches rubanées (migmatites, Fig. 61).

A l'Ouest d'In Raras, la déformation  $D_2$  est très intense et accentue encore les structures  $D_1$  (cisaillement et bizeutage des niveaux lithologiques, boudinage des foliations  $S_{klb}$  et/ou  $S_{k2}$  parallèlement à la limite de l'U.G.I., c'est-à-dire N-S à N20 (Fig. 67).

## 2 - STRUCTURES MICROSCOPIQUES

Les microstructures associées aux phases  $D_1$  et  $D_2$  dans l'assemblage kidalien sont comparables à celles du Nord de l'U.G.I.<sup>2</sup> (métadiorite N186, page 79; quartzites phylliteux IB1140, page 77). Trois échantillons seront décrits ici : un gneiss migmatitique rubané ( $D_1$ , IB901), un gneiss amphibolique ( $D_1 + D_2$ , M181), un quartzite phylliteux ( $D_1 + D_2$ , M49) (photos 3-6, pl. XIII).

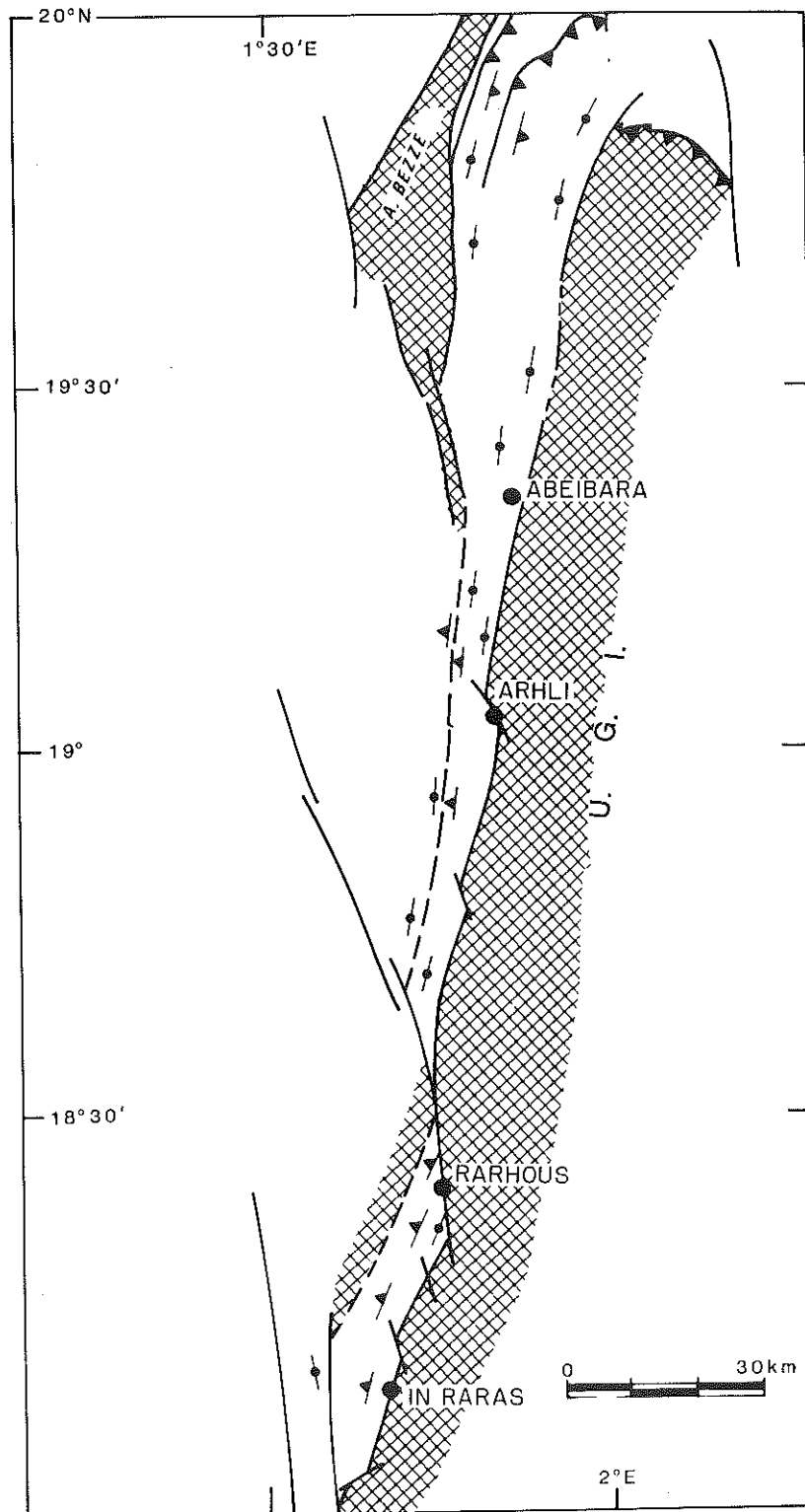


Figure 63 - Carte schématique montrant le parallélisme entre la limite de l'U.G.I. et la trace des plans axiaux de plis P<sub>2</sub>.



Figure 64 - Figures d'interférence (ou plis en fourreau ?) affectant des migmatites de l'assemblage kidalien (secteur à l'Ouest de l'U.G.I., entre l'A. Touzik et In Raras).

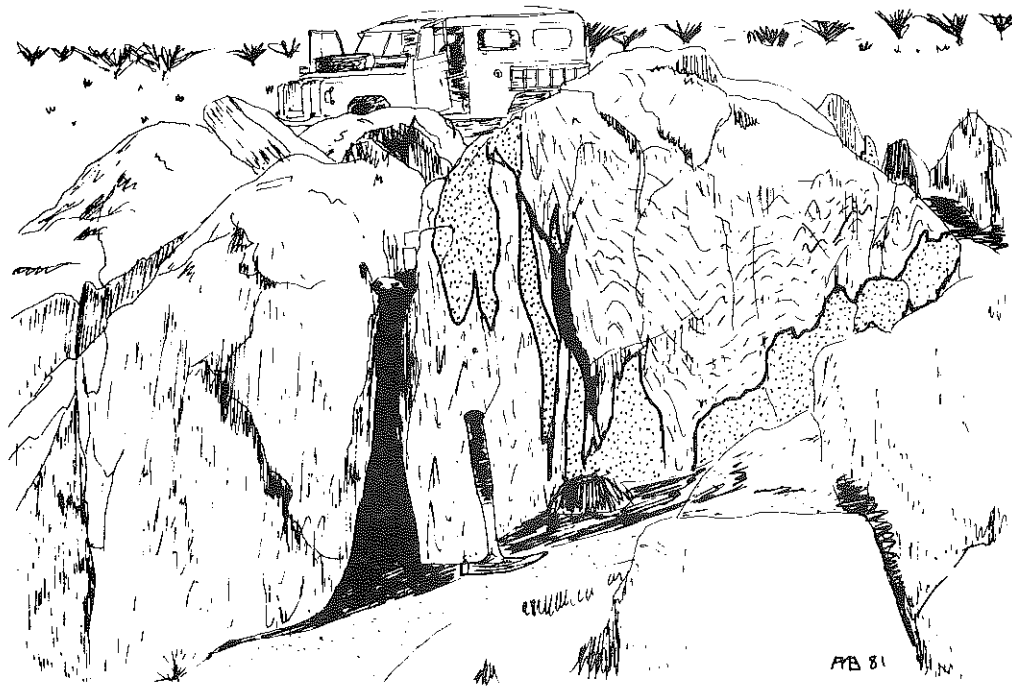


Figure 65 - Dessin d'après photographie de plis droits P2 affectant la foliation SK1 des gneiss métadioritiques et des filons aplitiques de l'assemblage kidalien. Secteur Sud de Rahrous, à l'Ouest de l'U.G.I.



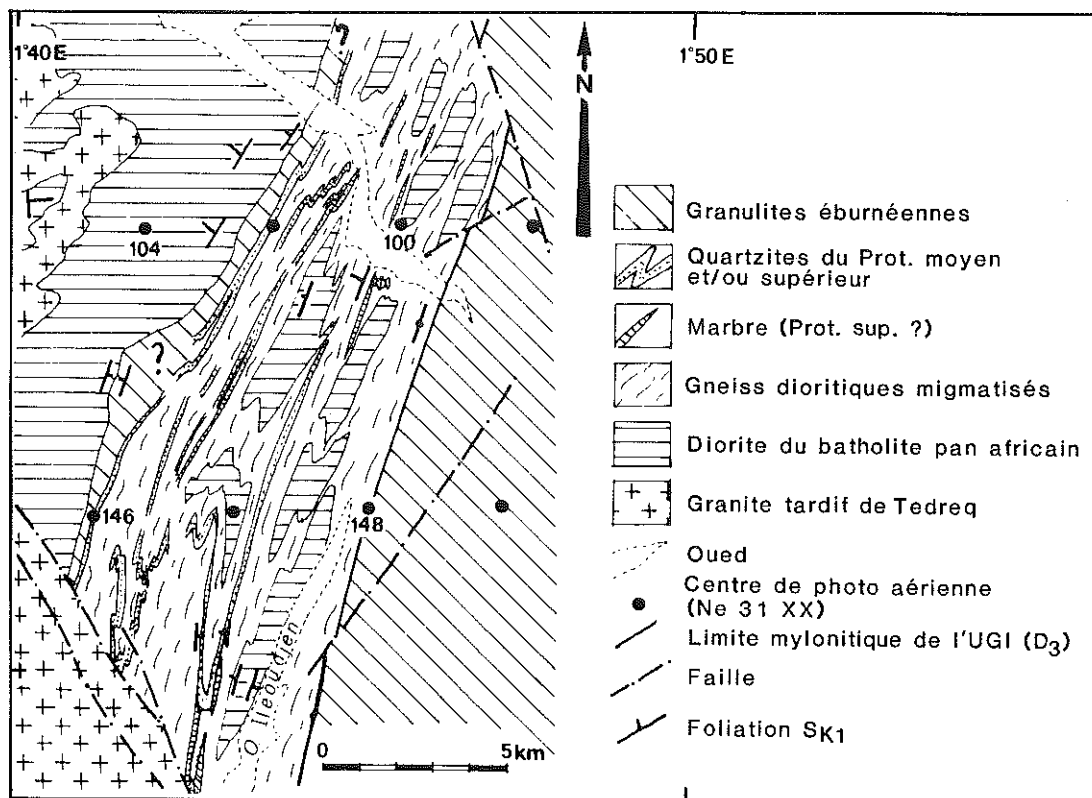


Figure 66 - Carte géologique schématique du secteur de l'Oued Ileoudjen, au Nord de la piste Kidal-Tin Zaouatène.

IB901. Gneiss rubané migmatitique ( $D_1$ ). Il a une composition globale tonalitique. Le rubanement est parallèle à la foliation régionale  $S_{k1b}$ . Dans ces gneiss se trouvent des niveaux de quartzites feldspathiques à gros grain (structure du quartz à croissance exagérée). La foliation  $S_{k1b}$  qui est ici verticale porte une linéation minérale horizontale N-S définie par la biotite. La paragenèse est la suivante : quartz + oligoclase (An15) + biotite + opaques + zircons + allanite + sphène.

Le quartz est en grands cristaux à contours lobés, englobant des cristaux plus petits de plagioclase, biotite ou minéraux accessoires, suggérant une croissance exagérée par migration de joints de grains. Ils ont une extinction nette et franche ou présentent une sous-structure large à sous-joints prismatiques. Ils contiennent de nombreuses inclusions fluides irrégulières disposées dans des surfaces courbes.

Les plagioclases ne sont pas déformés (mâcles non tordues) ; ils se présentent en gros cristaux globuleux ou ovoïdes, à contours irréguliers ; ils ne sont pas zonés mais sont parfois antiperthitiques. La biotite brune est subparallèle au rubanement-foliation ; elle n'est pas déformée. Les opaques constituent des plages elliptiques irrégulières englobant des zircons, des allanites métamictes et du sphène. Des minéraux secondaires apparaissent au détriment du plagioclase (calcite, séricite, épidote) ou de la biotite (chlorite).

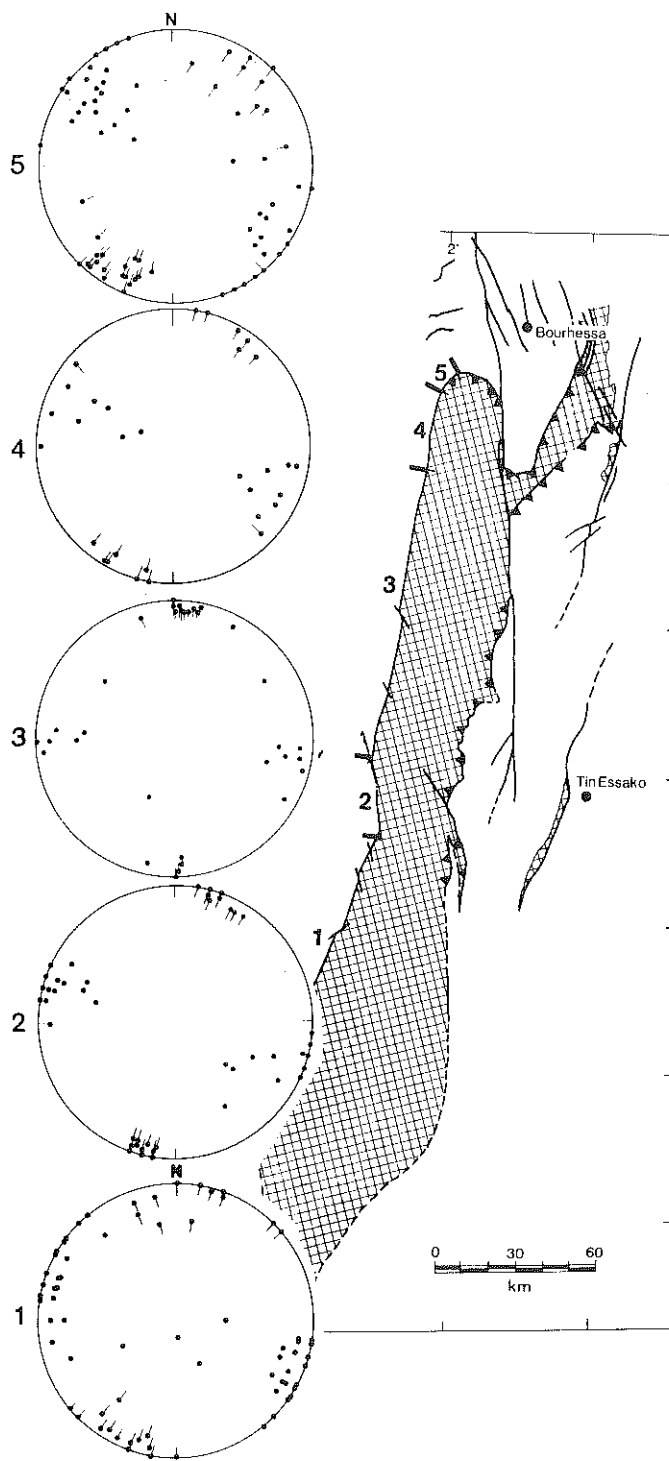


Figure 67 - Projections stéréographiques (hémisphère inférieure) des foliations (•) et linéations (↗) de phase  $D_1$  (et/ou  $D_2$ ) dans l'assemblage kidalien du secteur situé à l'Ouest de l'U.G.I.

M181. Gneiss amphibolique ( $D_1 + D_2$ ). Ce gneiss se situe à 6 km à l'Ouest d'In Raras. Il présente une déformation intense exprimée par une foliation  $S_{k2}$  10 W 80 et une linéation d'étirement subhorizontale. La paragenèse observée est la suivante : quartz + oligoclase (An15) + hornblende verte + biotite brune + sphène + opaques + apatite + zircons. Le grain moyen de la roche est nettement inférieur à celui de la précédente (0,5 mm). Le quartz y est moins abondant aussi, en cristaux irréguliers mais peu déformés : leur extinction est franche ou bien ils présentent une sous-structure prismatique nette. Les plagioclases sont sous deux formes : grands cristaux ovoïdes dont les mâcles sont parfois tordues, et cristaux plus petits non déformés issus apparemment de la recristallisation dynamique des premiers. La hornblende verte en grands prismes à nombreuses inclusions de biotite, quartz, feldspath, opaques et la biotite brune qui semble s'être développée en partie aux dépens de la hornblende, ne sont pas déformées. La roche se caractérise donc par un recuit qui est certainement postérieur à la déformation intense ( $D_1 + D_2$ ), visible sur échantillon et sur affleurement. Des minéraux secondaires (calcite, épidote, chlorite de remplacement de la biotite) apparaissent localement.

M49. Quartzite phylliteux ( $D_1 + D_2$ ). Il provient des chaînons de Rharous aux pieds desquels ont été observés des boudins d'éclogitoïdes. Les minéraux observés sont les suivants : quartz, muscovite, biotite, feldspaths, rutile en grain, fibrolite incluse dans le quartz, zircons arrondis.

Dans une lame perpendiculaire aux plis  $P_{1b}$ , on voit que la biotite et la muscovite tournent dans la tête des plis mais elles sont partiellement réorientées. Ces micas constituent des lits continus distants de 0,5 mm en moyenne, limitant ainsi la croissance des grains de quartz qui ont une taille variant entre 0,5 à 1 mm suivant l'espace qui leur est disponible. Ils sont donc une structure caractéristique d'une croissance exagérée. Une déformation faible, de basse température affecte les cristaux de quartz postérieurement à l'acquisition de la structure de recuit (extinction légèrement onduleuse, bandes étroites de déformation évoquant un "froissage" du réseau). Dans ce quartzite, des grandes plages de muscovite à inclusions de rutile sont probablement d'anciens silicates d'alumine (dithène contemporain des éclogitoïdes voisins ?).

### 3 - INTERPRETATION

Comme au Nord de l'U.G.I., les structures  $D_1$  se caractérisent par un recuit intense des minéraux : plagioclases non zonés dans les métadiorites, hornblende et biotite orientées mais non déformées, croissance exagérée des grains de quartz. La température ayant régné pendant et juste après la déformation a donc été élevée. Les facteurs limitant le recuit des minéraux sont le grain des différentes phases présentes et l'existence de discontinuités (litage par exemple) qui sont autant de barrage à la migration des joints de grains, de ceux du quartz en particulier. Ces facteurs sont en fait liés à l'intensité des phases  $D_{1a}$  et  $D_{1b}$ .

La phase  $D_2$  s'accompagne elle aussi du recuit du quartz (croissance exagérée régie par les mêmes facteurs que plus haut). Cependant, la température n'a pas été assez élevée au cours de  $D_2$  pour entraîner le recuit des plagioclases dont les mâcles restent tordues. Il semble que la déformation  $D_2$  corresponde à un gradient N-S de température. Le recuit semble

en effet plus important au Sud de ce secteur qu'au Nord, à déformation  $D_2$  égale.

Les structures liées à  $D_2$  contrastent avec celles liées à  $D_1$  (bordure occidentale de l'U.G.I., voir chapitre IV ) et sont donc facilement reconnaissables. On peut ainsi affirmer qu'avant la phase  $D_3$ , la bande d'assemblage kidalien longeant l'U.G.I. à l'Ouest a subi une déformation  $D_1 + D_2$  très intense.

## B - EFFETS DE LA TECTONIQUE $D_1$ - $D_2$ DANS LES GRANULITES

La limite occidentale de l'U.G.I. est marquée, côté granulites, par des mylonites verticales à linéation horizontale (voir chapitre 4 ) caractéristiques de la phase  $D_3$ . Dans le cas général, de l'autre côté de ces ultramylonites, voire d'une faille brutale, se trouve l'assemblage kidalien très molonitique. En deux points cependant, j'ai retrouvé des granulites dans le compartiment Ouest à proximité immédiate de l'U.G.I. : c'est au Sud d'Abeibara et au Sud de Rahrous. Dans les deux cas, les granulites sont mylonitiques, tout comme l'assemblage kidalien, elles portent une linéation d'étirement sub-méridienne ; dans cette foliation mylonitique subsistent des noyaux granulitiques non déformés (norites, kinzigites) et des filons doléritiques schistosés semblables à ceux décrits dans l'U.G.I. sont encore reconnaissables (structure doléritique parfois conservée au coeur). Cette foliation mylonitique est ensuite replissée par la phase  $D_3$ . Le déversement des plis  $P_3$  indique que les granulites sont en position anormale sur l'assemblage kidalien (Fig. 68 ). J'assimile cette foliation mylonitique des granulites à une surface  $S_{G1}$ , équivalente de la foliation  $S_{klb}$  de l'assemblage kidalien voisin qui est localement subhorizontale (secteur au Sud d'Abeibara). Cette foliation  $S_{G1}$  est tronquée par la bordure mylonitique de l'U.G.I.

### Structures microscopiques

Je ne décrirai pas ici de structure liée à la phase  $D_1 - D_2$  dans les granulites préservées à l'Ouest du cisaillement  $D_3$ , car ces roches ont été fortement affectées par la déformation  $D_3$  qui a oblitéré les microstructures anciennes.

## COUPE SCHEMATIQUE DE LA BORDURE OCCIDENTALE DE L'U.G.I.

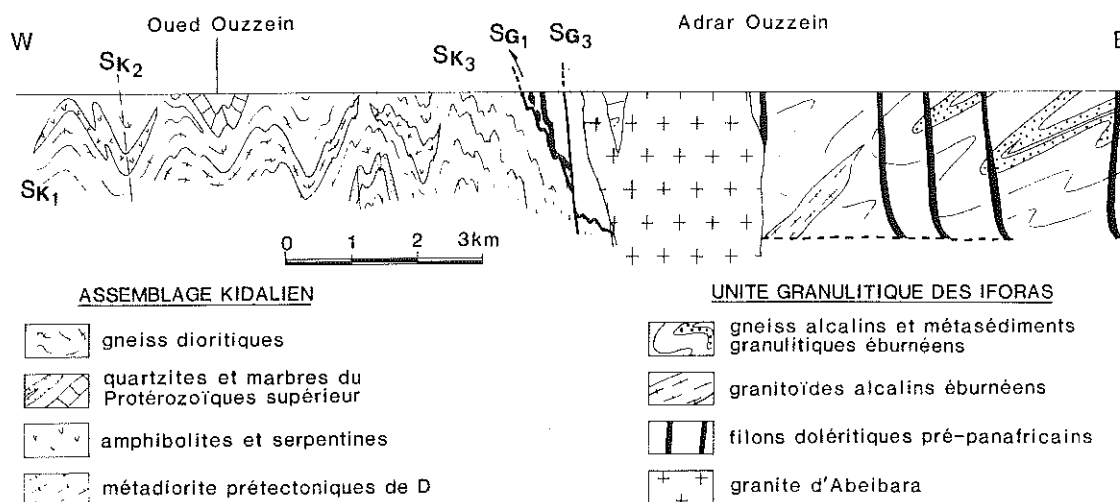


Figure 68 - Légende : Assemblage Kidalien ; 1 : gneiss dioritiques ; 2 : quartzites et marbres du Protérozoïque supérieur ; 3 : amphibolites et serpentinites ; 4 : métadiorites prétectoniques de D<sub>1</sub> - U.G.I. : 1 : gneiss alcalins et métasédiments granulitiques éburnéens ; 2 : granitoïdes alcalins éburnéens ; 3 : filons doléritiques pré-panafricains ; 4 : granite d'Abeibara.

## C - L'U.G. DE L'ADRAR BEZEG ET SON PROLONGEMENT SUD

L'Adrar Bezeg est constitué de granulites très rétro-morphosées et semblables à celles de l'U.G.I. Il occupe une place cruciale dans le domaine central des Iforas car il sépare le batholite pan-africain à l'Ouest, de l'assemblage kidalien à l'Est. Les limites occidentales et orientales de cet ensemble sont brutales et soulignées par des cataclasites ou plus rarement par des zones mylonitiques verticales, dans lesquelles se sont déposés des grabens de Série Pourprée, sur la piste de Tessalit-Bourhessa et à l'Ouest de l'Adrar Adrar (Karpoff, 1958).

Sur les granulites au cœur de l'U.G. de l'Adrar Bezeg se trouvent des synclinaux pincés de quartzites. Deux surfaces S<sub>1</sub> et S<sub>2</sub> sont visibles dans ces quartzites (L.I. Wright, résultats non publiés). La deuxième surface (S<sub>2</sub>), plan axial des synclinaux, est définie par de la muscovite issue de la rétro-morphose de disthène lié à la première phase (métamorphisme

haute pression à rutil et disthène). Le contact entre ces quartzites et les granulites est tectonisé, la foliation mylonitique étant elle aussi parallèle au plan axial des synclinaux donc correspondant probablement à  $S_2$ . Il faut souligner que le silicate d'alumine présent habituellement dans les granulites est la sillimanite. Le contact granulite-quartzites est donc probablement un contact tectonique  $D_1$ .

Au Nord de l'U.G. de l'Adrar Bezeg (Adrar Ourdjan), un ensemble de quartzites et de marbres déformés par  $D_1$ , est recouvert en discordance par une série de graywackes, le tout étant ensuite déformé par la phase  $D_2$  donnant des plis serrés déversés à l'Est (Wright, résultats non publiés). Donc, là encore, une coupure existe au sein des séries métasédimentaires, coupure importante car elle sépare les phases  $D_1$  et  $D_2$ .

A la Gara Timalaïn, tous les intermédiaires existent entre des gneiss alcalins rubanés éburnéens à niveaux de quartzites à magnétite, et des gneiss dioritiques migmatitiques analogues à ceux de l'assemblage kidalien (voir photo 1,2, pXIV). Ces roches sont à gros grain, et sont caractérisées par un recuit intense. Elles présentent des analogies avec certaines migmatites non granulitiques rencontrées dans l'U.G.I. (voir page ). Les granulites sont aussi envahies par des diorites pré-tectoniques et par un complexe basique et ultrabasique d'âge inconnu, au Nord de l'Adrar Chibani.

L'essentiel des observations sur le prolongement Sud de l'U.G. de l'Adrar Bezeg a été fait par J.M.Bertrand (1978) et J.M.Bertrand et A.Ploquin (1980).

Vers le Sud, l'U.G. de l'Adrar Bezeg ne constitue qu'une lanière qui peut se suivre cependant jusqu'à Rahrous et dans laquelle on retrouve des quartzites gris ou bleus, des amphibolites avec ou sans grenat, des serpentinites et des gneiss alcalins dont l'origine est incertaine (gneiss alcalins éburnéens rétro-morphiques et déformés, ou gneiss alcalins du Protérozoïque moyen ?). L'ensemble est déformé et montre au Sud deux foliations.  $S_{B1}$  a généralement un fort pendage vers l'Est sauf au Sud de l'Oued Ibdeken où elle pend localement de  $15^\circ$  vers le NNW. Elle est reprise par une foliation  $S_{B2}$  à pendage raide (voir Fig. 63). Les phases de déformation ayant donné naissance aux surfaces  $S_{B1}$  et  $S_{B2}$  se sont déroulées dans des conditions de métamorphisme au moins égales à celles de l'assemblage kidalien voisin, car on y trouve des éclogitoïdes et des structures de recuit caractéristiques des surfaces  $S_{K1}$  et  $S_{K2}$  dans l'amphibolite faciès.

Les corrélations avec l'assemblage kidalien sont difficiles mais semblent être les suivantes :

$$S_{B1} = S_{kla} + S_{klb}$$

$$S_{B2} = S_{k2}$$

## V - LE SECTEUR DE TIN ESSAKO

Je me contenterai de reprendre dans ce paragraphe les observations de I. Davison, exposées dans son Ph.D (1980, chapitre 3, p. 39-128) et concernant la tectonique décrite auparavant dans les autres secteurs, et de les compléter si nécessaires par mes propres observations.

I. Davison a subdivisé la feuille de Tin Essako en quatre domaines tectoniques (Fig. 69) :

Domaine 1 : l'U.G.I. peu affectée par la tectonique pan-africaine.

Domaine 2 : la bordure déformée de l'U.G.I. et l'ensemble adjacent de métasédiments du Protérozoïque moyen et supérieur et d'intrusifs très déformés et limité à l'Est par la faille de Tamaradant.

Domaine 3 : il est essentiellement occupé par des granites et des migmatites déterminant une structure en dômes et bassins. Un sous-domaine (3a) est distingué : il consiste en une bande de socle granulitique située entre des roches plus jeunes.

Domaine 4 : c'est une bande de terrains volcano-sédimentaires s'élargissant au Nord et correspondant au segment de Tin Zaouatène sur la feuille de Tin Zaouatène - Essali.

### A - DOMAINE 1

I. Davison reconnaît dans l'U.G.I. la même suite d'événements pan-africains que celle décrite dans le Nord : des dykes doléritiques recoupent toutes les structures éburnéennes et sont eux-mêmes déformés pendant l'orogénèse pan-africaine comme l'indique la carte de leur répartition et les diagrammes en rose correspondant (Fig. 3.2, page 45, in Davison, 1980). L'auteur est ainsi amené à séparer l'U.G.I. en deux zones : l'une non affectée apparemment par la déformation pan-africaine (domaine 1) et l'autre déformée (domaine 2). J'ai cependant montré dans le paragraphe II, que certains secteurs cartographiquement situés dans le domaine 1, correspondent à des zones de déformation pan-africaine interne de l'U.G.I. : ce sont la bordure Ouest de la diorite de l'Oued In Afara et le synclinal de couverture sédimentaire discordante sur l'U.G.I.

### B - DOMAINE 2

I. Davison y définit trois phases de déformation pan-africaines (auxquelles je donnerai les initiales de l'auteur I.D.) : deux phases isoclinales  $ID_1$  et  $ID_2$  et une phase de plis droits  $ID_3$ .

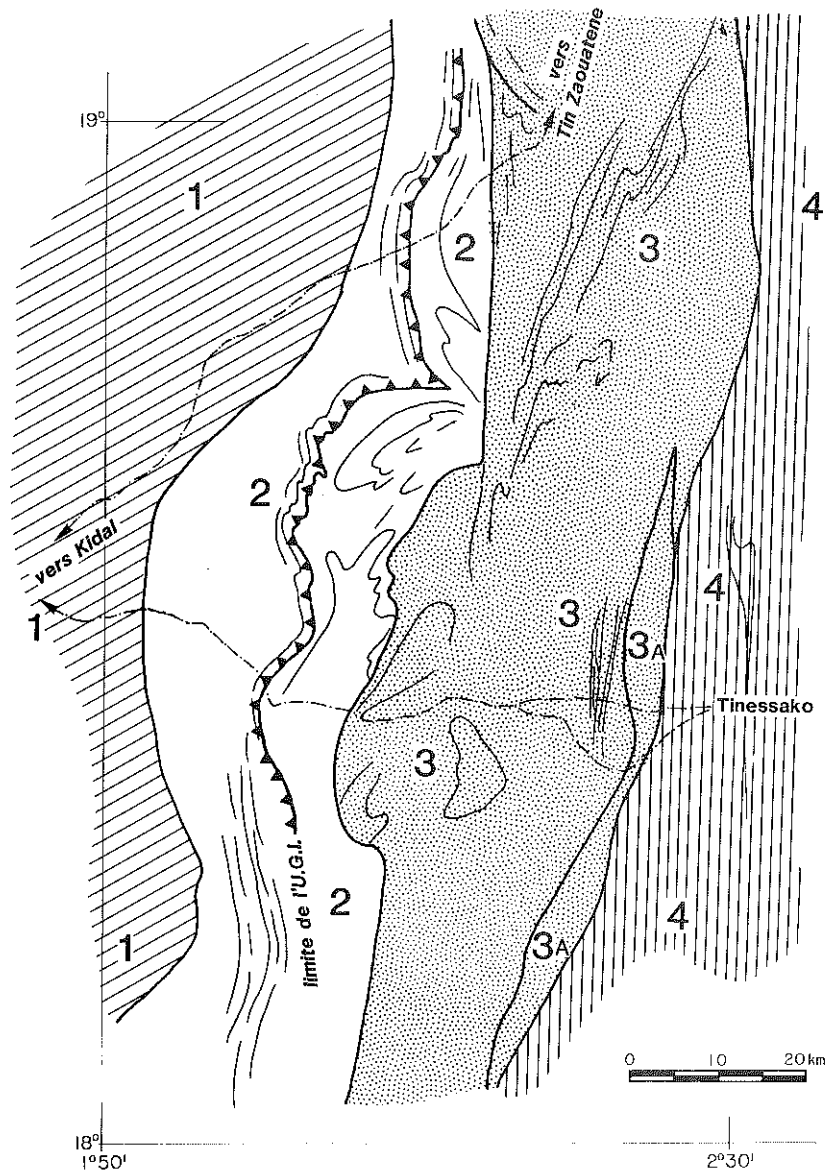


Figure 69 - Domaines structuraux du secteur de Tin Essako, tels qu'ils ont été définis par Davison (1980).

- 1 - Unité granulitique des Iforas
- 2 - Bordure déformée de l'U.G.I. et ensemble adjacent constitué par des métasédiments (Protérozoïque moyen et supérieur) et des intrusifs très déformés.
- 3 - Granites et migmatites en dômes et bassins
- sous-domaine 3A : socle granulitique
- 4 - Terrains volcanodétritiques.



## 1 - LA PHASE ID1

Elle est très hétérogène et essentiellement concentrée sur la bordure orientale de l'U.G.I. et dans les métasédiments immédiatement adjacents (voir Fig. 3.7, in Davison, 1980).

### a) La bordure orientale de l'U.G.I.

Elle est intensément mylonitique sur une épaisseur variable : 50 m au Sud de la piste Kidal-Tin Essako ; 2 km au Nord de la piste Kidal-Tin Zaouatène, où des bandes mylonitiques internes de l'U.G.I. décrites précédemment rejoignent la bordure orientale.

La foliation mylonitique a généralement un fort pendage (Fig. 70 ) sauf dans l'Oued In Erher où elle pend à 45° environ vers l'Ouest (Fig. 71 ) et affecte à la fois les granulites, des roches basiques rubanées et des filons d'aplite, qui sont géométriquement sur les métasédiments déformés de l'Est.

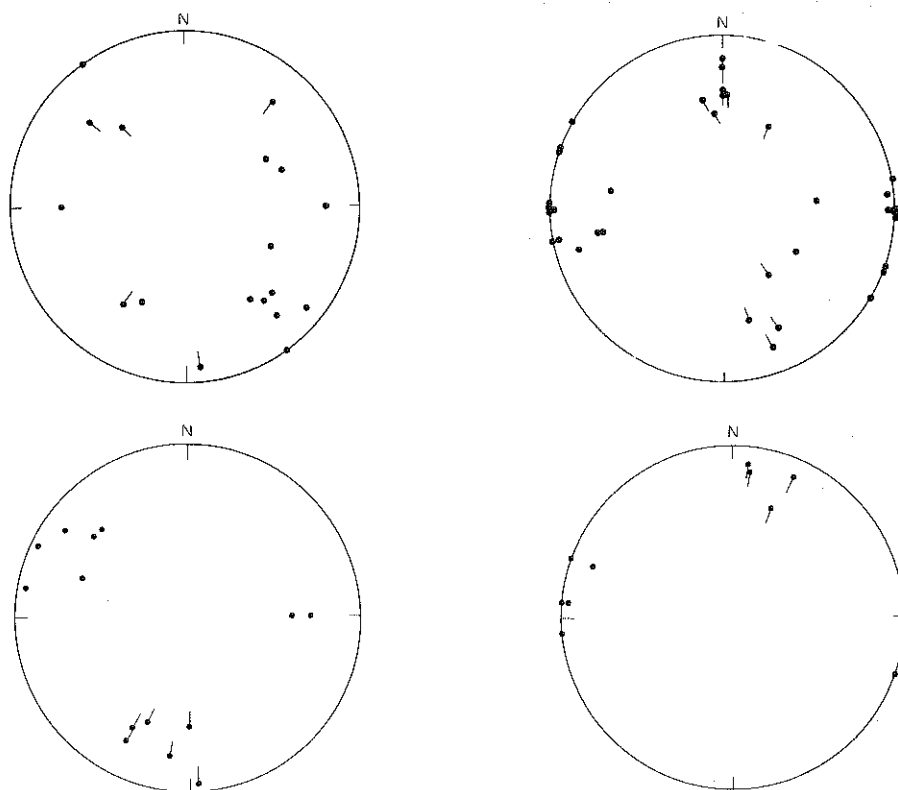


Figure 70 - Foliations S1 et linéations d'étirement  $l_1$  dans la bordure mylonitique orientale de l'U.G.I. et dans les métasédiments situés à l'Est de l'U.G.I. Deux secteurs ont été différenciés : au Nord et au Sud de la piste de Kidal Tin Essako.

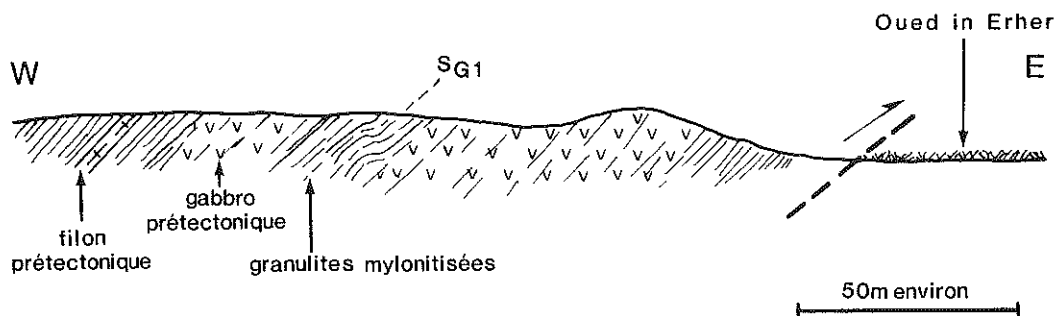


Figure 71 - Foliations  $S_1$  et linéations d'étirement  $I_1$  dans la bordure mylonitique orientale de l'U.G.I. et dans les métasédiments situés à l'Est de l'U.G.I. Deux secteurs ont été différenciés : au Nord et au Sud de la piste de Kidai Tin Essako.

La linéation d'étirement portée par la foliation mylonitique est très nette et définie par les rubans clairs de quartz et de feldspaths et sombres de biotite et d'amphibole (photo 3, pl. XIV). Elle a une attitude variable du fait des déformations ultérieures (Fig. 70) qui la plissent.

Dans la moitié Sud de la feuille de Tin Essako - Essali, la limite orientale de l'U.G.I. est plus complexe et I. Davison y a reconnu une répartition des granulites et des métasédiments reprise par la phase  $ID_3$  (Fig. 3.3, in Davison, 1980).

Les microstructures associées à la phase  $ID_1$  dans les roches de l'U.G.I. ont été décrites par Davison (1980). Il est très difficile de trouver des échantillons caractéristiques uniquement de cette phase de déformation car  $ID_3$  est quasi-omniprésente et transforme la microstructure du quartz (extinction onduleuse, sous-structure surimposée) même lorsqu'elle ne se traduit pas par une déformation sensible de la roche. Cependant les microstructures liées à  $ID_1$  se comparent bien à celles décrites ailleurs sur la bordure mylonitique de l'U.G.I. (recristallisation en mosaïque des feldspaths, foliation définie par des rubans à Platten-quartz et par la disposition de la biotite et de la hornblende verte syntectoniques).

#### b) Dans les métasédiments

La phase  $ID_1$  est particulièrement bien exprimée et conservée sur une bande longeant le contact de l'U.G.I. ; elle se traduit par une foliation mylonitique subparallèle au litage sédimentaire et par des plis isoclinaux dont la flèche atteint 3 km. Davison (1980) suggère que le plan axial de ces plis isoclinaux serrés ne pouvait être qu'horizontal, étant donné la flèche et l'aspect de ces plis.

Cet auteur a pu effectuer des mesures de la déformation sur des conglomérats à éléments de quartzites situés à proximité immédiate du contact de l'U.G.I. en trois localités différentes. Ces mesures montrent que le rapport X/Z est très variable mais au moins égal à 10:1 et correspond à une très forte déformation hétérogène, liée à la phase ID<sub>1</sub>, donnant des L-tectonites ; la valeur de K est variable d'une localité à l'autre (0,23 à 6,20) mais indique plutôt une déformation en constriction avec une composante d'aplatissement.

La foliation S<sub>1</sub> a un pendage raide et une linéation subhorizontale ou plongeant moyennement vers le Nord ou vers le Sud (voir Fig. 70 ).

## 2 - LA PHASE ID<sub>2</sub>

Elle n'a pas été reconnue dans la bordure mylonitique de l'U.G.I. : aucun pli affectant par exemple les filons doléritiques déjà mylonitiques n'a été observé. Par contre, I. Davison l'a mise clairement en évidence dans les métasédiments ; là où ID<sub>3</sub> est faible, la phase ID<sub>2</sub> déforme la surface S<sub>1</sub> et s'accompagne de plis P<sub>2</sub> isoclinaux, déversés vers l'Ouest ou le Nord-Ouest, et à plan axial souligné par une schistosité S<sub>2</sub>, subhorizontale. Les plis P<sub>2</sub> ont une flèche pouvant atteindre 5 km et s'accompagnent d'une linéation l<sub>2</sub> d'allongement.

## 3 - LA PHASE ID<sub>3</sub>

Les structures liées aux phases ID<sub>1</sub> et ID<sub>2</sub> dans les granulites et les métasédiments sont ensuite déformées par la phase ID<sub>3</sub> (voir par exemple la fig. 58 ) à toutes les échelles, de la carte à la lame mince. Les plis P<sub>3</sub> sont souvent de grandes structures, parfois déversées et indiquant une position en synforme des granulites. Ce sont des plis droits d'axe NNE-SSW à plongement variable. Davison (1980) attribue aussi à la phase ID<sub>3</sub> certaines zones de cisaillement telles que la "faille" Andjour-Tamaradant qui a nettement eu un jeu ductile de 15 km, et la zone de déformation interne de l'U.G.I. au niveau du synclinal discordant.

## C - LE DOMAINE 3 (Davison, p 85, 1980)

Ce domaine est essentiellement constitué d'une mer de granites et de migmatites dans laquelle subsistent quelques îles de métasédiments, l'ensemble dessinant une structure en dômes et bassins de phase ID<sub>3</sub>. Les structures liées à ID<sub>1</sub> et ID<sub>2</sub> ne sont visibles que dans les métasédiments alors que les granites ne sont affectés que par la phase D<sub>3</sub>. Elles sont

semblables à celles décrites dans le domaine 2. La zone de In Tillit correspondant à une intense déformation, est interprétée par I. Davison (1980, p. 86) comme une zone de cisaillement liée à ID<sub>1</sub> et réorientée par la phase ID<sub>3</sub> de plis droits N-S.

Le domaine 3a situé à l'Est du domaine 3 (voir Fig. 69 ) est très important car R. Karpoff (1958) y avait déjà reconnu des roches à faciès Iforas (granulites) et I. Davison (1980) y a confirmé l'existence d'un socle éburnéen déformé au Pan-Africain. En effet des filons basiques liés à des anorthosites pré-pan-africaines recoupent une foliation dans le socle et sont eux-mêmes déformés. L'anorthosite présente trois phases de déformation:

- . ID<sub>1</sub> exprimée par une foliation sub-parallèle au litage magmatique;
- . ID<sub>2</sub> exprimée par des plis isoclinaux d'axe N-S, la linéation minérale étant E-W à ESE-NNW. Aucune direction de mouvement n'a pu être déterminée pour cette phase de déformation qui correspond aussi au charriage du socle (granulites + anorthosite) sur la série volcano-sédimentaire voisine ;
- . ID<sub>3</sub> exprimée par des plis ouverts d'axe N-S dont l'asymétrie indique un synclinal à l'Est.

#### D - LE DOMAINE 4 (I. Davison, 1980, p 107)

Il correspond au prolongement vers le Sud du rameau de Tin Zaouatène, tel que l'avait déjà cartographié R. Karpoff (1958). Il peut être subdivisé en deux zones : l'une occupée par des micaschistes, l'autre par des orthogneiss incluant des niveaux de quartzites. I. Davison reconnaît deux phases de déformation dans ce domaine :

- . ID<sub>1</sub> visible surtout dans les schistes au contact de la nappe des granulites du domaine 3 a et accompagnée d'une linéation d'étirement E-W et d'une linéation d'intersection S<sub>0</sub> - S<sub>1</sub> N-S ;
- . ID<sub>2</sub> définissant des plis P<sub>2</sub> ouverts N-S.

#### E - REMARQUES

En prenant pour point de repère la foliation mylonitique de la bordure de l'U.G.I., je propose la correspondance suivante entre les phases de déformation (ID) définies par Davison (1980) dans les domaines 1, 2 et 3 et celles que j'ai décrites dans les autres secteurs du centre de l'Adrar des Iforas (voir tableau 6). Elle est fondée sur les similitudes morphologiques des plis et des foliations liés aux différentes phases

de déformation et sur l'observation suivante : nulle part, le long de la bordure orientale de l'U.G.I., feuille de Tin Essako) on ne voit les granulites mylonitisées reprises avec les métasédiments dans les plis isoclinaux liés à la phase ID<sub>2</sub> et dont la trace des plans axiaux est subparallèle à la limite de l'U.G.I. J'en conclus donc, que le contact entre les deux unités est une structure liée à la phase ID<sub>2</sub> qui est par conséquent l'équivalent de ma phase D<sub>1</sub>.

BOULLIER (cet ouvrage)				Domaines 1,2,3		BERTRAND-DAVISON(1981)	
GRANULITES	ASSEMBLAGE KIDALIEN	METASEDIMENTS		TIN ESSAKO GRANULITES	DAVISON(1980) METASEDIMENTS	ASSEMBLAGE KIDALIEN	
		TRILOGIE	VOLCANOSÉD.				
	D <sub>1a</sub> S <sub>k1a</sub>				ID <sub>1</sub> S <sub>1</sub>	D <sub>1</sub> S <sub>1</sub>	
D <sub>1</sub> S <sub>G1</sub>	D <sub>1b</sub> S <sub>k1b</sub>	D <sub>1</sub> SM1		ID <sub>1</sub> S <sub>1</sub>	ID <sub>2</sub> S <sub>2</sub>	D <sub>2</sub> S <sub>2</sub>	
D <sub>2</sub> S <sub>G2</sub>	D <sub>2</sub> S <sub>12</sub>	D <sub>2</sub> S <sub>M2</sub>	D <sub>2</sub> S <sub>M2</sub>	ID <sub>1</sub> S <sub>1</sub>	ID <sub>2</sub> S <sub>2</sub>	D <sub>2</sub> S <sub>2</sub>	
D <sub>3</sub> S <sub>G3</sub>	D <sub>3</sub> S <sub>K3</sub>						

Tableau 6 - Correspondance entre les différentes phases de déformation et les surfaces correspondantes décrites par différents auteurs.

## CHAPITRE III

# ORIENTATIONS PREFERENTIELLES DU RESEAU DU QUARTZ LIEES AUX PHASES D<sub>1</sub> et D<sub>2</sub>

## INTRODUCTION

Dans les mylonites, le quartz se déforme par glissement intracristallin c'est-à-dire par mouvement des dislocations ou défauts cristallins. Les études expérimentales ont montré que les systèmes de glissement activés sont différentes suivant les conditions de température et de vitesse de déformation (Christie et al., 1964 ; Heard et Carter, 1968 ; Baeta et Ashbee 1969 ; Blacic, 1975...). Or, l'activation de l'un ou l'autre système de glissement influe sur l'orientation préférentielle de réseau (O.P.R.) et les figures d'O.P.R. varient donc en fonction de la température et de la vitesse de déformation (Tullis et al., 1973).

D'autre part, de nombreuses études ont montré qu'il est possible de corrélérer la géométrie de l'O.P.R. du quartz avec la cinématique de la déformation dans différentes zones de cisaillement : Burg et Laurent (1978), Bouchez (1977 a et 1977 b), Bouchez et Pêcher (1976, 1981), Bossière et Vauchez (1978), Berthé et al. (1979), Brunel et Geysant (1978), Malavieille et Etchecopar (1980), Boullier et Quenardel (1980). La dissymétrie de l'O.P.R. du quartz et son obliquité sur les axes de l'ellipsoïde de la déformation matérialisée par la foliation (plan XY) et la linéation d'étiement (axe X), traduisent une déformation rotationnelle et le sens de cisaillement est donné par l'obliquité de l'O.P.R. sur l'axe X de l'ellipsoïde des déformations.

Donc, l'étude de l'O.P.R. du quartz dans des roches déformées peut apporter deux types de renseignements :

- géométrie et cinématique de la déformation ;
- température et vitesse de la déformation.

C'est pour obtenir de tels renseignements que j'ai effectué quelques mesures d'O.P.R. du quartz dans des roches déformées par D<sub>1</sub> et/ou par D<sub>2</sub> ; en effet, il n'a pas toujours été possible sur le terrain de déterminer

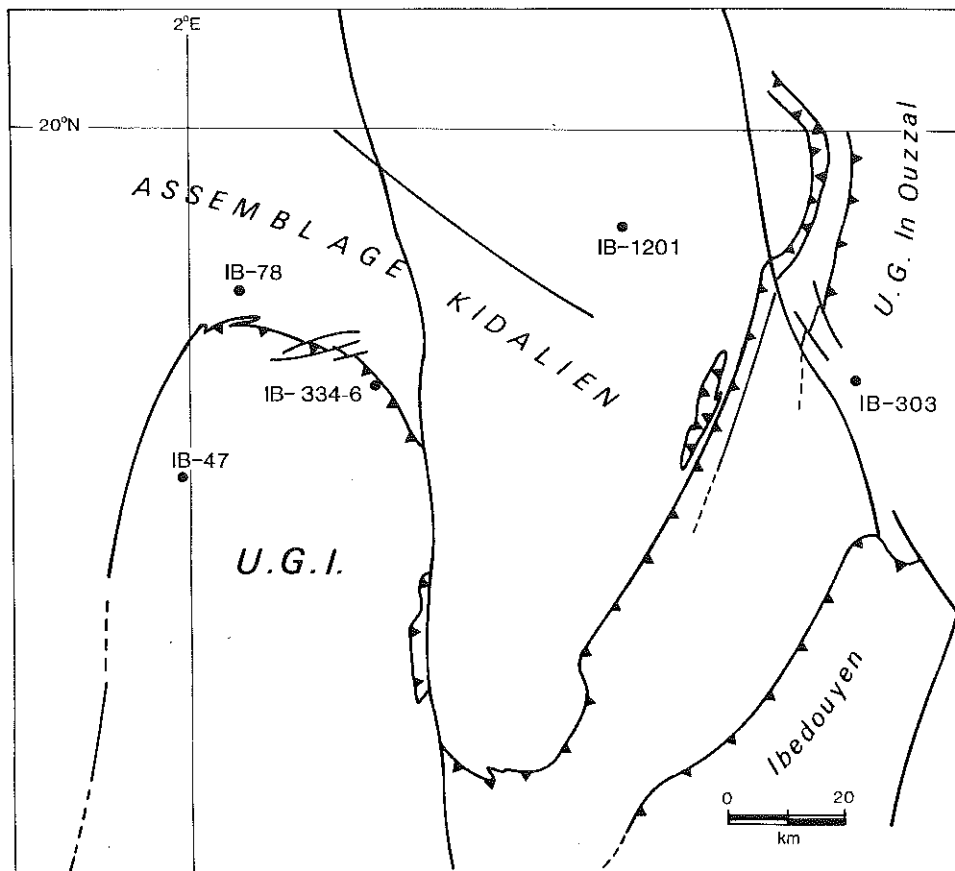


Figure 72 - Localisation des échantillons dont l'O.P.R. du quartz est étudiée dans le texte.

le sens de déversement des structures fautes de critères géométriques univoques (polarité des métasédiments par exemple). Cependant, cette méthode n'a pas apporté autant de résultats qu'escomptés surtout en ce qui concerne  $D_1$  : en effet, peu adaptée aux cas de déformations superposées, la méthode n'a pu être utilisée qu'en quelques points seulement.

Les échantillons décrits dans ce chapitre sont les suivants (voir localisation sur Fig. 72) :

I - Roches déformées par  $D_1$

- |             |   |
|-------------|---|
| A - IB 1201 | } quartzites de l'assemblage kidalien   |
| B - IB 78   |   |
| C - IB 334  | } mylonites de la bordure N de l'U.G.I. |
| D - IB 336  |   |

II - Roches déformées par  $D_2$

- IB 303 : mylonite à mullions (L-tectonite) de l'U.G. In Ouzzal  
 IB 47 : mylonite d'une zone de cisaillement interne de l'U.G.I.

## I ROCHES DEFORMEES PAR D<sub>1</sub>

### A - ECHANTILLON IB 1201

Le quartzite IB1201 décrit (photo 2, pl. IX), appartient à l'assemblage kidalieu. Il présente une foliation  $S_{kl}$  orientée 115 S 15 et une linéation  $l_{kl}$  (15 au 205) correspondant à l'étirement des micas blancs et des minerais;  $l_{kl}$  est aussi parallèle à l'axe des plis plurimétriques  $P_1$  qui ont un déversement apparent vers le NW (Fig. 73). IB1201 a été prélevé sur le flanc normal d'un de ces plis.

L'O.P.R. du quartz (Fig. 73) montre une forte concentration des axes C de 15° de la normale à  $l_{kl}$  dans le plan  $S_{kl}$  (axe Y de l'ellipsoïde de déformation  $D_1$ ). Ce maximum montre un étalement dissymétrique dans le plan XY et suivant une portion de couronne oblique sur X. Ce type d'O.P.R. avec fort maximum en Y se rencontre dans les mylonites de température moyenne à élevée (faciès schistes verts profond ou faciès amphibolite, Wilson, 1975 ; Boullier et Bouchez, 1978 ; Behr, 1978 ; Bouchez, 1977).

La linéation d'étirement et la foliation sont proches respectivement de la direction et du plan d'écoulement de la matière. Or l'axe C se situe dans la foliation, en Y. Ceci signifie donc que l'O.P.R. du quartz est liée à l'activation d'un système de glissement tel que :

- C [0001] est contenu dans le plan de glissement ;
- la direction de glissement est une direction perpendiculaire à l'axe C donc une direction basale, sans qu'il soit possible de préciser laquelle.

Les travaux expérimentaux de Heard et Carter (1968), Baeta et Ashbee (1969), Tullis et al. (1973) et Blacic (1975) montrent que le système prismatique (plan de glissement {10 $\bar{1}$ 0}) est le système activé à haute température ; la direction de glissement mentionnée est le plus souvent c, parfois <c + a> et rarement a (Blacic, 1975). Dans le cas présent, ce serait pourtant a la direction de glissement, étant donnée l'O.P.R. du quartz et l'assimilation de la linéation d'étirement à la direction de mouvement.



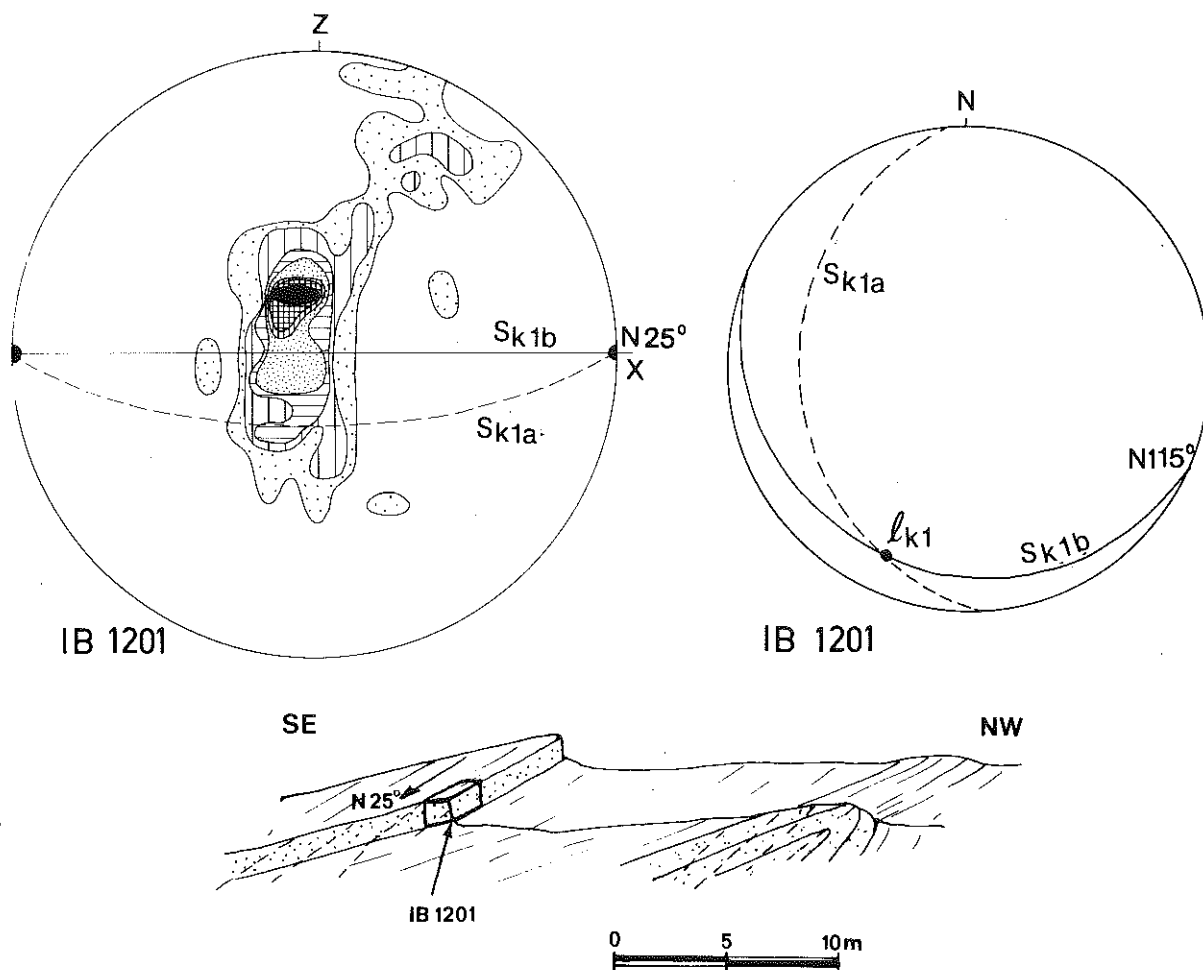


Figure 73 - Orientation préférentielle des axes C du quartz dans l'échantillon IB 1201 et géométrie des structures correspondantes. Projection stéréographique dans l'hémisphère inférieure, 150 mesures. Densités correspondant à 1, 3, 6, 9, 12, 15, 18 mesures par calottes de rayon  $5,5^\circ$  ( $1/220$  de la surface de l'hémisphère) calculées automatiquement (Bouchez, 1971, Bouchez et Mercier, 1974). Maximum 19 mesures. Les axes X, Y et Z reportés sont ceux de l'ellipsoïde des déformations ( $X > Y > Z$ ).

D'autres systèmes de glissement sont responsables de la portion de couronne d'axe C : ces systèmes pourraient être le système pyramidal  $\{10\bar{1}1\} <11\bar{2}0>$  ou surtout le système basal  $(0001) <11\bar{2}0>$

(Bouchez et Pêcher, 1981). L'obliquité de cette portion de couronne indiquerait une composante de cisaillement indiquant un mouvement chevauchant vers le NNE ( $N25^\circ$ ).

En outre, ces résultats montrent que la direction de mouvement ne peut être déduite dans le cas présents de la dissymétrie des plis  $P_1$  observés sur le terrain puisque ces plis ont un axe parallèle à la direction de mouvement. Ces plis sont donc comparables à ceux observés dans les zones de cisaillement intense : plis d'axe "a" attribués à une composante de

constriction (fluage non planaire : Nicolas et Boudier, 1975 ; Brunel et Andrieux, 1977) ou plis d'axe b réorientés par cisaillement (Bell, 1978 ; Pêcher, 1978) ou flancs de pli en fourreaux liés au cisaillement d'un matériel hétérogène (Quinquis et al., 1978 ; Cobbold et Quinquis, 1980).

## B - ECHANTILLON IB 78

Ce quartzite feldspathique et micassés provient de l'assemblage kidalien situé au NW de l'U.G.I. (Fig. 72). Il a une structure à croissance exagérée des grains, la taille de ceux-ci étant cependant inférieure à celle observée dans l'échantillon IB1201, du fait de la plus grande abondance de feldspaths et de micas qui constituent autant de barrières à la migration des joints de grains (photo 6, pl. XIV).

L'O.P. des axes C montre un double maximum symétrique par rapport à Y et partiellement étalé sur une couronne oblique sur Z (Fig. 74). Cette disposition est proche de celle décrite dans IB1201 (paragraphe précédent) et dans des mylonites prélevées dans des zones de cisaillement par Hara et al. (1973) et Carreras et al. (1977).

Ce diagramme d'O.P.R. du quartz peut donc s'interpréter de la même façon que pour l'échantillon IB1201 :

- prédominance du glissement prismatique à direction basale (a probablement) ;
- faible participation du système pyramidal expliquant la portion de couronne oblique sur Z.

L'obliquité de la couronne sur les axes de l'ellipsoïde de déformation indique que la déformation est rotationnelle et correspond à un cisaillement dans une direction voisine de la linéation d'étirement et dont le sens est tel que le compartiment SE se déplace vers le NE.

## C - ECHANTILLONS IB 334 ET IB 336

Ces mylonites quartzofeldspathiques à platten-quartz proviennent de la bordure NE de l'U.G.I. où la déformation est hétérogène à l'échelle de l'affleurement (voir chapitre 2) ; l'échantillon IB 336 dont la microstructure a déjà été décrite (chapitre 2, page 70), est apparemment plus déformé que l'échantillon IB334 (rubans de quartz très rapprochés, linéation

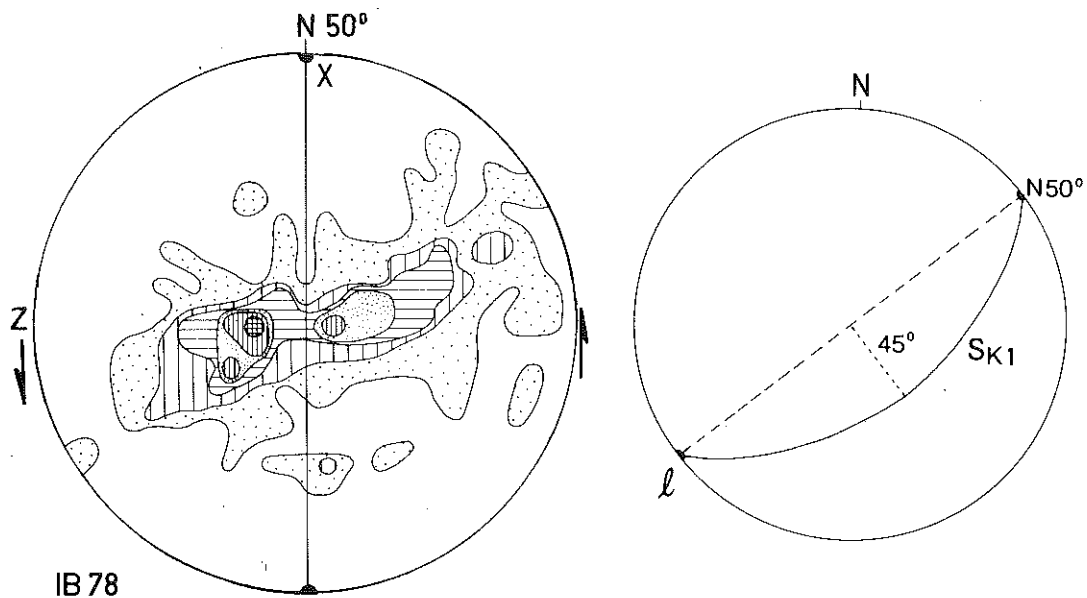


Figure 74 - Orientation préférentielle des axes C du quartz dans l'échantillon IB 78 et géométrie des structures correspondantes. 200 mesures. Contours à 1, 3, 5, 7, 9, 11 mesures. Maximum 12. Même procédé de calcul que pour la figure 73.

mieux définie). La linéation d'étirement déterminée par l'allongement très fort des rubans de quartz n'est pas parfaitement parallèle à elle-même dans tout l'échantillon (surtout IB336) ce qui suggère une déformation hétérogène à l'échelle de l'échantillon.

### 1 - IB 334 (photo 5, pl. XIV)

L'O.P.R. du quartz (Fig. 75 ) peut être schématisée comme suit : deux portions de petits cercles centrés sur l'axe Z et un étalement partiel en couronne dans le plan YZ. Ce diagramme a déjà été publié (Boullier et Bouchez, 1978) et il est intéressant de le comparer à d'autres O.P.R. dans des mylonites à rubans de quartz : ainsi l'O.P.R. du quartz dans IB334 est comparable à l'échantillon n° 10 décrit par Bouchez (1977), Bouchez et Pêcher (1976, 1981 et Fig. 76 de ce chapitre), dont la structure est cependant sensiblement différente ; par contre, les mylonites à platten-quartz décrites dans la littérature ont habituellement une O.P.R. à fort maximum en Y (Behr, 1978). Ceci confirme donc qu'à structure égale, il n'y a pas obligatoirement O.P.R. égale (Boullier et Bouchez, 1978).

En suivant le même raisonnement que précédemment, on peut interpréter l'O.P.R. de cet échantillon IB334 en termes de systèmes de glissement.

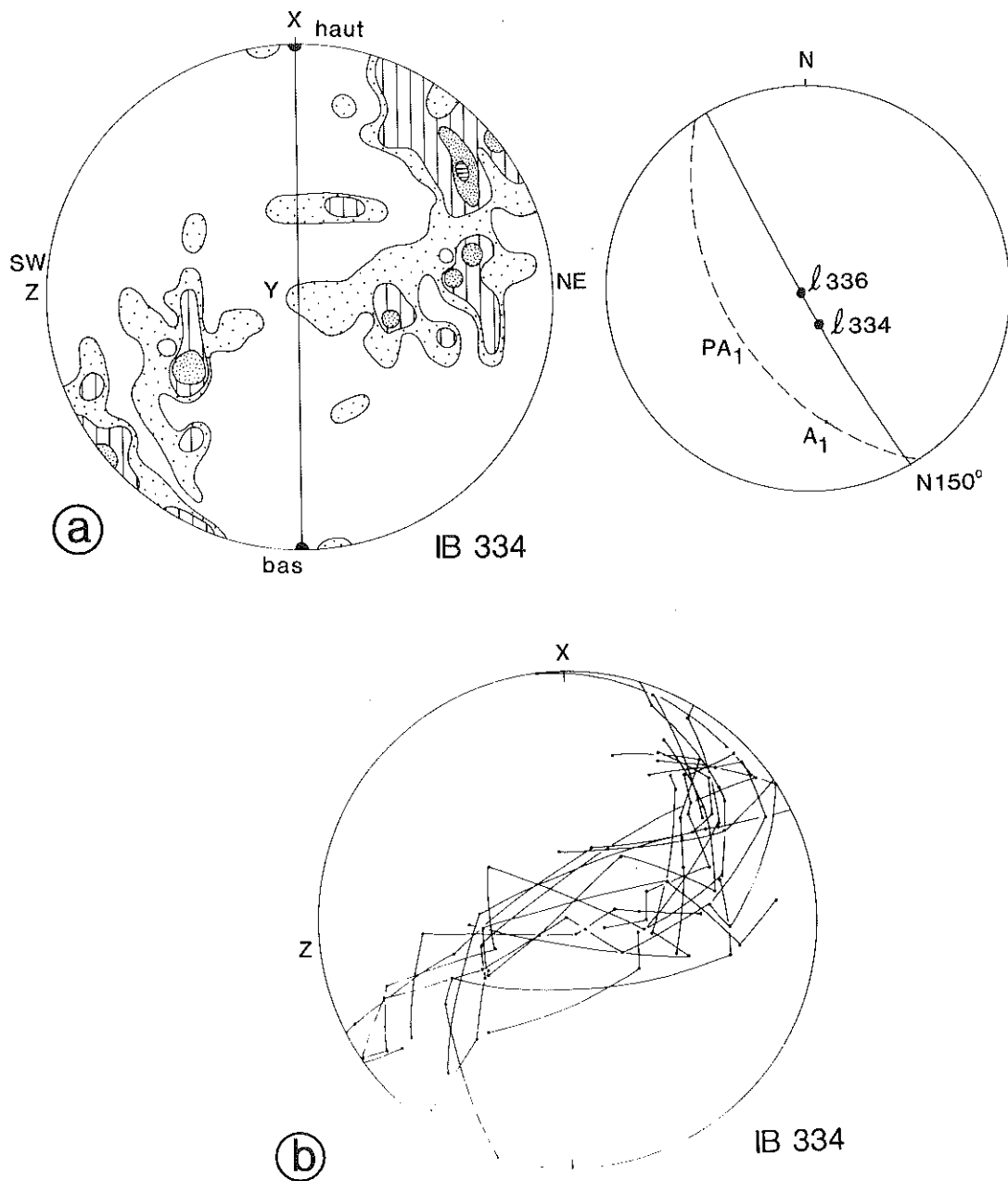


Figure 75 - Orientation préférentielle des axes C du quartz dans l'échantillon IB 334 et géométrie des structures correspondantes. 100 mesures. Contours à 1, 2, 4, 6 mesures. Maximum 6. Même procédé de calcul que pour la figure 73.

b : Projection des axes C du quartz dans le même échantillon. Les axes C de cristaux voisins dans un même ruban sont reliés par un grand cercle. Remarquer la dispersion des axes C dans un même ruban.

La linéation d'étirement étant assimilée à la direction d'écoulement de matière, les systèmes de glissement activés ont probablement été les suivants :

- glissement basal  $(0001) \langle 11\bar{2}0 \rangle$  expliquant les points situés dans le plan XZ, à mi-chemin entre X et Z ;
- glissement pyramidal  $\{10\bar{1}1\} \langle 11\bar{2}0 \rangle$  expliquant les maxima symétriques par rapport au plan YZ ;
- glissement prismatique  $\{10\bar{1}0\} \langle 11\bar{2}0 \rangle$ , dont la participation apparemment faible justifierait l'existence des points se rapprochant de Y.

L'explication ci-dessus est celle donnée par Bouchez et Pêcher (1981) pour l'échantillon de la figure 76, et s'appuie sur l'ensemble des travaux expérimentaux de divers auteurs.

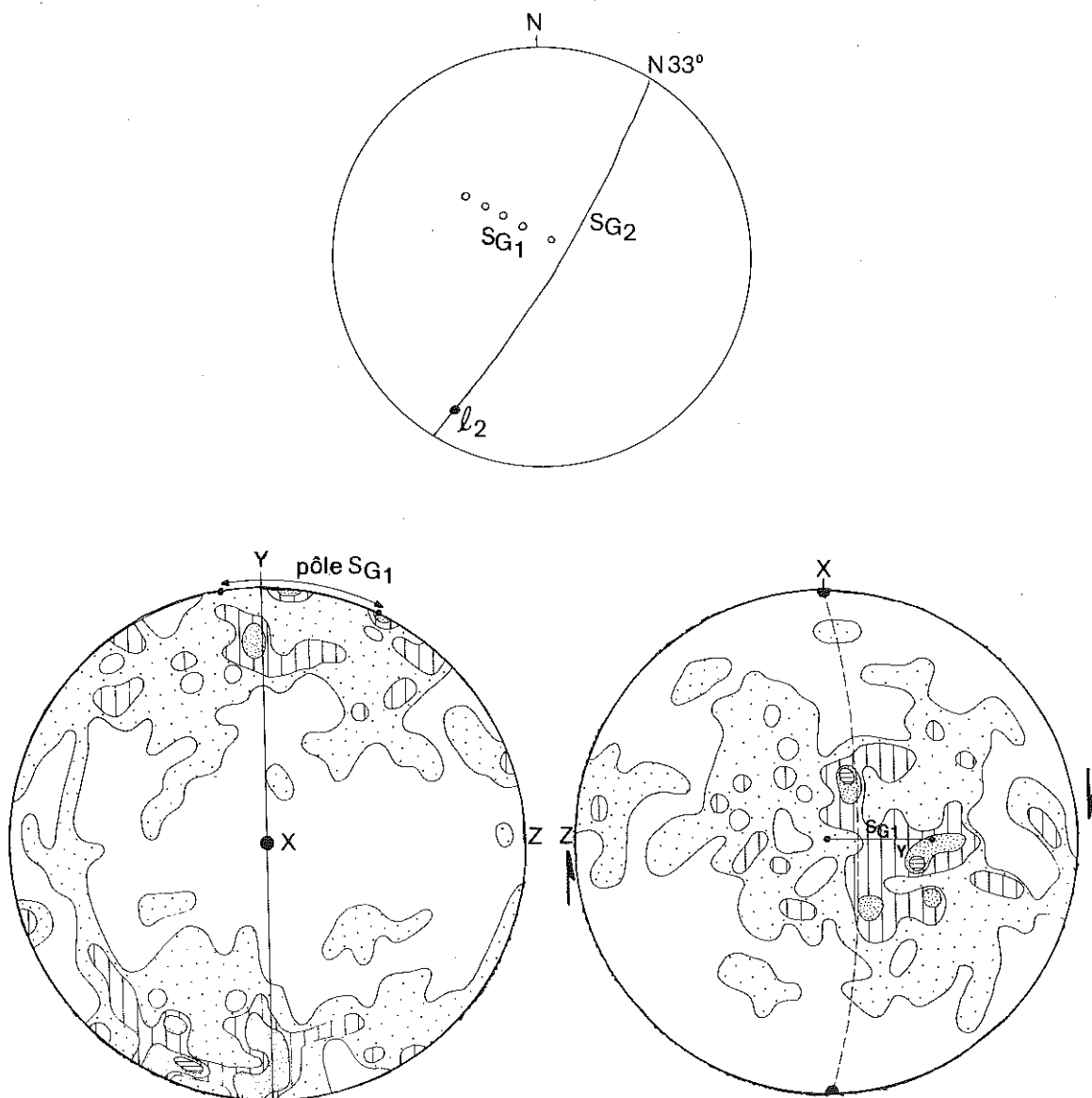


Figure 76 - Orientation préférentielle des axes C du quartz dans l'échantillon IB 303. Représentation dans deux plans différents : YX et XZ. 200 mesures. Contours à 1, 3, 5 et 7 mesures. Maximum 7. Même procédé de calcul que pour la figure 130.

Dans l'échantillon IB334, les cristaux de quartz d'un même ruban ont des orientations très différentes (Fig. 75 ). Cette dispersion des axes C n'est probablement pas due à la faible déformation plastique qui affecte les quartz après le recuit consécutif à  $D_1$  (extinction onduleuse des grains, voir page 71 ) ; la cause principale en serait plutôt la recristallisation secondaire du quartz à la fin de  $D_1$ . En effet, la structure en platten-quartz peut être rapprochée de celle des quartzites à croissance exagérée des grains, avec cette différence toutefois que la migration des joints a été impossible dans la direction perpendiculaire au plan des rubans, les interrubans feldspathiques constituant une barrière. On sait que la migration des joints de grains dépend de plusieurs facteurs dont la désorientation entre cristaux mitoyens (voir revue de Poirier et Guillope, 1979) : les limites de grains proches de la coïncidence (même orientation) migrent plus rapidement. On peut donc supposer que dans l'échantillon IB334, les limites de grains visibles actuellement sont celles qui ont été arrêtées ou freinées, et seuls les grains de forte désorientation subsistent.

## 2 - IB 336 (photo 4, pl. XIV)

L'O.P.R. du quartz (Fig. 77 ) est similaire à celle de l'échantillon IB334 mais plus dispersée. Cette dispersion s'observe aussi à l'échelle d'un même ruban (Fig. 77 ) où les axes C ont des orientations très différentes pour des raisons identiques à celles invoquées pour l'échantillon IB334. Le recuit semble aussi intense dans les deux roches.

Pourquoi la dispersion des axes C est-elle alors plus forte dans IB336 que dans IB334, alors que la déformation a été apparemment plus intense mais le recuit identique ? Cette variabilité de la concentration de l'O.P.R. du quartz a déjà été observée par Wilson (1973) et Bouchez et Pêcher (1981) dans des quartzites à structure à croissance exagérée des grains. Beaucoup de paramètres interviennent dans le processus de recristallisation secondaire (énergie de déformation emmagasinée, désorientation des grains, impuretés, etc..., Poirier et Guillope, 1979) et il est difficile de faire la part de chacun d'eux une fois le processus terminé.

La dissymétrie des O.P.R. du quartz par rapport aux axes de l'ellipse des déformations est la même dans IB334 et IB336 qui ont été prélevés à peu de distance l'un de l'autre. Cette dissymétrie indique une déformation rotationnelle telle que le compartiment NE monte par rapport au compartiment SW (linéation verticale sur foliation verticale N150). Ce sens de cisaillement ne peut pas être utilisé pour retrouver la cinématique de la déformation  $D_1$  ; en effet, si la déformation  $D_2$  ne se manifeste pas à l'échelle de la structure de l'échantillon et à l'échelle de l'affleurement métrique, elle se manifeste par un basculement ou une rotation des structures dont l'axe n'a pas pu être déterminé. Il faut cependant retenir de cet O.P.R. du quartz, la confirmation du caractère rotationnel de la déformation  $D_1$  sur la bordure mylonitique N de l'U.G.I.

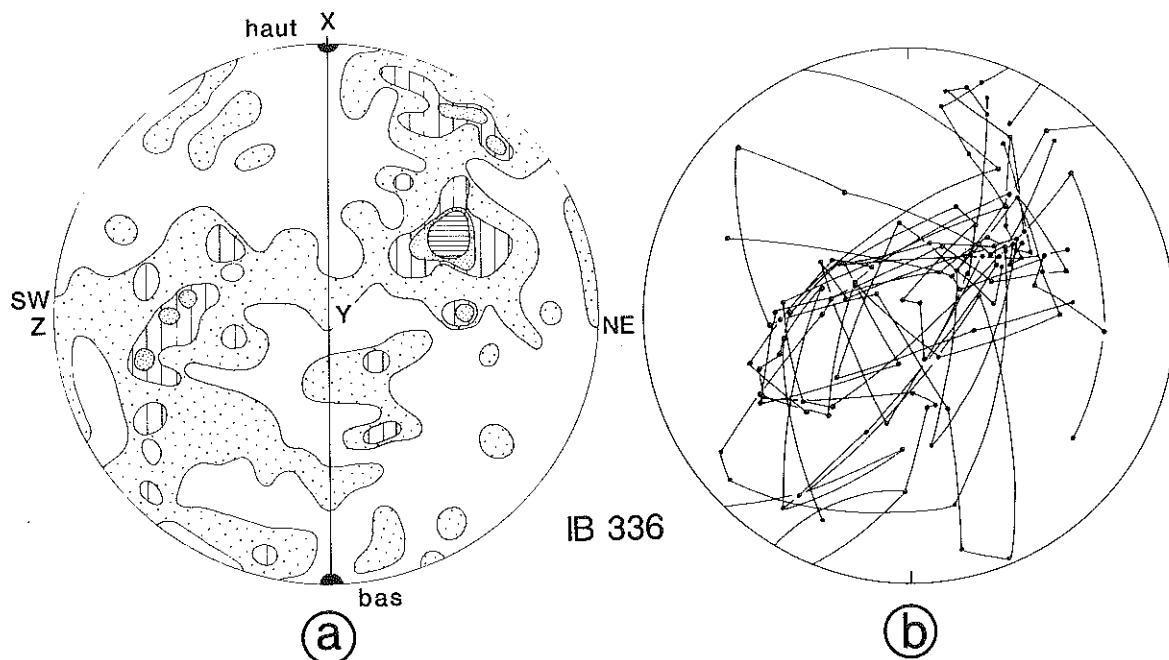


Figure 77 a-Orientation préférentielle des axes C du quartz dans l'échantillon IB 336 (géométrie des structures correspondantes en figure 76). 200 mesures. Contours à 1, 3, 5, 7 mesures. Maximum 8. Même procédé de calcul que pour la figure 130.

b- Projection des axes C du quartz dans le même échantillon. Les axes C de cristaux voisins dans un même ruban sont reliés par un grand cercle. Remarquer la dispersion des axes C dans un même ruban.

## II - ROCHES DEFORMEES PAR $D_2$

### A - IB 303

Cet échantillon a été prélevé dans le prolongement méridional de l'U.G. In Ouzzal, à proximité de la piste Bourhessa - Tin Zaouatène. Sa microstructure a déjà été décrite (chapitre 2, page 113). C'est une L-tectonite montrant la superposition de la foliation  $S_{G2}$  verticale NNE-SSW sur la foliation  $S_{G1}$  mylonitique post-granulitique.

L'O.P.R. du quartz montre une disposition des axes C en couronne étalée admettant la linéation  $L_{G2}$  pour pôle (Fig. 78). Les plus fortes concentra-

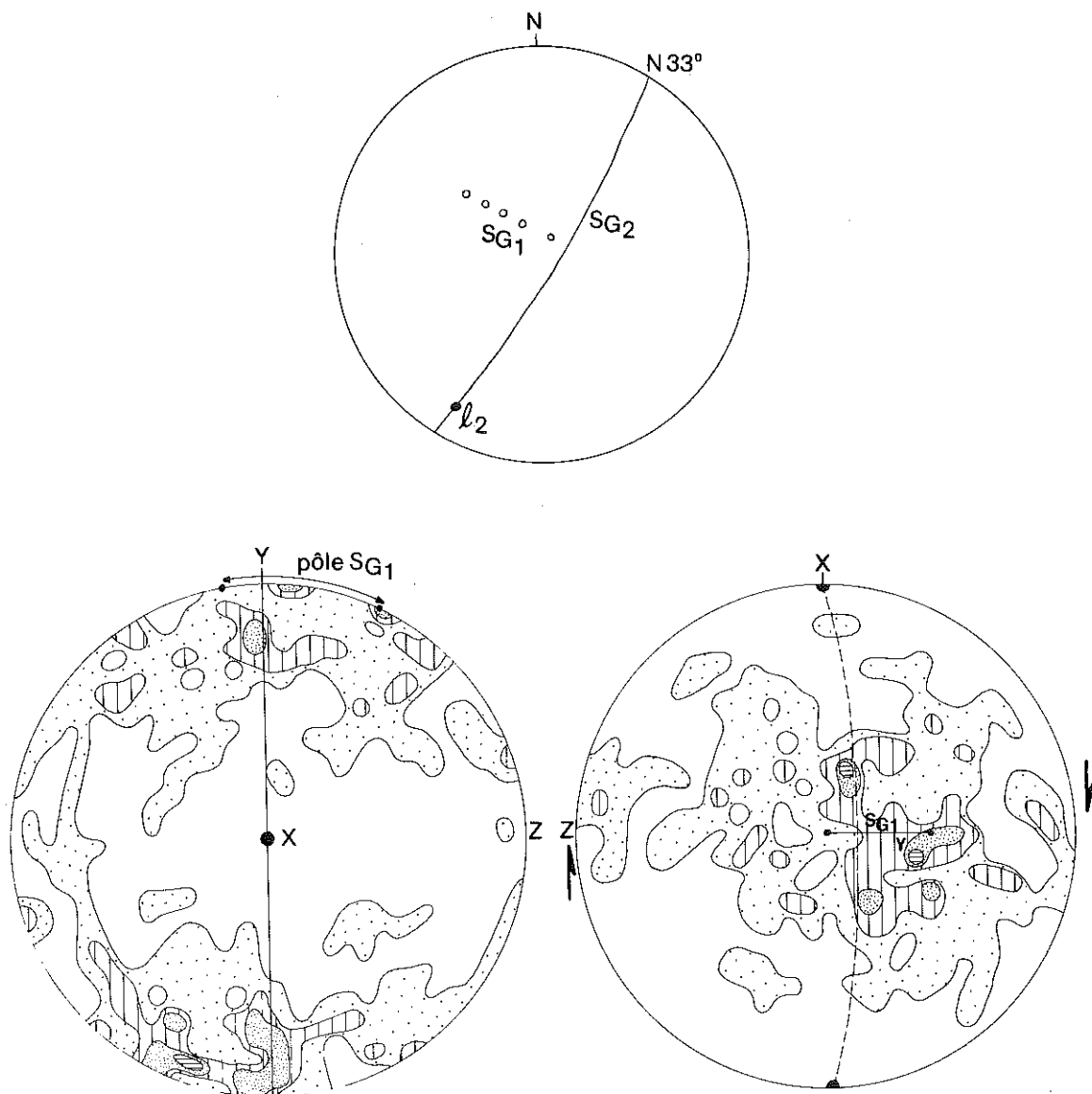


Figure 78 - Orientation préférentielle des axes C du quartz dans l'échantillon IB 303. Représentation dans deux plans différents : YX et XZ. 200 mesures. Contours à 1, 3, 5 et 7. Même procédé de calcul que pour la figure 8.2.

tions sont proches du plan  $S_{G2}$  et du lieu des pôles des plans  $S_{G1}$ . L'O.P.R. ne montre pas de dissymétrie nette par rapport à  $S_{G1}$  ou  $S_{G2}$ . J'interprète cette O.P.R. de la façon suivante : la déformation  $D_2$  a entièrement oblitéré toute O.P.R. du quartz liée à la phase  $D_1$  ; au cours de la déformation  $D_2$ , le quartz s'est déformé plastiquement par glissement intracristallin sur le plan prismatique essentiellement, la direction de glissement étant



contenue dans le plan basal. La détermination du plan de glissement repose sur l'hypothèse d'assimilation de la linéation d'étirement à la direction d'écoulement. Ce système de glissement est observé dans les expériences de haute température (ou vitesse de déformation faible) par Heard et Carter (1968), Baeta et Ashbee (1969), Tullis et al. (1973), Blacic (1975) ; il faut noter que les conditions de température de la déformation  $D_2$  (faciès amphibolite) et le recuit consécutif à cette déformation (structure en platten-quartz des rubans, donc croissance exagérée des grains) sont cohérents avec l'activation du système de glissement prismatique à haute température.

### B - IB 47 (photo 7, pl. XIV)

Cet échantillon a été prélevé dans une zone de cisaillement interne du NW de l'U.G.I. La foliation verticale porte une linéation d'étirement subhorizontale. Les observations de terrain (rotation des structures) montre que la déformation correspond à un décrochement sénestre. L'étude de l'O.P.R. a donc été entreprise non pas pour vérifier une observation de terrain mais davantage pour confirmer le bien-fondé de la méthode pour déterminer le sens de cisaillement dans des exemples où les observations de terrain ne permettent pas de le faire.

L'O.P.R. du quartz (Fig. 79) montre une disposition des axes C en couronne unique passant par Y mais oblique sur Z et présentant des concentrations plus fortes au voisinage de Y.

Suivant le même raisonnement que pour les autres échantillons, c'est-à-dire en assimilant la linéation d'étirement à la direction d'écoulement de matière, ce diagramme d'O.P.R. peut être interprété ainsi : déformation rotationnelle et activation du système de glissement prismatique et éventuellement des systèmes pyramidal et basal (voir Fig. 76, et Bouchez et Pêcher, 1981), ces trois systèmes de glissement ayant une direction de glissement basale (a probablement). La dissymétrie de la couronne unique sur les axes de l'ellipsoïde de déformation indique que la déformation rotationnelle correspond à un cisaillement sénestre cohérent avec les observations de terrain.

## III - CONCLUSIONS

L'étude de l'O.P.R. du quartz a été faite sur peu d'échantillons déformés par les phases  $D_1$  et/ou  $D_2$ . Malgré cette restriction, les résultats sont les suivants :

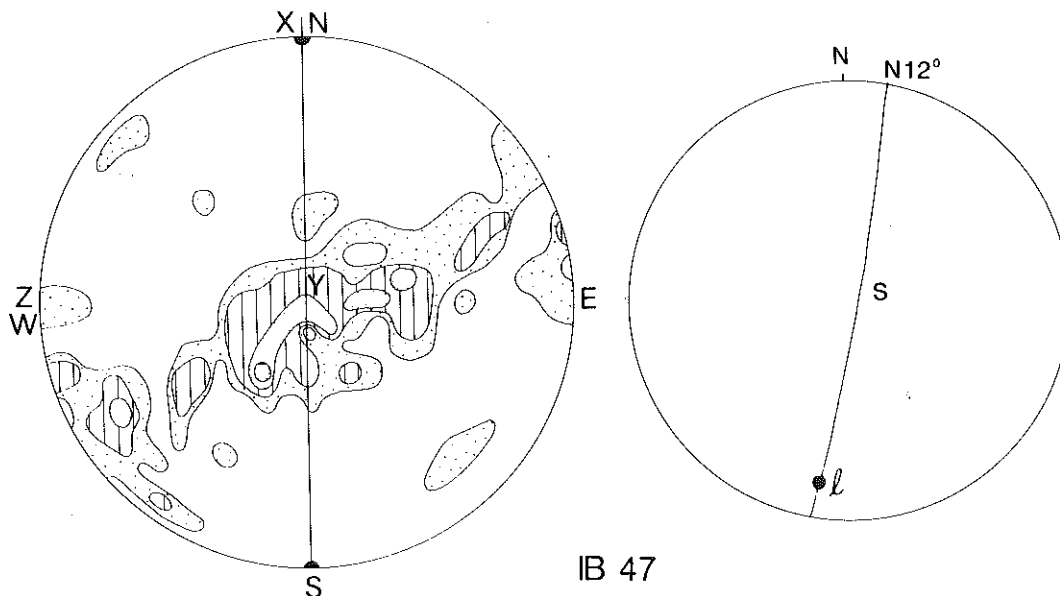


Figure 79 - Orientation préférentielle des axes C du quartz dans l'échantillon IB47. 100 mesures. Contours à 1, 2, 4, 6 mesures. Maximum 7. Même procédé de calcul que pour la figure 130.

\* La déformation  $D_1$  est une déformation rotationnelle de même que  $D_2$  dans les zones de cisaillement interne de l'U.G.I.

\* Le système de glissement prédominant est le glissement prismatique, caractéristique des déformations de haute température (ou à vitesse de déformation faible à modérée). Ceci est cohérent avec les structures de recuit ubiquistes observées dans les échantillons déformés par  $D_1$  et parfois dans ceux déformés par  $D_2$ .

\* Les échantillons de l'assemblage kidalien (IB1201 et IB78) indiquent un déversement vers le NE. Ceci ne permet cependant pas de tirer une conclusion à l'échelle régionale sur ce seul argument.

\* L'échantillon prélevé dans la zone de déformation interne de l'U.G.I. (IB47) indique un mouvement de cisaillement sénestre cohérent avec le modèle de gouges proposé pour expliquer les cisaillements internes de l'U.G.I. (Boullier, 1980) ; même si la majorité des échantillons étudiés à l'aide de la lame d'onde additionnelle confirme ce sens de cisaillement, un échantillon étudié à la platine universelle ne suffit pas à lui seul pour en déduire une cinématique à l'échelle de l'ensemble de l'U.G.I.

Si l'O.P.R. du quartz ne m'a pas apporté les résultats escomptés pour la compréhension cinématique des phases  $D_1$  surtout et  $D_2$ , ceci vient, comme je l'ai déjà signalé plus haut, de la superposition des deux phases sur la majeure partie du domaine central de l'Adrar des Iforas et de la diffi-

culté à échantillonner des roches suffisamment riches en quartz et caractéristiques d'une seule et unique phase de déformation. Mais ceci vient aussi du mode de travail sur le terrain, qui découle lui-même de la grande superficie du secteur étudié et de la nécessité de faire rapidement de longs itinéraires pour débrouiller d'abord le contexte régional. L'utilisation de la méthode de l'O.P.R. des minéraux demande en effet une connaissance détaillée de l'environnement de l'échantillon. Il serait nécessaire pour compléter cette étude, d'effectuer des mesures sur des roches quartziques de l'assemblage kidalien situé dans le secteur NE (virgation entre les deux U.G.) et dans le secteur Nord (entre l'U.G.I. et la piste de Bourhessa) pour ce qui est de la déformation  $D_1$  par exemple (foliation  $S_{k1b}$  subhorizontale peu ou pas affectée par  $D_2$ ). Les zones où  $D_2$  seule est exprimée, sont rares (série volcano-détritique des chaînons d'Ibedouyen) et peu propices (peu de roches quartzifères) ; par contre, il serait possible d'obtenir des résultats sur la cinématique de  $D_2$  dans l'U.G.I., en faisant un échantillonnage systématique des zones de déformation interne où  $D_2$  est suffisamment forte pour oblitérer complètement la déformation  $D_1$ .

## CHAPITRE IV

### LA BORDURE OCCIDENTALE DE L'U.G.I. : ZONE DE CISAILLEMENT DE PHASE D3

Les structure de la bordure occidentale mylonitique de l'U.G.I. sont étudiées séparément de celles des bordures nord et est ; elles sont attribuées à une phase D<sub>3</sub> sur le critère suivant : au Nord-Est de l'U.G.I., les plis P<sub>2</sub> sont recoupés par un granite (granite tétard) qui est lui-même déformé et mylonitisé en même temps que la bordure occidentale de l'U.G.I. (Fig. 80). Il montre donc que les phases D<sub>2</sub> et D<sub>3</sub> sont séparées par un épisode de mise en place de granites.

#### I - ASPECT CARTOGRAPHIQUE GENERAL

La bordure occidentale de l'U.G.I. correspond à une zone mylonitique verticale, expression de la phase de déformation D<sub>3</sub>, séparant l'assemblage kidalien polyphasé à l'Ouest, des granulites éburnéennes à l'Est. La longueur de cette zone mylonitique est de plus de 300 km ; son prolongement au Sud n'a pas pu être étudié. Elle est nettement visible sur photo satellite car elle correspond à un contraste morphologique l'U.G.I. qui constitue des collines noires dominant de 50 à 100 m les regs clairs et aplanis de l'assemblage kidalien. Ces différences topographiques sont probablement l'expression de mouvements verticaux récents le long de cette limite. La bordure mylonitique de l'U.G.I. recoupe le rubanement éburnéen des granulites dont on observe souvent une rotation à l'approche de la limite de

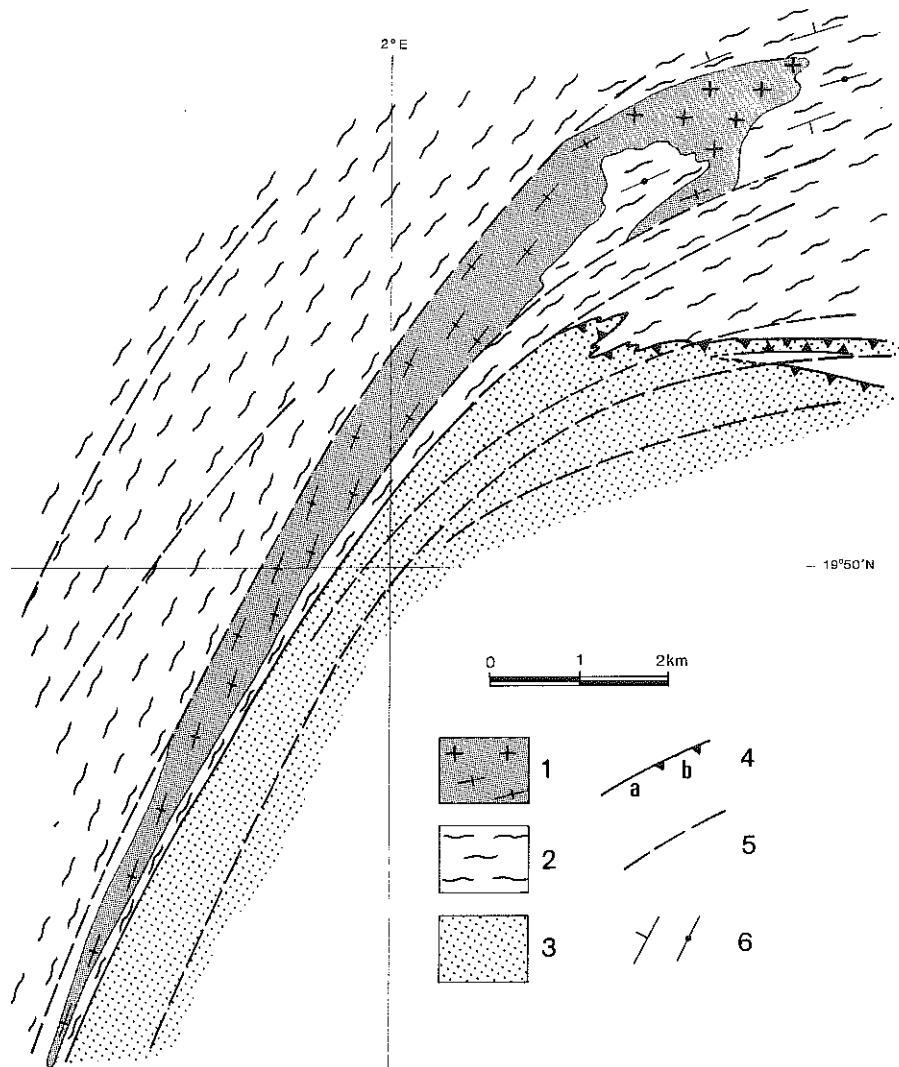


Figure 80 - Schéma du granite évêque (NW de l'U.G.I.) postérieur aux plis  $P_2$  dans sa partie Nord, mais mylonitisé par  $D_3$  dans sa partie sud effilée.

l'U.G.I. En outre, elle correspond sur la carte aéromagnétique à des anomalies linéaires très marquées, allongées parallèlement à la zone de cisaillement (voir Ly, 1979).

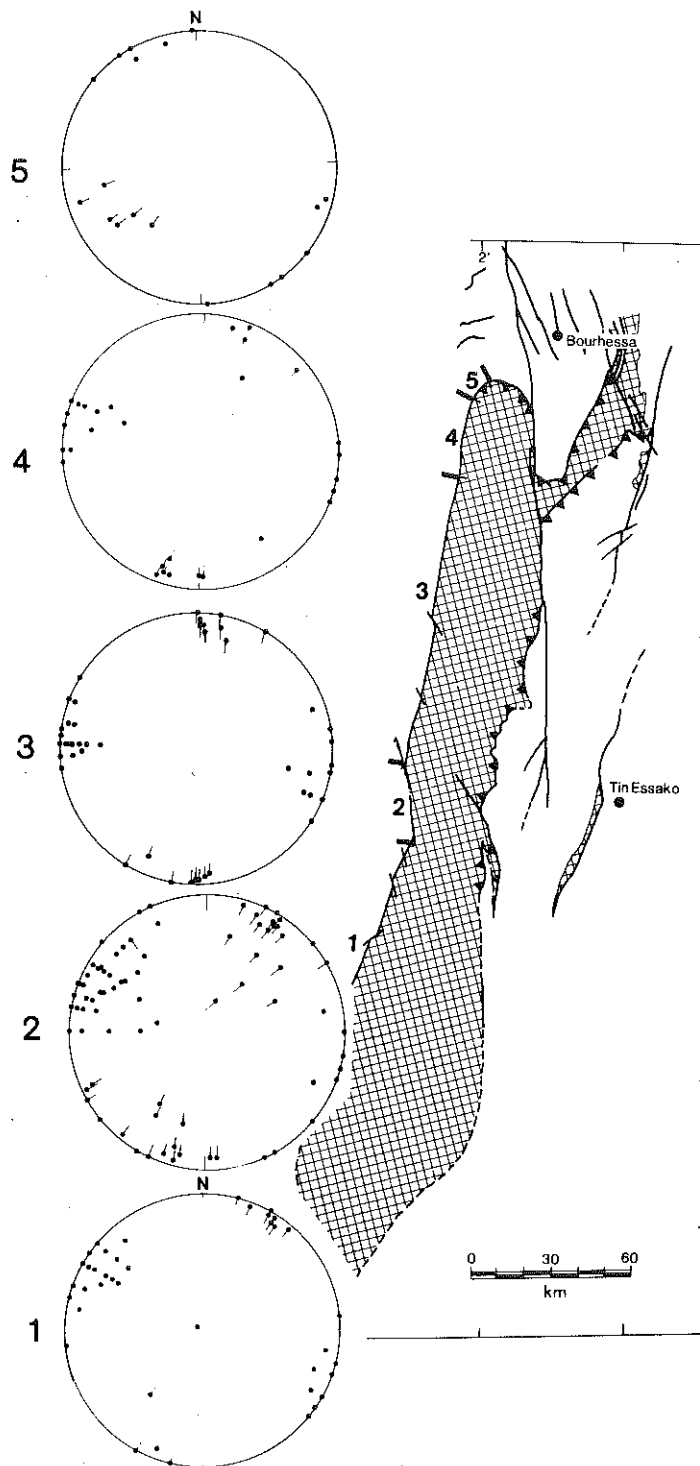


Figure 81 - Projection stéréographique (hémisphère inférieure) de la foliation  $S_{G3}$  ( ) et de la linéation ( ) le long de la bordure occidentale de l'U.G.I. à l'exception du secteur 2 perturbé par une faille tardive NNW-SSE et du secteur 5 où  $D_3$  reprend les foliations  $S_{G1}$ ,  $S_{G3}$  reste verticale N20 et 1  $G_3$  horizontale. Comparer avec la figure 67.

## II - STRUCTURES DE TERRAIN

### A - DANS L'U. G. I. MYLONITIQUE

La déformation est progressive et croissante vers l'Ouest, la largeur totale de la bande déformée pouvant atteindre 500 m. On observe dans cette bande une foliation pénétrative  $S_{G3}$  verticale ou à fort pendage est (Fig. 81), recoupant le rubanement éburnéen et correspondant à l'aplatissement progressif des lentilles de quartz, des feldspaths et des amas de ferromagnésiens (photos planche XV). Cette foliation porte une linéation subhorizontale  $l_3$  (Fig. 81) définie par l'allongement des minéraux. La déformation s'accompagne d'une diminution du grain de la roche. Peu à peu le rubanement éburnéen disparaît pour laisser place à un rubanement mylonitique de plus en plus fin. A proximité immédiate de la limite de l'U.G.I., le rubanement mylonitique est lui-même déformé par des plis souvent dissymétriques, plus ou moins serrés ; le plan axial de ces plis est vertical ou à fort pendage vers l'Est, et leur axe est subhorizontal, parallèle à la linéation d'étirement des mylonites voisines. Ils sont schématisés sur la Fig. 82.

Enfin, la limite de cette bande mylonitique correspond généralement à une faille, soulignée par une brèche à éléments de mylonites et à ciment d'épidote. Cependant, ainsi qu'il a déjà été dit (chapitre 2, paragraphe IV), au Sud de Rahrous et au Sud d'Abeibara, cette faille ne coïncide plus avec la limite de l'U.G.I. (voir coupe de la figure 68).

Du matériel intrusif post-éburnéen se trouve déformé dans cette zone mylonitique : ce sont des filons doléritiques pré-pan-africains, des grani-toïdes (Abeibara, passage des oueds Tifilalin et Tadelok, "sources" de l'oued Adouben au Sud de Rahrous), des filons micro-granitiques (Sud de Rahrous), et des diorites quartziques à grandes amphiboles (Nord de l'oued Afara et Sud de Rahrous). Aucune manifestation filonienne importante liée au fonctionnement de la zone mylonitique n'a été décelée. Seules quelques rares petites veines transverses de quartz ont été observées. Par contre, la zone mylonitique est recoupée par des granites (St Michel, Arhli) induisant un métamorphisme de contact (cornéennes de mylonites) et ayant de nombreux caractères pétrographiques et structuraux communs avec le granite de Tedreq, terme tardif du batholite (Bertrand et Davison, 1981).

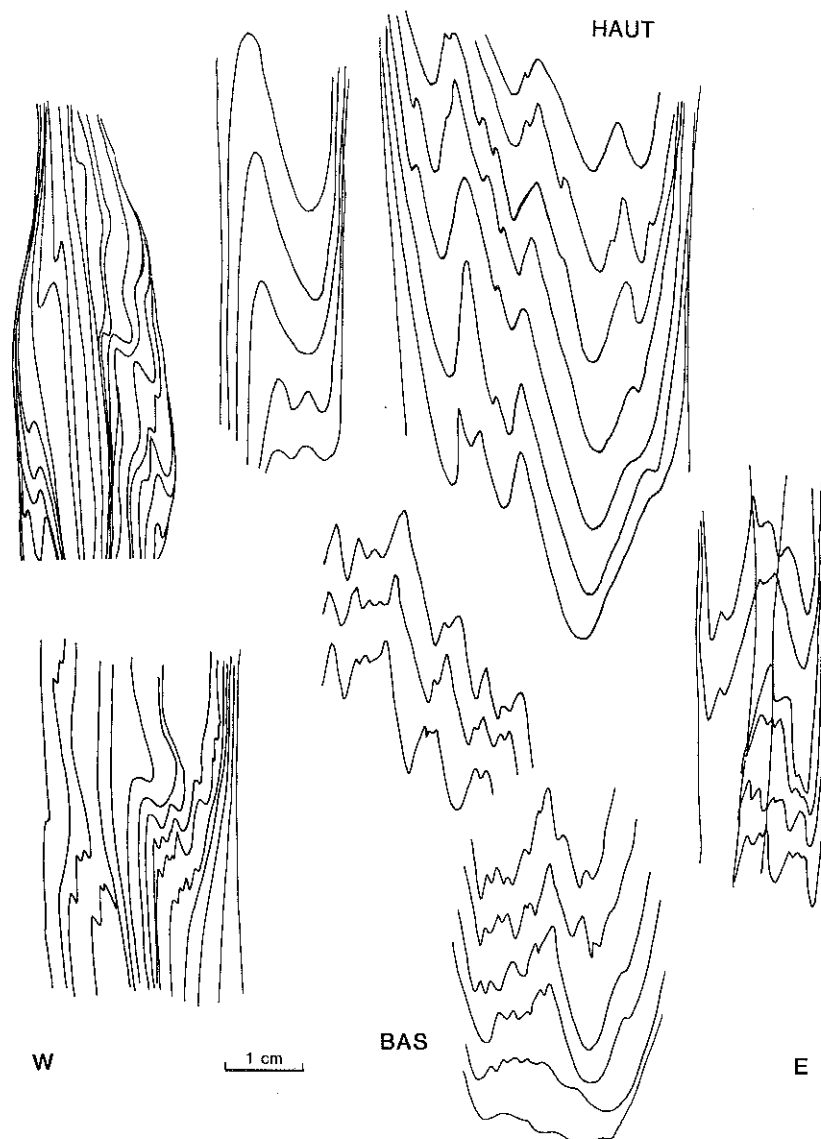


Figure 82 - Dessins schématisés des plis  $P_3$  dans les ultramylonites de la bordure occidentale de l'U.G.I. Le plan d'observation est vertical, c'est-à-dire perpendiculaire à l'axe des plis et à la linéation d'étirement. La trace plissée est le rubanement mylonitique  $S_{G3}$ . La schistosité verticale de plan axial n'a pas été représentée ici pour des raisons de clarté du dessin.

Ces dernières observations permettent de caler dans le temps la déformation  $D_3$  : elle est postérieure à  $566 \pm 8$  Ma (granite d'Abeïbara, U/Pb sur zircons, Boullier et al., 1979) et antérieure à  $508 \pm 43$  Ma (granite de Tedreq,



isochrone sur roche totale Rb/Sr, Bertrand et Davison, 1981). On peut même préciser l'âge minimum de la déformation ( $535 \pm 6$  Ma) grâce aux résultats obtenus par la méthode  $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ , sur les feldspaths des mylonites de granulites (Lancelot et al., 1983 ; Boullier et al., 1979).

## B - DANS L'ASSEMBLAGE KIDALIEN

Dans le couloir de 1 à 2 km de large où la déformation  $D_3$  est bien exprimée, il est difficile d'analyser les structures plissées en termes simples car cette zone correspond aussi à une déformation  $D_1 + D_2$  très intense (Chapitre 2, IV). Il semble, en fait, que les plis  $P_3$  soient une exagération des plis  $P_2$  qui, d'ouverts et à grande longueur d'onde à l'Ouest, deviennent de plus en plus serrés vers l'Est (Fig. 83). Le plan axial des plis



Figure 83 - Plis  $P_{2,3}$  dans l'assemblage kidalien à 1 km environ à l'Ouest de l'U.G.I. (secteur de l'Oued Ileoudjen). Vue vers le Nord. Les pegmatites intrusives dans des métadiorites foliées, plissées isoclinalement par  $D_1$ , sont reprises par des plis droits d'axe horizontal et sans déversement apparent.

est invariablement parallèle à la bordure mylonitique  $D_3$  de l'U.G.I., leur axe étant subhorizontal. En certains points (Nord de la piste de Menaka, Sud de Rahrous), la superposition des phases  $D_1$ ,  $D_2$  et  $D_3$  donnent un débit en lentilles allongées N-S, plurimétriques à décimétriques (Fig. 84 et photo XVI.1). La dissymétrie des structures liées à  $D_3$  indiquent une position en synforme de l'U.G.I. Le plan axial des plis et le plan de débit des lentilles correspondent à la schistosité  $S_{k3}$ , soulignée par de la petite biotite. Dans ce plan  $S_{k3}$ , l'allongement des clastes de feldspaths et la disposition des paillettes de muscovite définissent une linéation subhorizontale  $l_{k3}$ .  $S_{k3}$  et  $l_{k3}$  sont particulièrement nettes dans le



Figure 84 - Débit en lentilles dans des gneiss dioritiques de l'assemblage kidalien (pointillés) recoupés par des pegmatites, le tout étant folié et plissé isoclinalement par  $D_1$ . Le débit en lentille est lié à la phase  $D_2$ . Vue vers le Sud. Secteur au Sud de Rahrous (Nord de la piste Kidal Menaka).

granite "têtard" mylonitique (Fig. 80). Dans l'assemblage kidalien, la linéation  $l_{k3}$  qui équivaut à un allongement réel des minéraux, est encore accentuée par le fait qu'elle est une linéation d'intersection de  $S_{k3}$  avec les foliations préexistantes ( $S_{k3}$  surtout,  $S_{k1}$  et  $S_{k2}$  étant subparallèles). La déformation  $D_3$  est de plus en plus intense lorsqu'on se rapproche de la limite de l'U.G.I. En certains points, elle aboutit même à des ultramylonites à clastes arrondis ("mylonites roulement à billes"), surtout dans les roches riches en ferro-magnésiens (méta-diorites par exemple, photo XVI.2).

### C - CONCLUSIONS

Les observations faites sur le terrain et surtout, les caractéristiques de la déformation  $D_3$  (foliation verticale, linéation d'étirement horizontale et très bien marquée) indiquent que la bordure occidentale de l'U.G.I. correspond à une zone de cisaillement verticale à direction de déplacement horizontale. C'est donc un décrochement, dont le sens peut être déduit de certaines structures à l'échelle cartographique (Fig. 85) :

- granite "têtard" pré-tectonique de  $D_3$  : l'obliquité de la trace de la foliation  $S_{k3}$  sur la zone de cisaillement et la forme en plan du massif indiquent un sens dextre ;

- la forme sigmoïde des filons du granite de l'oued Tadelok indiquent un sens dextre si on les interprète comme des fentes de tension ou un sens séneestre si on les interprète comme des structures antérieures réorientées dans la zone de cisaillement. Etant donné que ce granite recoupe la zone de cisaillement et semble tardi-tectonique par rapport à  $D_3$ , c'est la première interprétation (sens dextre) qui me semble la meilleure ;

- la forme en virgule du granite anté-tectonique de  $D_3$  d'Abeïbara indique un sens dextre ;

- la rotation du rubanement éburnéen au voisinage de la bordure occidentale de l'U.G.I., indique un cisaillement dextre le plus souvent, séneestre parfois.

Les exemples cités ci-dessus indiquent donc, pour la majorité, que la bordure mylonitique occidentale correspond à un cisaillement dextre, du moins en ce qui concerne la déformation plastique  $D_3$ . A la hauteur de l'Adrar Ouzzein, un filon de microgranite E-W tronçonné par des petites failles parallèles à  $S_{k3}$  (N10 verticales, Fig. 85, N°6 montre que la limite de l'U.G.I. a pu rejouer postérieurement en décrochement séneestre ; ces mouvements liés aux déformations plastique et cassante, sont de toute façon antérieures au granite St Michel, déjà cité ci-dessus, donc antérieures à  $508 \pm 43$  Ma.

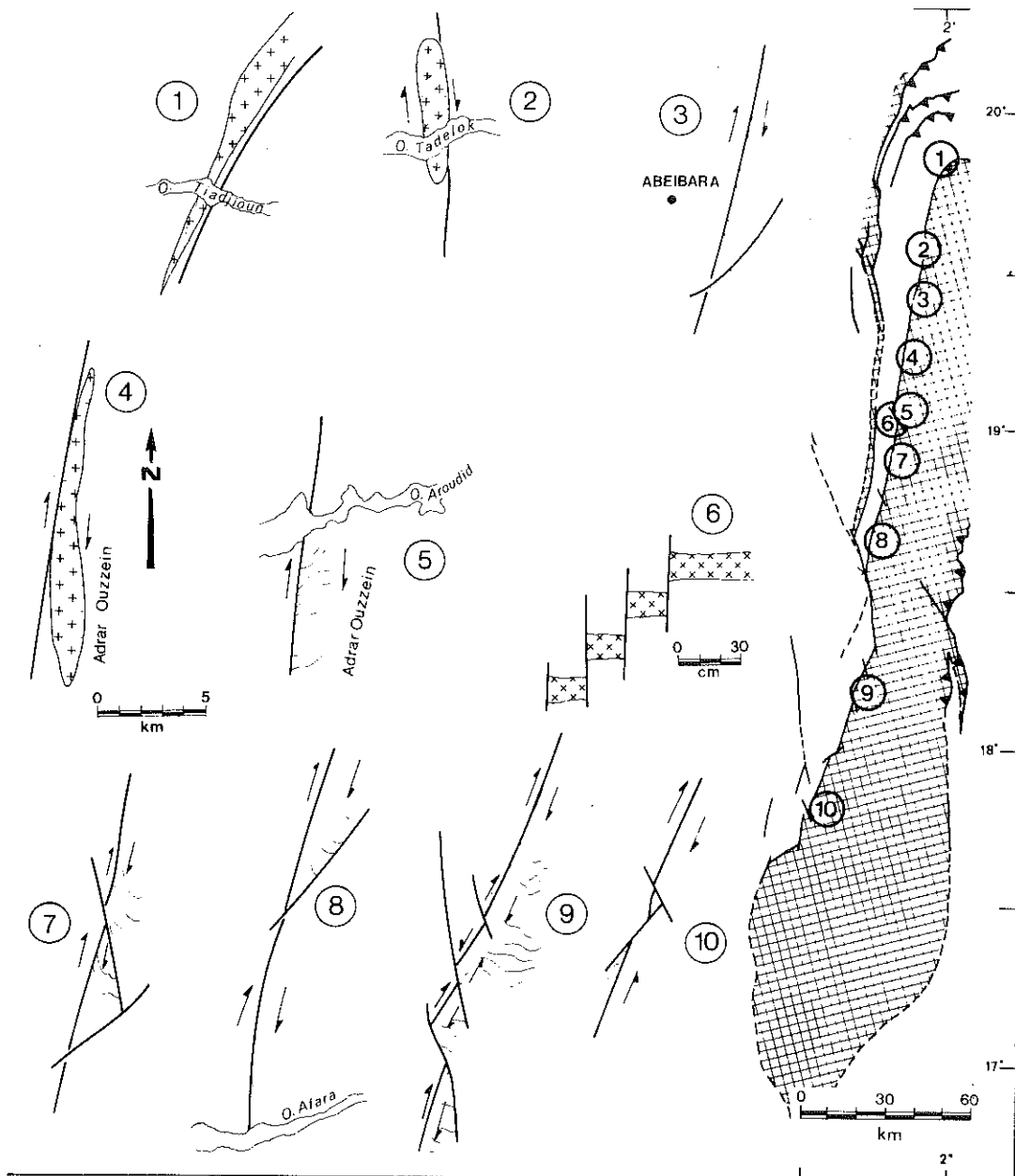


Figure 85 - Structures à l'échelle cartographique indiquant un sens de rotation pour le décrochement  $D_3$  de la bordure occidentale de l'U.G.I.

### III - MICROSTRUCTURES

#### A - DANS L'U.G.I. MYLONITIQUE

L'évolution des structures visibles en lame mince, dans les gneiss alcalins rubanés ayant subi une mylonitisation croissante a déjà été décrite (Boullier, 1980). Rappelons que la mylonitisation se fait à une température n'excédant sans doute pas 450°C d'après Winkler (1976), à la limite du faciès schistes verts, avec cristallisation syntectonique de petites amphiboles vertes à bleu vert, de biotite brun vert, d'albite et de calcite. Les différents minéraux ont des comportements variables :

- le quartz se déforme plastiquement et constitue des rubans polycristallins de type II.1 à II.2 (Boullier et Bouchez, 1978) par recristallisation dynamique de cristaux initiaux (porphyroclastes) en une mosaïque de grains équants de 50  $\mu\text{m}$  environ. La structure du quartz dans  $S_{G3}$  est donc comparable à celle décrite dans des mylonites de granulites de phase  $D_2$  (type de rubans, taille des cristaux de la mosaïque) ; on peut donc supposer que les déformations  $D_2$  et  $D_3$  correspondent à des déviateurs de contrainte voisins.

- les feldspaths (mésoperthites essentiellement, plagioclases parfois) ont un comportement plastique et fragile à la fois : en même temps qu'une torsion du réseau, apparaissent des fractures remplies de quartz ou d'une mosaïque très fine de petits cristaux de feldspaths et/ou de quartz et de calcite, traduisant donc une modification de la composition du feldspath initial. De tels changements de composition au cours d'une déformation plastique accompagnée de recristallisation dynamique sont connus dans les plagioclases (Sodre Borges et White, 1980 ; Brown et al., 1980).

- enfin le zircon (et pro parte l'apatite) a un comportement fragile et se fracture au cours de la déformation jusqu'à obtenir une taille d'équilibre (Boullier, 1980).

Ces trois types de comportement contribuent tous à la diminution de grain de la roche de la protomylonite à l'ultramylonite dont le grain ne dépasse pas 20  $\mu$  (à l'exception des clastes relictuels).

Dans les ultramylonites suffisamment riches en micas (20 à 30 %) et dont la taille de grains est très petite, les porphyroclastes sont arrondis

ou ovoïdes. Cette forme suggère une réelle "abrasion" mécanique et chimique des clastes ; dans ce cas la diffusion de matière liée aux modifications chimiques des phases minérales, et les mouvements le long des joints de grains, jouent probablement un rôle aussi important, sinon plus, que la recristallisation dynamique.

Des lames minces perpendiculaires à l'axe des plis visibles sur le terrain dans les ultramylonites laissent voir deux surfaces obliques, toutes deux définies par de très petites paillettes de biotite brun vert : la première est le rubanement mylonitique, la seconde est la schistosité de plan axial des plis. Ces deux surfaces se sont faites dans des conditions thermodynamiques analogues. Etant donné le parallélisme entre le plan axial des plis et la foliation mylonitique  $S_{G3}$ , et entre l'axe des plis et la linéation d'étirement  $L_{G3}$ , je pense que ces plis ne sont pas l'expression d'une déformation ultérieure, mais au contraire, qu'ils correspondent au stade ultime de la déformation  $D_3$  progressive et continue : on peut imaginer que, dans les ultramylonites, la moindre hétérogénéité (porphyroclaste par exemple) donnera naissance à des "turbulences" dans le plan de cisaillement, et pourra entraîner une déformation du rubanement mylonitique, par un mécanisme similaire de celui qui est à l'origine des plis en fourreaux reproduits expérimentalement par Quinquis et al. (1978), Cobbold et Quinquis (1980). Mais dans le cas présent, si plis en fourreaux il y a, il faut admettre que seules les portions d'axe parallèle à la linéation d'étirement sont visibles.

## B - DANS L'ASSEMBLAGE KIDALIEN

Comme pour les structures de terrain, quand on étudie les roches situées à proximité de l'U.G.I., zone où toutes les structures sont verticales, il n'est pas toujours aisé de faire la part des microstructures liées à l'une ou l'autre des phases  $D_1$ ,  $D_2$  ou  $D_3$ . Ceci a pu néanmoins être fait au Nord de la zone mylonitique dans le granite anté-tectonique de  $D_3$  (granite "têtard", Fig. 80) où seule la foliation  $S_{k3}$  est présente, et ailleurs dans des pegmatites mylonitisées ( $D_1$ ) plissées par  $P_3$  et dans les métadiorites où  $S_{k1} - S_{k2}$  est progressivement oblitérée par  $S_{k3}$ .

\* Dans le granite "têtard" : la foliation  $S_{k3}$  est définie par des rubans de quartz de type II.2 (mosaïque équante de grain de  $70 \mu$  environ), par des trainées de petites biotites brun vert de petits prismes d'amphibole bleu vert. Le feldspath alcalin et le plagioclase sont fracturés et recristallisent en bordure en grains de  $40 \mu$  environ ; de nombreuses myrmékites apparemment non déformées se forment entre les feldspaths de nature différente.

\* Dans les pegmatites mylonitiques (ex. Q165) : la foliation  $S_{klb}$  mylonitique, est définie par des rubans de quartz moulant des clastes de feldspaths alcalins partiellement recristallisés en cristaux de 100 à 150  $\mu$ .  $S_{klb}$  est plissotée par  $D_3$ , avec la schistosité  $S_{k3}$  de plan axial de ces plis (photo 3-5, pl. XVI). Dans ce type de roche quartzo-feldspathique  $S_{k3}$  se traduit par :

- un allongement des cristaux de quartz à l'intérieur même des rubans qui sont recristallisés en mosaïque non équante (Fig. 86 ; largeur moyenne des cristaux 50  $\mu$ ; allongement  $L/l$  : 2.5). L'orientation préférentielle des axes C du quartz ne tourne pas dans la tête des plis  $P_3$  (voir page 193) ;

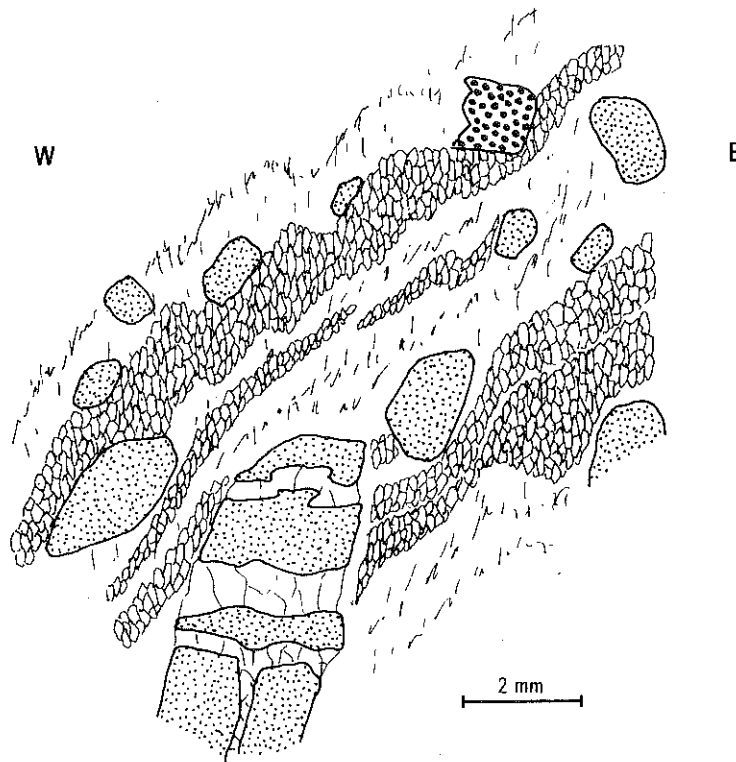


Figure 86 - Dessin d'après lame mince de la superposition de la schistosité  $S_{k3}$  et de la foliation  $S_{k1-2}$ .  $S_{k3}$  est soulignée par l'allongement des cristaux de quartz dans les rubans et par l'orientation des phyllites dans les inter-rubans quartzo-feldspathiques (traits fins). Les porphyroclastes de feldspaths deviennent ovoïdes (pointillés fins) et les grenats (pointillés épais) sont fracturés.

- une schistosité très fine dans les interrubans feldspathiques, dans lesquels les clastes allongés se réorientent parallèlement à  $S_{k3}$ , et où l'ensemble des feldspaths (clastes et mosaïque I de 100-150  $\mu$ ) recrystallise en une mosaïque II de très petites cristaux (environ 10  $\mu$ ).

- l'orientation des rares petites paillettes de micas parallèlement à  $S_{k3}$ .

Dans les mêmes roches plus déformées, où  $S_{k3}$  verticale est seule visible, les rubans de quartz sont entièrement recrystallisés en mosaïque équante de grains de 50  $\mu$  environ, et des clastes arrondis de feldspaths, semblent rouler passivement dans une mosaïque de petits grains de feldspaths et de petits micas brun vert ne dépassant pas 10 (photo 6, pl. XVI).

\* Métadiorites : les métadiorites caractéristiques de l'assemblage kidalien (voir Chapitre 2, pages 79, 82 et 120) subissent de profondes modifications pendant  $D_3$ . Tout d'abord des petits cisaillements verticaux recoupent la foliation  $S_{k1} - S_{k2}$ ; ces plans  $S_{k3}$  se caractérisent par :

- une réduction de la taille des cristaux de quartz et de plagioclase (50  $\mu$  environ) ;

- la recrystallisation de nouveaux minéraux tels que sphène épidote et paillettes de biotite brun vert disposées parallèlement à  $S_{k3}$ .

Dans les mêmes roches prélevées à proximité de l'U.G.I., donc plus déformées par  $D_3$  et semblables à celle de la photo 7, pl. XVI, la quasi-totalité des hornblendes et biotite pré-existantes ( $S_{k1} - S_{k2}$ ) ont disparu. Il ne reste alors que des clastes arrondis ou ovoïdes de plagioclase et plus rarement de hornblende et de clinozoïsite, qui sont "roulés" dans une matrice fine (70  $\mu$ ) d'albite, quartz, calcite, épidote, biotite brun vert et sphène intimement mélangés.

Ainsi, dans l'assemblage kidalien, la déformation  $D_3$  se traduit par une foliation  $S_{k3}$  mylonitique, dans les conditions du faciès schistes verts (quartz, albite, épidote), s'accompagnant d'une réduction générale de la taille des cristaux, même dans les roches déjà mylonitisées par  $D_1$  (métapegmatites). La réduction de la taille des feldspaths dans ces dernières et l'absence de recuit secondaire du quartz (pas de structure de croissance exagérée de grain) montre bien que la déformation  $D_3$  s'est faite à une température bien inférieure à celle régnant pendant  $D_1$  et même  $D_2$ . La très petite taille des cristaux de feldspath alcalin dans ces pegmatites (10  $\mu$ ), le mélange intime des phases minérales dans la matrice fine des métadiorites et l'apparente passivité des clastes arrondis dans tous les cas, prouvent que les mouvements aux joints de grains ont joué un rôle prédominant ; ce mécanisme a peut-être entraîné un comportement superplastique des roches à des températures plus basses que celles supposées nécessaires pour ce type de déformation ( $T > 0.5 T_f$ ,  $T_f$  : température de fusion des cristaux ; Boullier et Gueguen, 1975, Gueguen et Boullier, 1976). Kerrich et al. (1980) ont montré que ce mécanisme a été opérant dans des granites, à une température n'excédant pas 250-300°C. Donc, si une température de déformation élevée facilite le comportement superplastique des métaux (Davies et al., 1970) et des roches, elle n'est probablement pas



une condition nécessaire. Ashby et Verall (1973) placent la limite inférieure à  $0.3 T_f$ , valeur qui semble en effet plus réaliste.

## IV - ESTIMATION DE LA DEFORMATION ET DU DEPLACEMENT

### A - METHODE DE MESURE, HYPOTHESES DE DEPART ET LIMITES

Je n'avais à ma disposition aucun marqueur utilisé classiquement pour définir l'ellipsoïde de la déformation finie et déterminer l'intensité de la déformation (galets dans des conglomérats, fossiles, tâches, etc...). J'ai, par conséquent, tenté d'utiliser le seul paramètre facilement mesurable sur une coupe à travers la zone mylonitique, en l'occurrence l'épaisseur du rubanement mylonitique, exprimé par le nombre de paires de lits clairs quartzo-feldspathiques et de lits sombres ferro-magnésiens sur un segment perpendiculaire au rubanement et de longueur constante.

*Les hypothèses de départ* sont les suivantes :

1 - les lits ferro-magnésiens proviennent de la déformation des minéraux ferro-magnésiens des granulites non déformées (clinopyroxène rétro-morphosé en amphibole). Ceci peut aisément être vérifié sur des lames minces représentant des états différents de la déformation.

2 - la forme initiale des minéraux (ou agrégats) ferro-magnésiens est sphérique. Cette approximation est raisonnable étant donné la structure granoblastique des granulites.

3 - la répartition et la taille des minéraux ferro-magnésiens sont homogènes dans les granulites non déformées ; ceci peut être considéré comme vraisemblable à condition d'effectuer les mesures dans des roches de composition voisine et en excluant les pegmatoïdes leucocrates et à gros grain, par ailleurs facilement reconnaissables jusqu'à des stades avancés de la déformation.

4 - la déformation se fait sans variation de volume. La densité volumique des roches a été mesurée sur une coupe E-W, à travers la zone mylonitique (Fig. 87) ; la densité ne variant pas de façon sensible, il est vraisemblable que la déformation se soit faite à volume constant.

5 - les minéraux clairs (quartz-feldspath) et sombres (biotite-amphibole) ont les mêmes caractéristiques rhéologiques et se déforment de façon identique. Ce n'est certes pas le cas, car le quartz et les

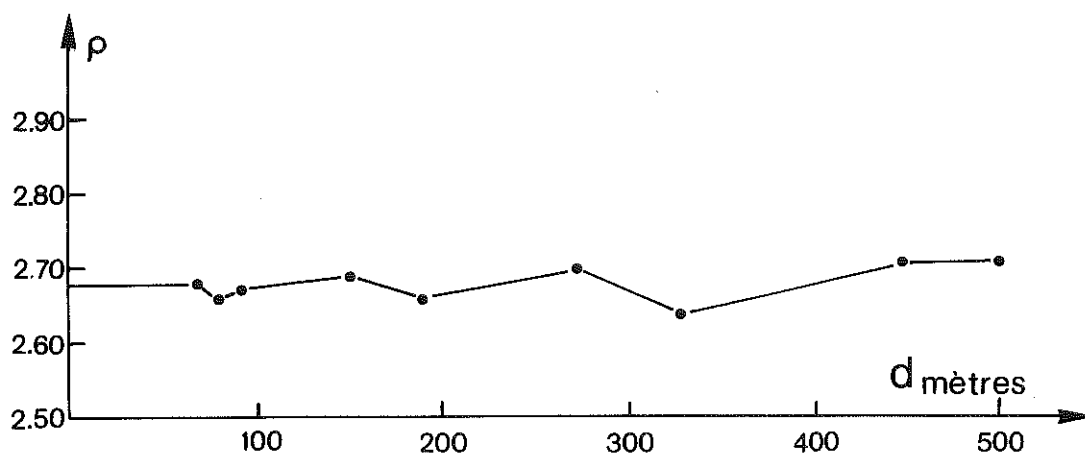


Figure 87 - Variation de la densité des roches en fonction de leur distance à la bordure occidentale de l'U.G.I. Aucune variation significative n'est mise en évidence.

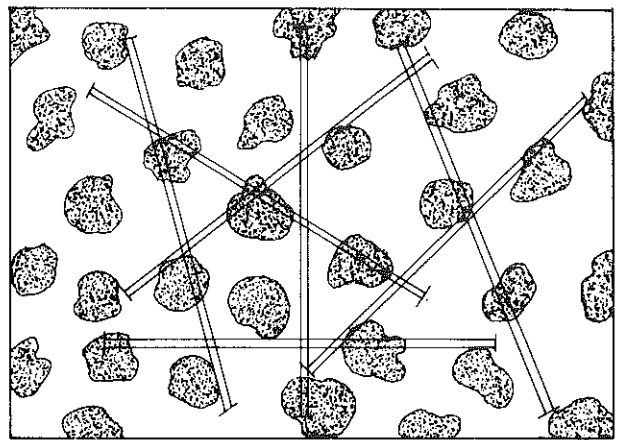
feldspaths ont des comportements différents (voir plus haut), dans une roche qui globalement se déforme plastiquement ; par contre, on peut supposer que lorsque la taille de grain est fortement réduite et que la déformation se fait essentiellement par mouvements aux joints de grains accommodés par une diffusion à l'intérieur des grains (modèle de superplasticité de Ashby et Verall, 1973), alors les contrastes de ductilité des différents minéraux s'atténuent. Mais que la déformation soit plastique ou superplastique, cela ne change pas la quantité de déformation : simplement dans le premier cas c'est chaque cristal qui se déforme, tandis que dans le deuxième cas, c'est l'agrégat cristallin dans son ensemble qui change de forme (voir modèle de Ashby et Verall, 1973).

6 - la déformation correspond à un cisaillement simple sans aplatissement. Aucun moyen n'existe pour vérifier cette affirmation dans ce type de matériel ; cependant, étant donné les caractères de la foliation  $S_{G3}$  et de la linéation  $l_{G3}$ , on peut raisonnablement supposer que, dans le diagramme de Flinn (1962),  $K$  est voisin de 1 et donc que la déformation est proche d'un cisaillement simple.

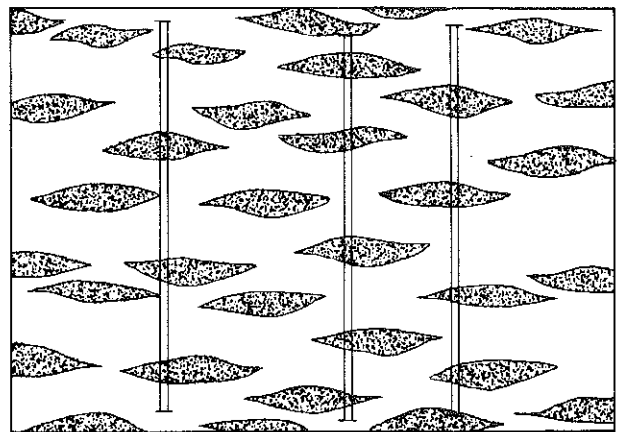
7 - la déformation est homogène à l'échelle de l'échantillon.

*Le principe de la mesure* est le suivant (Fig. 88) :

\* dans les roches non déformées, sur lame mince et à l'aide d'un micromètre, on compte le nombre  $n$  de minéraux ou d'agrégats de minéraux ferro-magnésiens traversés par un segment de longueur fixe  $a$ . Plusieurs mesures doivent être effectuées dans plusieurs directions et en plusieurs endroits de la lame mince, pour effectuer une moyenne afin de tenir compte d'éventuelles hétérogénéités de fabrique initiale.



Echantillons  
non déformés  
 $\epsilon = 0$



Déformation  
croissante

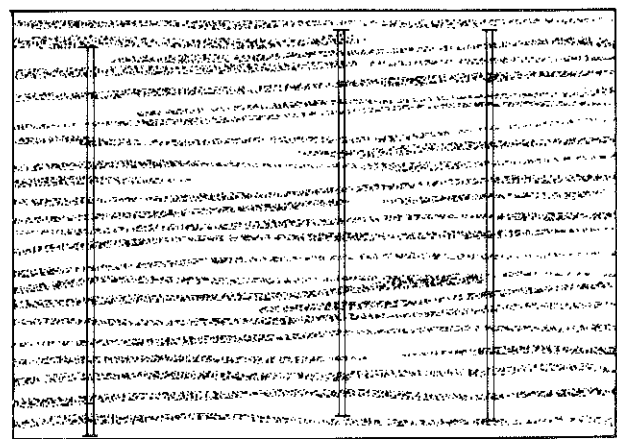


Figure 88 - Principe de mesure de la déformation dans les mylonites de la bordure occidentale de l'U.G.I. Voir texte.

\* dans les roches déformées, on procède sur lame mince taillée dans le plan XZ et on compte le nombre  $n'$  de lits de ferro-magnésiens traversés par le même segment  $a$ . Là encore, il est nécessaire de faire une moyenne.

Soit  $e_1$  et  $e_2$ , la longueur moyenne sur  $a$ , des minéraux clairs et ferro-magnésiens respectivement, dans les roches non déformées c'est-à-dire pour  $\epsilon$  nul. Soit  $e'_1$  et  $e'_2$  les mêmes variables dans les roches déformées. On a :

$$n = \frac{a}{e_1 + e_2} \qquad n' = \frac{a}{e'_1 + e'_2}$$

or  $e'_1 \approx e_1 (1 + \epsilon)$   $e'_2 \approx e_2 (1 + \epsilon)$

donc  $\frac{n}{n'} = 1 + \epsilon$

La déformation étant un cisaillement simple, l'ellipsoïde de déformation est telle que  $\epsilon_2$  est nulle. Les mesures étant faites perpendiculairement à la foliation, on a ici :

$$\frac{n}{n'} = 1 + \epsilon_3$$

Connaissant  $\epsilon_3$ , on peut connaître graphiquement la valeur de  $\gamma$ , tangente de l'angle de cisaillement (Ramsay, 1967, page 85 ; fig. 89 ) :

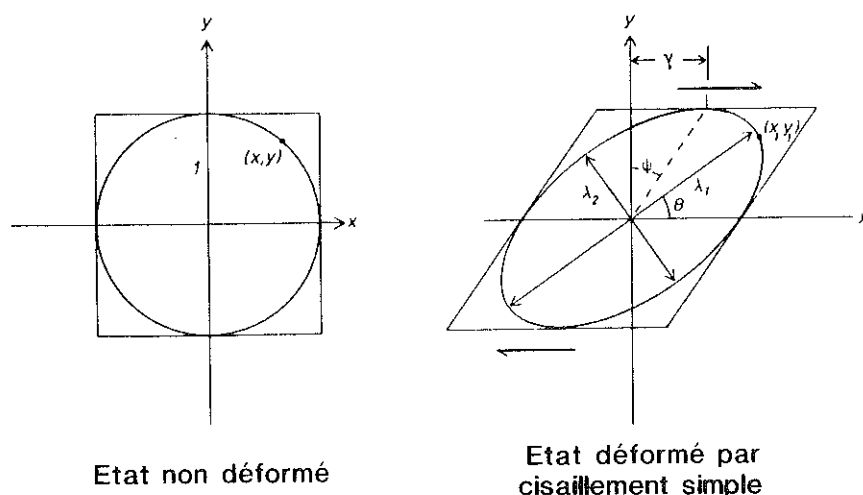


Figure 89 - Transformation d'un cercle en ellipse par cisaillement simple (Ramsay, 1967) et paramètres correspondants.

$$1 + \varepsilon_3 = \sqrt{\lambda_3}$$

$$1 + \varepsilon_1 = \sqrt{\lambda_1}$$

$$\lambda_1 = \frac{\gamma^2 + 2 + \gamma\sqrt{\gamma^2 + 4}}{2}$$

$$\lambda_3 = \frac{\gamma^2 + 2 - \gamma\sqrt{\gamma^2 + 4}}{2}$$

La figure 90 donne donc les valeurs de  $\gamma$  pour des rapports  $\frac{n}{n'}$  ou  $\sqrt{\lambda_3}$  différents. Enfin, connaissant  $\gamma$ , on peut calculer le demi-déplacement le long de la zone de cisaillement en intégrant la surface limitée par la courbe  $\gamma = f(d)$ ,  $d$  étant la distance à la zone de cisaillement (Ramsay et Graham, 1970).

Les limites de cette méthode découlent directement des restrictions que l'on peut opposer aux hypothèses de départ. Tout d'abord, cette méthode ne peut prétendre être précise, étant donné la variabilité de la taille et de la forme des grains dans la roche de départ, et l'influence de la position du segment  $a$  sur la valeur  $n$  ou  $n'$  mesurée ; à ce sujet, on peut appliquer pour  $n$  le calcul de probabilité fait plus loin dans ce même chapitre (§ VII).

En outre, la valeur obtenue sera sous-estimée si la déformation s'accompagne d'un changement de volume positif (déformation avec rétro-morphose de certaines phases minérales, diminution de la densité des roches) et sur estimée si une composante d'écrasement s'ajoute à la déformation en cisaillement simple (voir Burg et Laurent, 1978). La valeur obtenue pour le déplacement est celle déduite de la déformation plastique de la roche ; si des mouvements discontinus se produisent par glissement sur le plan de foliation par exemple, que ce soit à l'échelle de l'échantillon, de l'affleurement ou de la carte, ces déplacements ne seront pas pris en compte et la valeur du déplacement sera sous-estimée.

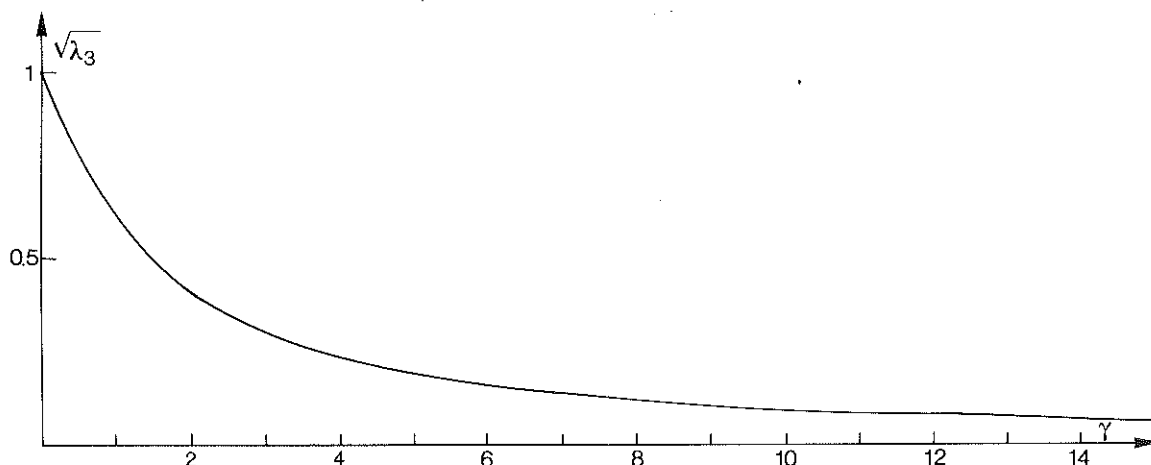


Figure 90 - Courbe donnant  $\gamma$  en fonction du cisaillement (d'après Ramsay, 1967).

Mais malgré toutes ses imprécisions, cette méthode de mesure peut nous donner une idée du déplacement le long de la bordure occidentale de l'U.G.I.

## B - ESTIMATION DU DEPLACEMENT

Le tableau 7 et la figure 91 donnent les valeurs mesurées du paramètre  $n$  ou  $n'$ , et les valeurs déduites de  $\sqrt{\lambda_3}$  et  $\gamma$  sur une série d'échantillons prélevés dans l'Adrar Ouzzein (Fig. 92).

	$d_m$	$n$ ou $n'$	$\sqrt{\lambda_3} = \frac{n}{n'}$	$\gamma$
My6	0	68	0.06	16.5
IB8	12	38	0.07	14.25
IB6	48	39	0.10	10
My7	68	30	0.13	7.75
My8	80	24	0.17	5.55
My9	92	20	0.20	4.8
My1	150	17	0.24	3.95
IB806	177	16	0.25	3.75
My4	188	16	0.29	3.15
My2	234	13	0.31	2.95
My10	265	10	0.36	2.45
My11 - IB805	330	8	0.5	1.5
My3	450	5	0.8	0.35
My12	520	4	1	0

Tableau 7 - Valeurs mesurées de  $n$  et  $n'$  et valeurs calculées du cisaillement  $\gamma$  pour quinze échantillons prélevés dans la zone de cisaillement d'Abeilara Rahrous.

Valeurs mesurées de  $n$  et  $n'$  et valeurs calculées du cisaillement  $\gamma$  pour quinze échantillons prélevés dans la zone de cisaillement d'Abeihara Rahrous.

L'intégration de la surface  $S$  comprise sous la courbe  $\gamma = f(d)$  nous donne le demi-déplacement  $D/2$  (Ramsay et Graham, 1970) le long de la bordure occidentale de l'U.G.I.

$$D/2 = 1806 \text{ m}$$

$$D = 3600 \text{ m}$$

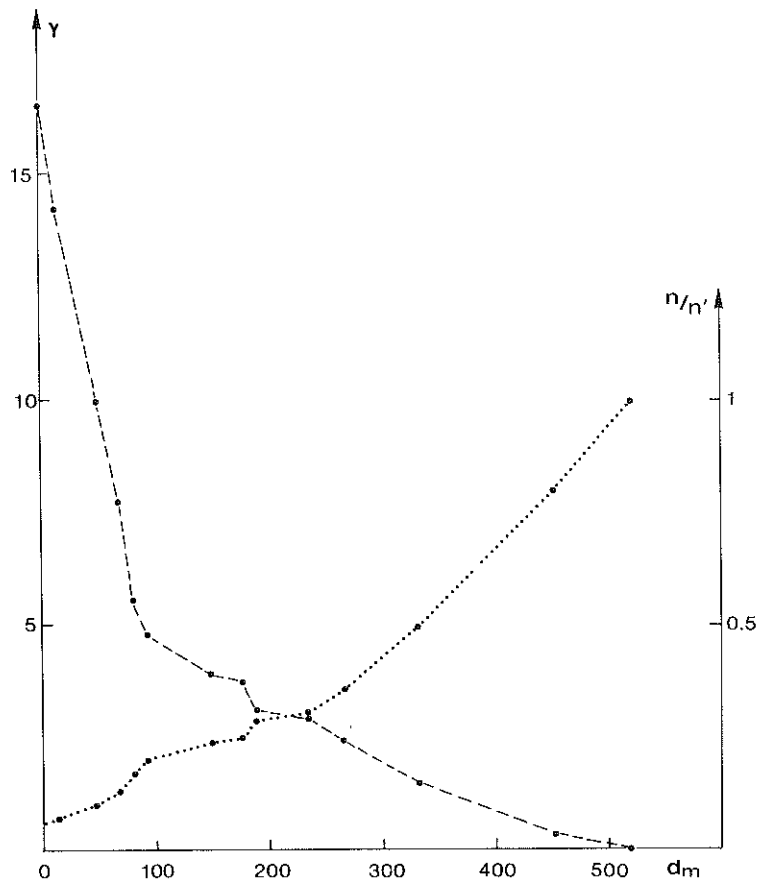


Figure 91. - Courbe de  $n/n'$  et  $\gamma$  en fonction de la distance  $d$  de l'échantillon à la bordure mylonitique occidentale de l'U.G.I.

(La surface  $S$  a été évaluée par pesée)

En fait seules les mesures effectuées sur les mylonites de l'U.G.I. sont significatives car on est libéré des problèmes de superposition de phases  $D_1$ ,  $D_2$  et  $D_3$ ; ce chiffre de 3600 m, qui peut sembler faible, étant donné la largeur de la bande mylonitique dans l'assemblage kidalien, confirme indirectement le fait que la déformation n'est pas le seul résultat de la déformation  $D_3$ , mais aussi (et surtout) celui de la déformation  $D_1 + D_2$ .

## V - ORIENTATION PREFERENTIELLE DE RESEAU DU QUARTZ

Les observations de terrain ont permis de conclure que la bordure occidentale correspond à un décrochement, la majorité des critères de rotation utilisés indiquant un sens dextre. Afin de m'assurer de ce sens, j'ai effectué des mesures d'orientation préférentielle de réseau (O.P.R.) du quartz dans diverses mylonites, car ainsi qu'il l'a déjà été souligné dans le chapitre 3, l'O.P.R. du quartz renseigne sur les systèmes de glissement actifs, sur la géométrie et enfin la cinématique de la déformation.

En étudiant d'autre part, l'O.P.R. du quartz sur un gradient de déformation, j'espérais aussi approcher la valeur de l'intensité du cisaillement, ainsi que Burg et Laurent (1978) ont pu le faire dans une zone de cisaillement pluridécimétrique.

### A - O. P. R. DU QUARTZ DANS LE GRADIENT DE DEFORMATION DE L'ADRAR OUZZEIN

Les études d'O.P.R. ont été effectuées à la platine universelle sur le même échantillonnage que celui utilisé pour les mesures de déformation finie (paragraphe précédent) et sur un échantillon du granite d'Abeibara, pré-tectonique de D<sub>3</sub> (voir figure 92). Elles ont été complétées par des mesures au goniomètre de texture sur trois échantillons très déformés ; cette dernière étude a été menée au département des Sciences de la Terre de l'Université de Leeds, en collaboration avec A.W.Siddans et J.Whalley.

#### 1 - MESURES A LA PLATINE UNIVERSELLE

La figure 93 présente les O.P.R. du quartz dans les échantillons du gradient de déformation de l'Adrar Ouzzein et placés sur la courbe  $\gamma = f(d)$  de la figure 91 (voir aussi photos planche XVII-XVIII).

A l'exception de My2 et MyG, les échantillons ne possèdent pas d'O.P.R. marquée. Certains d'entre eux montrent une zone vide proche de la linéation d'étirement (axe X, My7C, My9) ou proche du plan XZ (My8), mais dans l'ensemble ces données d'O.P.R. ne sont guère interprétables qu'en orientation quasi-aléatoire des axes C du quartz.



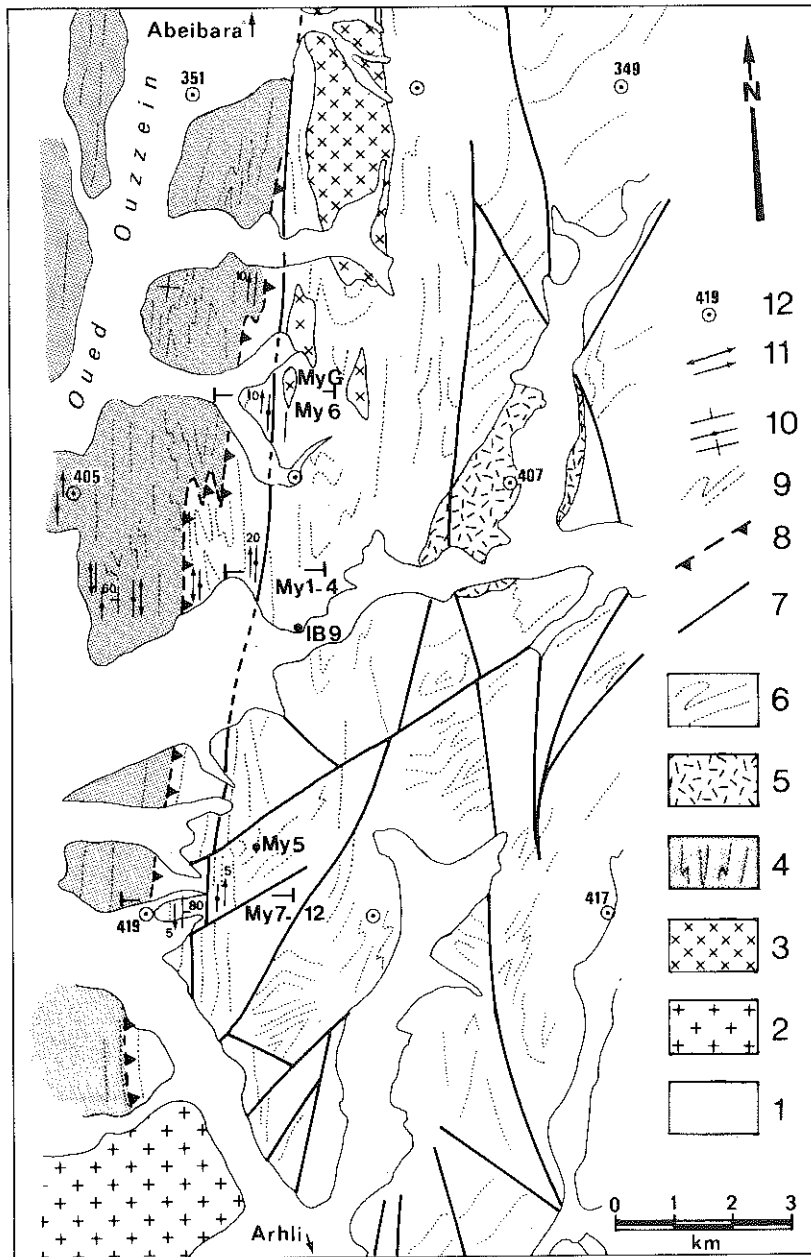


Figure 92 - Carte schématique de l'Adrar Ouzzein montrant la localisation des trois coupes d'échantillonnage. 1 : alluvions quaternaires ; 2 : granite post-tectonique de D<sub>3</sub> ; 3 : granite anté-tectonique de D<sub>3</sub> ; 4 : assemblage kidalien ; 5 : granitoïde éburnéen ; 6 : granulites éburnéennes ; 7 : faille ; 8 : trace du contact anormal D<sub>1</sub> supposé ; 9 : trace de la foliation majeure (S<sub>K1</sub> S<sub>K2</sub> dans l'assemblage kidalien S<sub>E</sub> ou S<sub>G3</sub> dans l'U.G.I<sup>K2</sup>) ; 10 : foliation verticale ou non ; 11 : linéation horizontale ou non ; 12 : centre de photographie aérienne (NE31 XX).

Par contre les échantillons My2 et MyG montrent tous deux une disposition des axes C en couronne passant par l'axe Y de l'ellipsoïde des déformations, et par l'axe Z (MyG) ou oblique sur Z (My2).

**MyG** : les mesures ont été effectuées sur des porphyroclastes et sur des cristaux équants, en mosaïque, issus de la recristallisation syn-tectonique des premiers. Les O.P.R. sont très voisines dans les deux cas et en ce sens, les résultats sont semblables à ceux obtenus sur l'olivine (Mercier, 1972 ; Boullier, 1975) et sur le quartz (Hobbs, 1968 ; Wilson, 1973 ; Marjoribanks, 1976 ; Bouchez, 1977).

**My2** : les mesures ont été effectuées uniquement sur les porphyroclastes car l'expérience et l'exemple précédent montrent que l'O.P.R. du quartz des néoblastes est voisine de celle des porphyroclastes.

La répartition des points dans la couronne diffère légèrement entre MyG et My2 ; mais dans les deux cas un maximum relatif se trouve proche de l'axe Z. L'unicité de la couronne indique une déformation proche du cisaillement simple (Bouchez et al., 1979 ; Bouchez et Pêcher, 1981). Le pôle de la couronne est la direction de cisaillement ; c'est une direction basale (perpendiculaire à C) ; par comparaison avec les travaux expérimentaux (Christie et al., 1964) et avec les mesures effectuées au goniomètre de texture (Bouchez, 1978) ou par diffraction neutronique (Bouchez et al., 1979), on suppose que la direction de glissement actif dans le quartz est dans ce cas l'axe  $\langle a \rangle$  ( $\langle 11\bar{2}0 \rangle$ ). La direction de cisaillement n'est pas confondue avec la linéation d'étirement (My2) ; cette obliquité indique le sens de cisaillement qui est ici dextre conformément aux observations de terrain.

Le plan de glissement actif contient la direction basale  $\langle a \rangle$ . Etant donnée la prépondérance des axes C proches de l'axe Z de l'ellipsoïde des déformations, c'est probablement le plan basal (0001) qui a été dominant sur les autres plans (prismatique  $\{10\bar{1}0\}$  ou pyramidal  $\{10\bar{1}1\}$  ou  $\{01\bar{1}1\}$  ; voir Bouchez et Pêcher, 1981). Ceci est cohérent avec les conditions de température relativement basse de la déformation (faciès schistes verts).

Si un des échantillons (My2) de cette coupe confirme le sens dextre de décrochement, l'O.P.R. médiocre du quartz ne permet pas dans ce cas de déduire une valeur de  $\gamma$ , comme l'ont fait Burg et Laurent (1978), en utilisant l'angle de la couronne des axes C avec l'axe Z de l'ellipsoïde des déformations.

## 2 - MESURES AU GONIOMETRE DE TEXTURE

Elles ont été effectuées pour tester l'orientation d'autres axes cristallographiques du quartz qui ne sont pas accessibles en microscopie optique et pour vérifier le caractère quasi-aléatoire de la distribution des axes C. Trois échantillons ont été choisis pour leur homogénéité et la finesse de leur grain, conditions nécessaires pour obtenir de bons résultats ; ce sont My7B, My7C, déjà étudiés à la platine universelle et My6, l'échantillon

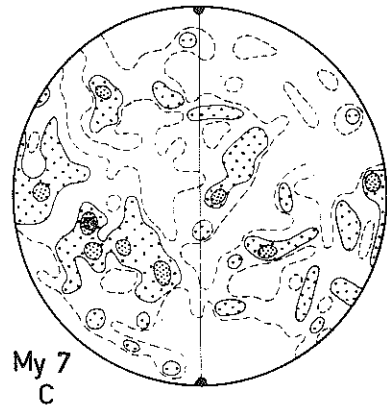
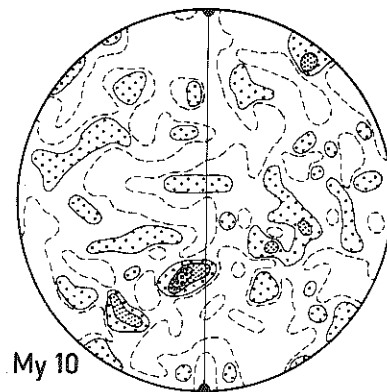
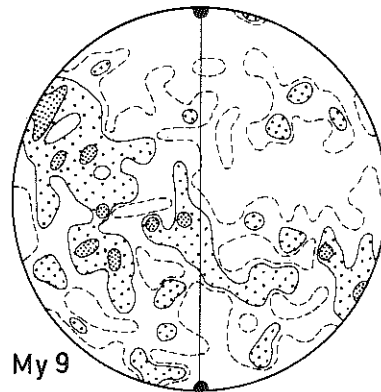
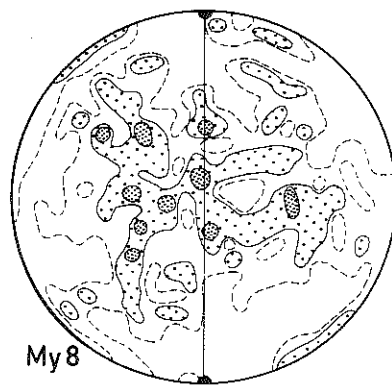
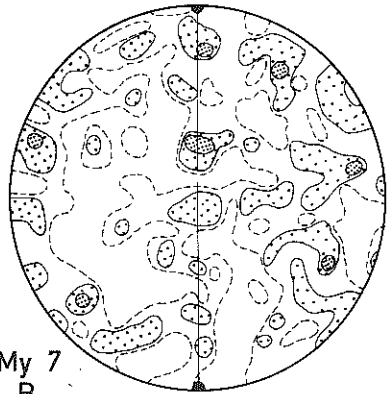
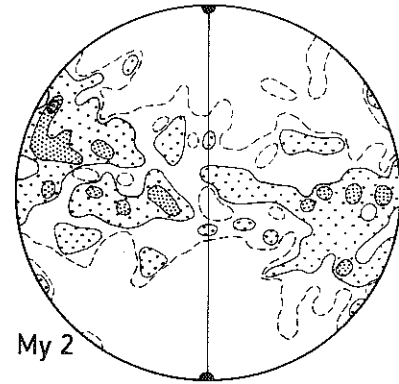
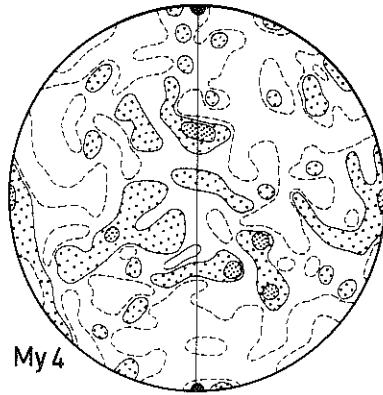
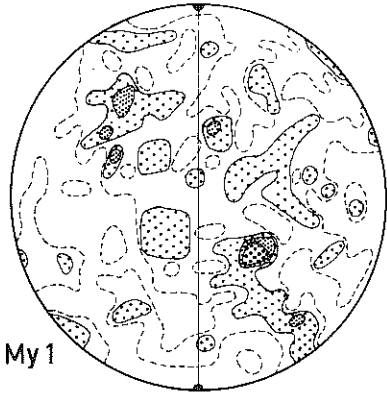
le plus déformé. Ils ont été étudiés sur le goniomètre de texture de Leeds, mis au point par A.W.Siddans (voir Siddans, 1976). Avant de procéder aux mesures, une poudre de roche totale a été passée en diffraction de rayons X, pour déterminer la minéralogie de chaque échantillon, pour sélectionner les pics utilisables et pour déterminer les émissions de fond. Dans le cas présent, les roches contiennent beaucoup de phases minérales différentes et seuls les pics  $\{10\bar{1}0\}$  et  $\{10\bar{1}2\}$  étaient bien individualisés et donc utilisables. Une seule section a été utilisée, d'abord par réflexion puis par transmission. Les diagrammes obtenus sont donnés sur la figure 94 où les contours représentent des multiples entiers de la distribution aléatoire. Une correction doit être effectuée pour homogénéiser les données obtenues par les deux modes différents : de  $0^\circ$  à  $65^\circ$  par réflexion, et de  $70^\circ$  à  $90^\circ$  par transmission. Les résultats montrent une orientation quasi-aléatoire pour les axes  $\{10\bar{1}0\}$  et  $\{10\bar{1}2\}$  et confirment en cela les résultats obtenus à la platine universelle pour les axes C dans les échantillons My7B et My7C ; en effet, les concentrations observées ne peuvent pas être considérées comme caractéristiques car trop faibles et liées au mode d'étude (répartition concentrique) ou trop ponctuelles et liées alors à des anomalies locales (gros cristal par exemple).

## B - ECHANTILLONS PRELEVES DANS LA PARTIE SUD DE LA ZONE MYLONITIQUE

Ces échantillons prélevés tous les deux à proximité de la limite de l'U.G.I. sont très déformés ; leur examen à l'aide d'une lame d'onde additionnelle entre Nicols croisés montre que le quartz a une forte O.P.R., leur étude à la platine universelle pouvant donc apporter des renseignements sur la cinématique de la zone de cisaillement. (Voir photos 2-3, pl. XVIII).

IB761 : cette mylonite de gneiss alcalin montre une foliation  $S_{G3}$  bien marquée N20 et une linéation d'étirement à pitch faible vers le Sud ( $5^\circ$ ). Le quartz se présente en rubans polycristallins (II.2) en mosaïque équante. Son O.P.R. (Fig. 95) montre une couronne principale avec un maximum proche de l'axe Y, et quelques maxima de moindre importance esquissant une deuxième couronne symétrique de la première par rapport au plan ZY. En raisonnant

Figure 93 - Orientation préférentielle des axes C du quartz dans des échantillons de mylonites de la bordure occidentale de l'U.G.I. (Adrar Ouzzein). Mesures effectuées à la platine universelle. 200 mesures pour tous les échantillons sauf pour MyG-MyG-MyGA : porphyroclastes ; 111 mesures ; contours à 1, 2, 3, 4 et 5 mesures (maximum 5). MyGB : mosaïque ; 142 mesures ; contours comme A (maximum 9) - MyG A+ B : total ; 253 mesures ; contours à 1, 3, 5, 7, 9 mesures (maximum 10) - Pour les autres échantillons, contours à 1, 3, 5, 7 mesures. Même procédé de calcul que pour la figure 73.



← Déformation croissante

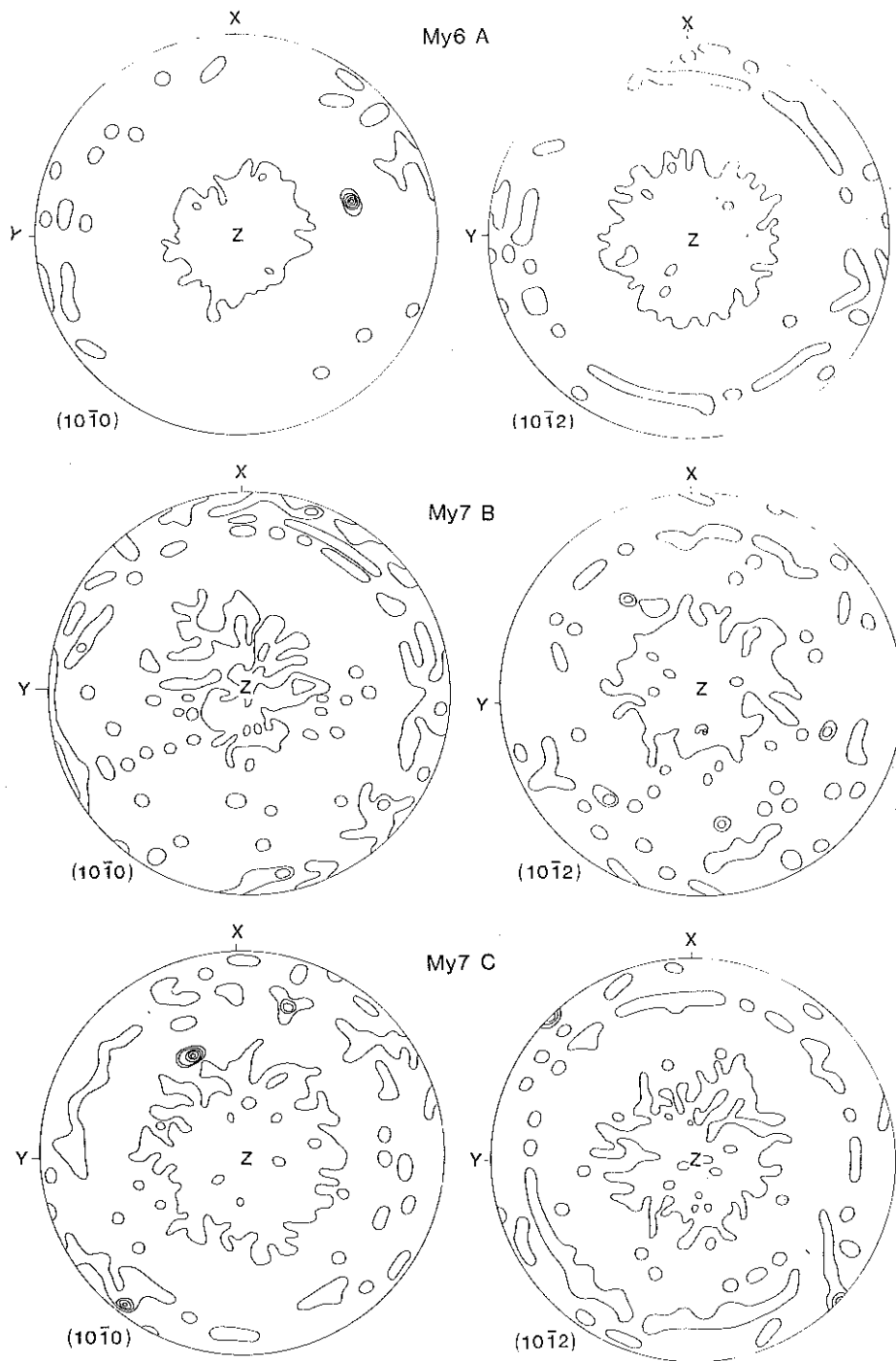


Figure 94 - Orientation préférentielle des axes  $(10\bar{1}0)$  et  $(10\bar{1}2)$  du quartz dans des échantillons de mylonites de la bordure occidentale de l'U.G.I. Mesures effectuées au goniomètre de texture. Les contours représentent les multiples (1, 2, 3...) de la densité de répartition aléatoire. Comparer avec les échantillons My7 B et C de la figure 93.

comme dans les exemples précédents, on peut déduire que la déformation est essentiellement un cisaillement simple dont le sens est donné par l'obliquité de la couronne principale. C'est donc un cisaillement dextre. D'autre part, le maximum proche de l'axe Y de l'ellipsoïde de déformation indique que dans ce cas, le glissement prismatique à direction basales a été probablement prédominant sur les systèmes basal et pyramidal de même direction (voir Bouchez et Pêcher, 1981).

**IB765** : c'est une veine de quartz mylonitique présentant une structure en mosaïque équante de grains de 100  $\mu$  environ. L'O.P.R. du quartz (Fig. 95 ) montre un maximum des axes C prononcé et proche de l'axe Y de l'ellipsoïde de déformation, et une portion de couronne légèrement oblique sur

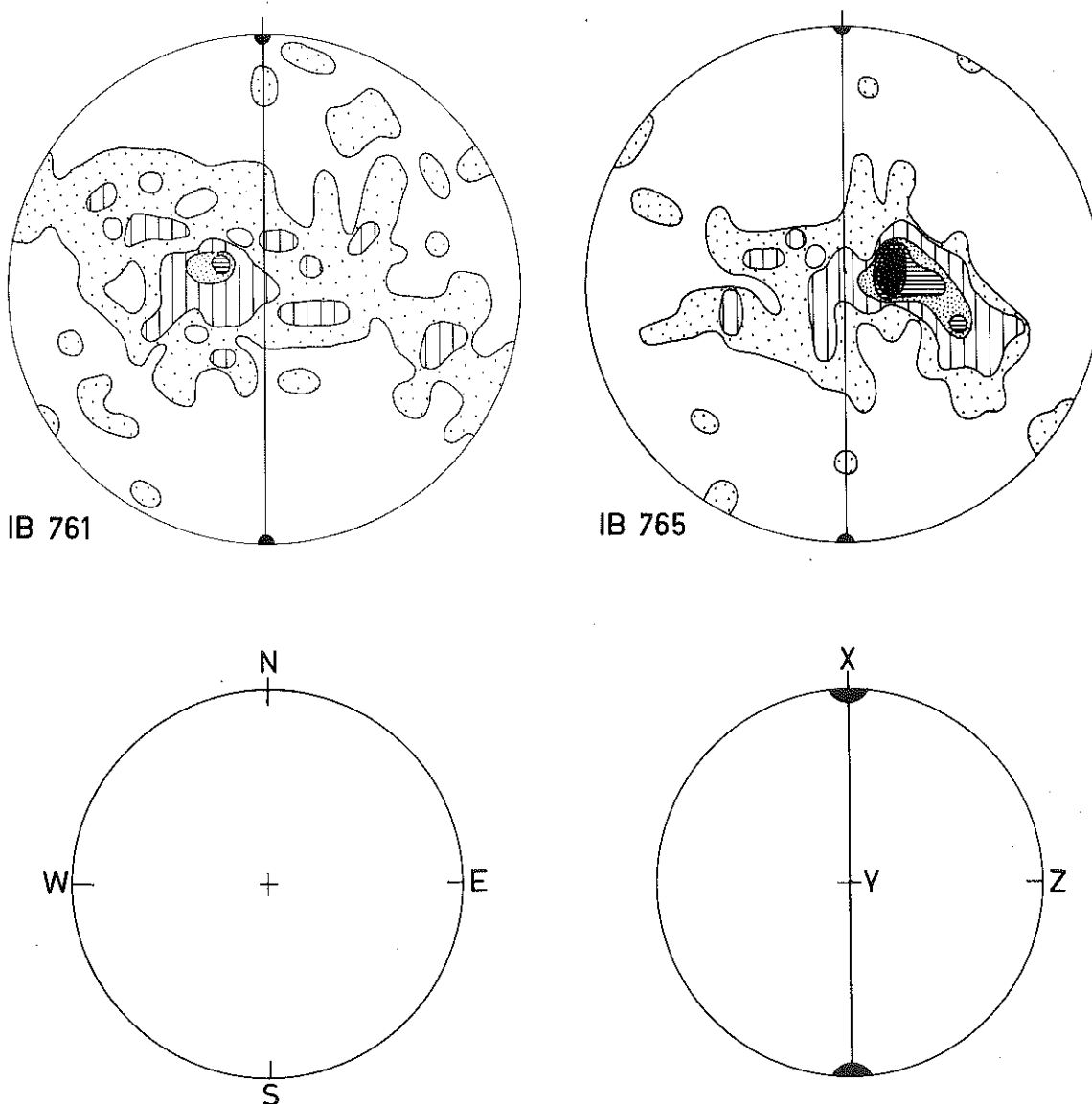


Figure 95 - Orientation préférentielle des axes C du quartz dans deux échantillons de mylonites de la bordure occidentale de l'U.G.I. (au Sud de Rarhrous, secteur 1 de la figure 81) 150 mesures. Contours à 1, 3, 6, 9, 12, 15 mesures ; maximum 1B761 : 9 mesures - 1B765 : 17 mesures. Même procédé de calcul que pour la figure 73.

le plan YZ. Dans le cas présent, les parties externes (proches de Z) de la couronne manquent pour conclure à un sens certain du cisaillement. Cependant, on peut supposer que ce sens est dextre d'après la portion de couronne visible sur l'O.P.R. (Fig. 95). Dans cet échantillon, la prédominance du glissement prismatique est suggérée par le fort maximum des axes C en Y, maximum encore plus marqué que dans l'échantillon précédent.

Une question se pose à la suite de l'observation des O.P.R. du quartz dans ces échantillons : pourquoi l'O.P.R. est-elle forte dans certaines roches et quasi-aléatoire dans d'autres ? Ceci peut avoir deux causes, non indépendantes entre elles :

\* l'intensité de l'O.P.R. du quartz est liée au pourcentage de ce minéral dans la roche ; ceci a été démontré par Starkey et Cutforth (1978). Effectivement dans le cas présent, IB765 qui contient près de 98% de quartz a une O.P.R. très prononcée alors que les échantillons My ne contiennent guère plus de 30 % de quartz (estimation sur lame mince à l'aide de chartes, et comparaison avec les analyses disponibles de roches totales).

- ≈ 15 % quartz : My1, My4, My6, My7B, My7C, My10
- ≈ 20 % quartz : My8
- ≈ 25 % quartz : My9
- ≈ 35 % quartz : MyG, My2, IB761
- ≈ 98 % quartz : IB761.

Les roches ayant une O.P.R. du quartz bien définie sont donc celles qui contiennent 35 % et plus de ce minéral. Ce résultat, bien que qualitatif, confirme celui de Starkey et Cutforth (1978).

\* l'intensité de l'O.P.R. du quartz est liée au mécanisme de la déformation. La déformation plastique par glissement intracristallin suivant des systèmes bien déterminés engendre des O.P.R. des minéraux. Etchecopar (1974, 1977) a montré qu'un cisaillement de  $\gamma = 0.72$  suffit à engendrer une O.P.R. Par contre, la déformation plastique peut être relayée par une déformation par glissement aux joints de grains lorsque la taille des grains a diminué suffisamment par recristallisation dynamique: la roche a alors un comportement superplastique. Les mouvements aux joints de grain sont probablement accommodés par la diffusion de matière à l'intérieur des grains (modèle de Ashby et Verrall, 1973). Ce mécanisme, dans le cas d'un agrégat cristallin de forme régulière, n'implique pas obligatoirement une rotation du réseau. Dans la réalité, les grains ne sont pas tous de la même taille et de la même forme et leur translation implique aussi leur rotation (Ashby et Verrall, 1973), dans un agrégat monominéral et à plus fortes raisons dans un agrégat polyminéral (cas présent des roches My).

Ainsi, l'O.P.R. acquise pendant le premier stade de la déformation est-elle progressivement effacée dans les mylonites de gneiss alcalins granulitiques le long de la bordure occidentale de l'U.G.I.

## C - ECHANTILLON DE PLI DANS LES MYLONITES

Cet échantillon a été prélevé à la même latitude, que la première coupe (Adrar Ouzzein) mais à l'Ouest de la faille bordière de l'U.G.I. C'est une granulite dont la foliation mylonitique  $S_{G1}$  est plissée : l'axe de ce pli est horizontal et le plan axial fortement incliné vers l'Est. La schistosité  $S_{G3}$  n'est pas exactement confondue avec le plan axial de ce pli dissymétrique (voir Fig. 96 et photo 4, pl. XVIII) elle est définie par l'allongement des lentilles polycristallines de quartz et par la disposition planaire des minéraux phylliteux (muscovite essentiellement).

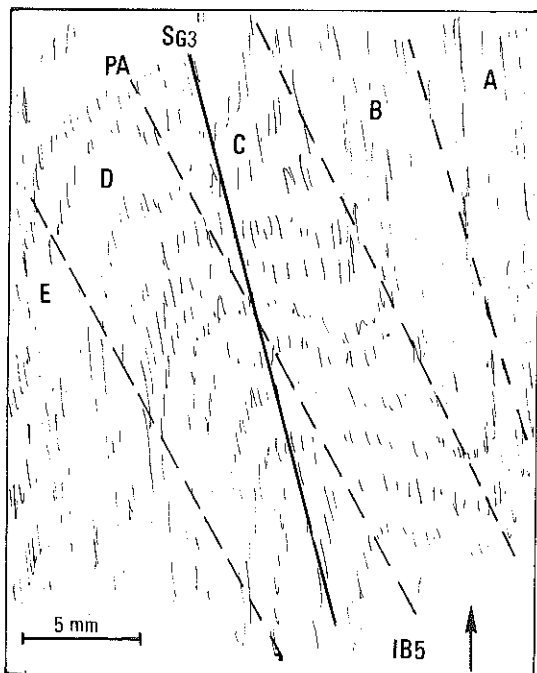


Figure 96 - Schéma de l'échantillon IB 5B dans une section perpendiculaire à l'axe du pli  $P_3$  et montrant les cinq domaines définis parallèlement au plan axial (PA) du pli pour l'étude de l'O.P.R. du quartz (fig. 97).  $S_{G3}$  est la foliation mylonitique et ne coïncide pas exactement avec le plan axial de pli.

L'orientation des axes C du quartz a été mesurée dans une lame mince perpendiculaire à l'axe du pli et dans cinq zones différentes délimitées parallèlement au plan axial du pli (voir Fig. 96 et 97). L'O.P.R. du quartz varie peu d'un secteur à un autre et peut se décrire ainsi : deux maxima dans un plan perpendiculaire à l'axe du pli, dissymétriques par rapport au plan axial du pli et situé de part et d'autre de la schistosité  $S_{G3}$ . Seule l'intensité de ces maxima change d'un secteur à un autre. Il n'y a pas de rotation de ces maxima d'un flanc à l'autre du pli. Ceci indique que l'O.P.R. du quartz a été acquise au plus tôt pendant la formation du pli  $P_3$ .



L'O.P.R. du quartz dans ce pli se compare assez bien avec celle décrite par Gangopadhyay et Johnson (1962) dans des plis de cisaillement, dans la mesure où les axes C font un angle très fort (70 à 90°) avec l'axe du pli ; mais elle en diffère par la position des maxima par rapport au plan axial des plis. La similitude est beaucoup plus grande avec l'O.P.R. décrite par Brunel (1980) dans un micropli d'axe parallèle à la linéation d'étirement (comparer avec la projection des axes C dans le plan XZ, figure 97 ). On y retrouve les deux maxima principaux, d'intensité différente dans chacun des deux flancs du pli, dissymétriques par rapport au plan axial du pli et à l'axe Y de l'ellipsoïde des déformations ; une différence est à noter cependant : dans le cas décrit par Brunel, la droite reliant les deux maxima passe par Y mais fait un angle avec Z, l'obliquité ainsi définie étant compatible avec le sens de cisaillement régional déterminé par d'autres

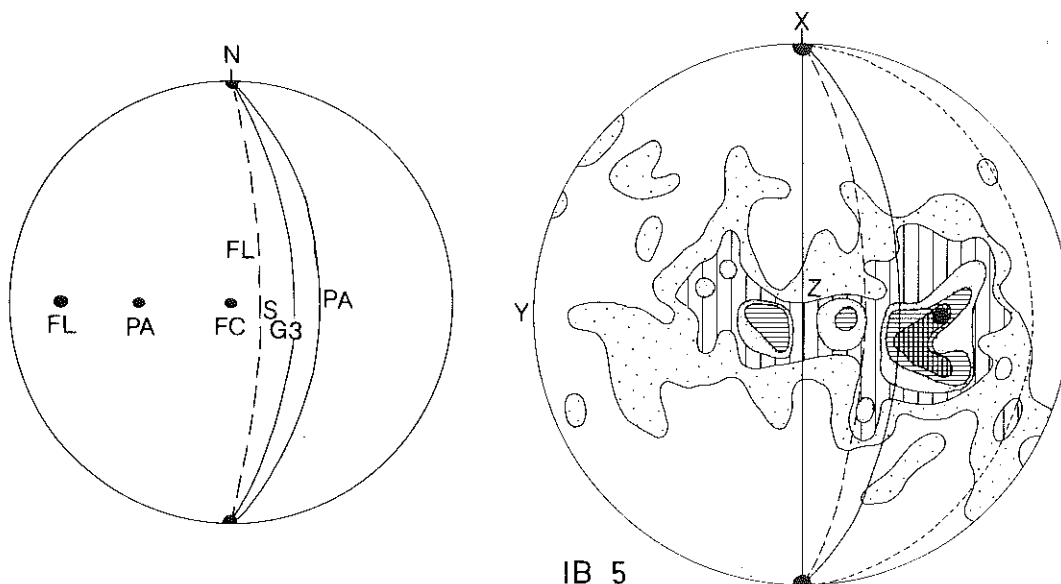


Figure 97 - Orientations préférentielle des axes C du quartz dans un échantillon (IB5) de mylonite plissée de la bordure occidentale de l'U.G.I. (Adrar Ouzzein). Secteurs A, B, D, E : 50 mesures. C : 75 mesures - contours à 1, 2, 3... mesures. Total 275 mesures, contours à 1, 3, 6, 9, 12, 15 mesures. maximum 17. La projection de la totalité des mesures a été effectuée dans un plan perpendiculaire à l'axe du pli (ZY) et dans un plan parallèle à cet axe (X, Y). Les axes X, Y et Z de l'ellipsoïde des déformations sont définis par la schistosité  $S_{GB}$  (tireté large) et par la linéation d'étirement  $l_{G3}$  parallèle à l'axe du pli (point). Le plan horizontal (projection X, Y) est représenté par un tireté serré..

critères (M.C.T. himalayan). Dans le cas de IB5, cette obliquité n'est pas déterminée par les maxima mais par les concentrations secondaires d'axes C proches du plan XZ qui indiquent un cisaillement dextre, là aussi compatible avec les autres données.

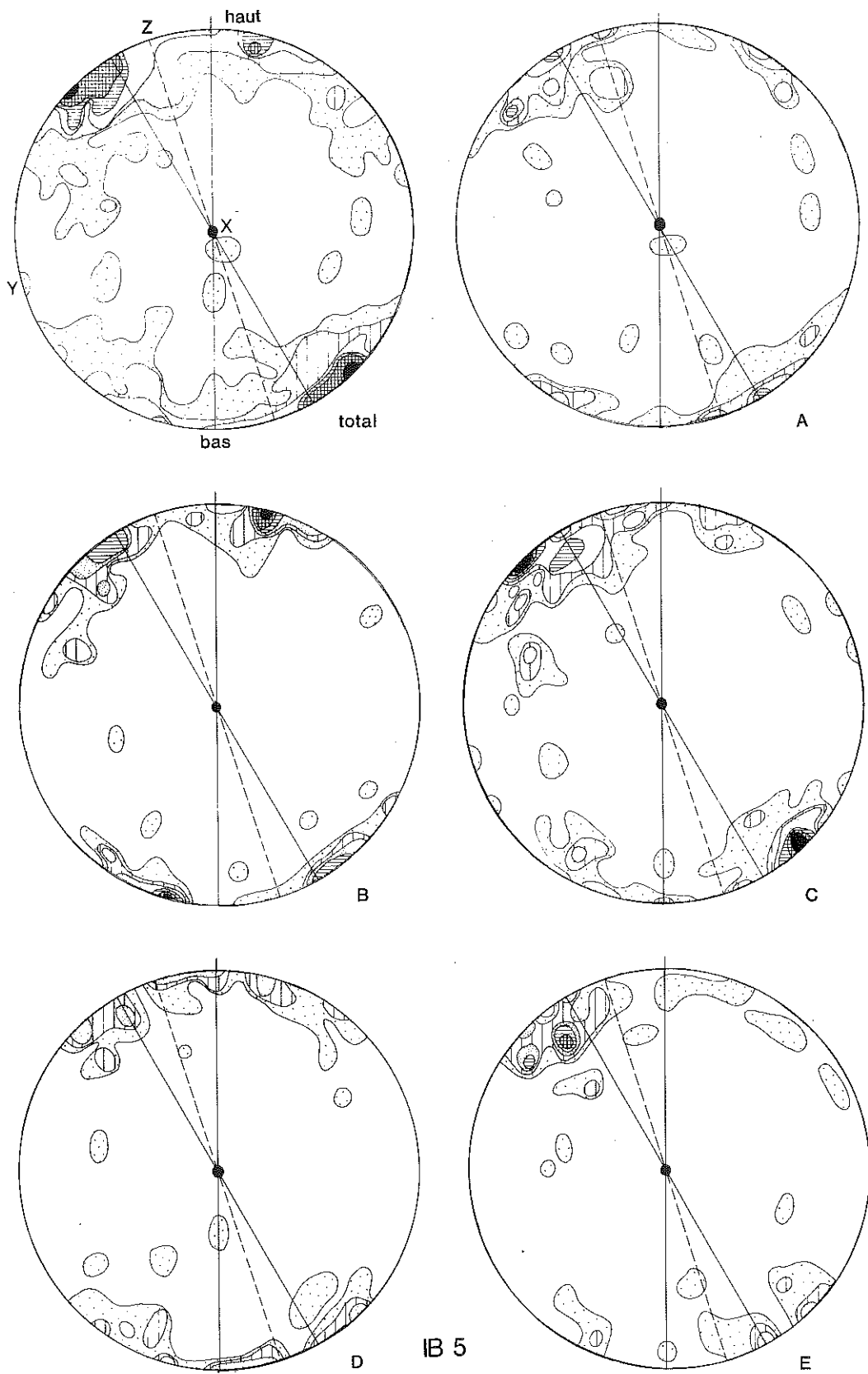


Figure 97 (suite)

Deux hypothèses peuvent être avancées sur la formation de ce pli :

\* le pli est antérieur à l'acquisition de l'O.P.R. et les étapes successives de l'histoire de ce pli sont les suivantes :

- a.  $D_1$ , foliation mylonitique  $S_{G1}$  subhorizontale ;
- b.  $D_2$ , plissement de  $S_{G1}$  en plis dissymétriques d'axe sensiblement N-S ;
- c.  $D_3$ , déformation coaxiale mais non coplanaire avec  $D_2$ , en cisaillement dextre ; apparition de la schistosité  $S_{G3}$  oblique sur le plan axial du pli  $P_2$ , à laquelle correspond l'O.P.R. décrite oblitérant complètement l'O.P.R. acquise pendant  $D_1$ .

\* le pli est contemporain de l'acquisition de l'O.P.R. et les étapes successives sont les suivantes :

- a.  $D_1$ , foliation mylonitique  $S_{G1}$  subhorizontale ;
- b.  $D_2$  : aucun effet ;
- c.  $D_3$ , déformation en cisaillement dextre, avec formation de plis d'axe parallèle à la linéation d'étirement, donc de plis d'axe a. Cette déduction est confirmée par l'O.P.R. car les maxima d'axes C du quartz sont dans un plan perpendiculaire à l'axe des plis, ce qui indique une direction de glissement proche de l'axe du pli. Dans ce cas, ce pli pourrait apparaître suivant un mécanisme semblable à celui des plis en fourreaux (Cobold et Quinquis, 1980) ou des plis conjugués lié à un cisaillement se surimposant sur un matériau anisotrope (Berthé et Brun, 1980). Des observations sur le terrain pourraient permettre de vérifier cette hypothèse dans le cas de IB5.

## D - CONCLUSIONS

L'étude des O.P.R. du quartz dans diverses mylonites de la bordure occidentale de l'U.G.I. (phase  $D_3$ ) apporté les résultats suivants :

\* l'O.P.R. du quartz n'est prononcée que pour une teneur en quartz de la roche au moins égale à 35 %.

\* dans les mylonites de gneiss alcalins, le grain très fin de la roche et le mélange des différentes phases minérales, sont deux facteurs favorisant les mouvements aux joints de grains et donc une absence d'O.P.R., ce mécanisme de déformation pouvant entraîner un comportement superplastique de ces roches.

\* les systèmes de glissement actifs pendant  $D_3$  et déduits des O.P.R. sont les suivants :  $(0001) \langle 11\bar{2}0 \rangle$  et  $\{10\bar{1}0\} \langle 11\bar{2}0 \rangle$ , l'un ou l'autre étant prédominant. Le système de glissement  $\{10\bar{1}0\} \langle 11\bar{2}0 \rangle$  est classique à basse température : c'est le système le plus facilement activé expérimentalement (voir revue de Nicolas et Poirier, 1976) ; par contre, les systèmes

de glissement faisant intervenir des plans prismatiques sont activés à plus haute température. Si l'interprétation des O.P.R. présentées dans ce paragraphe est exacte, cette étude montre que le glissement prismatique peut être efficace aussi dans le faciès schiste vert (< 450° C).

\* la déformation se fait en régime cisailant, sans composante d'écrasement apparente (couronne unique, Bouchez et Pêcher, 1981). L'O.P.R. du quartz justifie donc l'hypothèse faite dans le paragraphe IV, à savoir que la déformation est plane (Y invariant). En outre, l'O.P.R. permet de confirmer le sens dextre du cisaillement le long de la bordure occidentale de l'U.G.I.

## VI - ETUDE DES INCLUSIONS FLUIDES

### A - INTRODUCTION

Les inclusions fluides (I.F.) piégées dans les cristaux, à condition qu'elles ne subissent aucune modification post-piégeage de volume ou de densité, sont des témoins des conditions de température et de composition des phases fluides percolant dans la roche au moment de leur piégeage. Ainsi en étudiant les différentes générations d'I.F. dans une roche et en les calant par rapport au métamorphisme, on peut reconstituer le chemin de température et de pression de cette roche. C'est ce que j'ai essayé de faire sur des roches de plus en plus déformées, prélevées sur la bordure occidentale de l'U.G.I. (phase D<sub>3</sub>).

La méthode consiste tout d'abord en une observation des différentes familles d'I.F. dans la roche, l'identification de leur remplissage et l'établissement d'un ordre chronologique d'apparition de ces différentes générations. Puis on procède à diverses mesures permettant de vérifier la nature par les températures de changement de phase du remplissage (température de fusion, d'homogénéisation en phase vapeur ou en phase liquide...). Ces mesures sont effectuées au microscope à l'aide d'une surplatine chauffante et réfrigérante (surplatine Chaix-Meca dans le cas de cette étude). A partir de ces mesures, on déduit une densité du fluide piégé, correspondant à une isochoire dans le diagramme pression-température.

Lors de cette étude, je me suis heurtée à plusieurs problèmes :

\* longueur de la méthode : plusieurs mesures sont nécessaires pour une seule génération d'I.F. pour que la moyenne soit représentative statistiquement ; en outre, les variations de température doivent être suffisamment lentes pour que la température soit homogène dans toute la surplatine. Un tel appareillage n'existant pas à Montpellier, les mesures faites pour cette étude ont été effectuées au laboratoire de Minéralogie du Museum d'Histoire Naturelle à Paris (J.Touret) ; l'étude présentée est donc très partielle et devra être complétée ultérieurement.

\* les I.F. sont très rapidement modifiées au cours d'une déformation plastique et sont beaucoup plus petites et plus rares dans les mylonites. Ce facteur limitatif a cependant permis de faire des observations intéressantes sur le comportement et l'évolution des I.F. au cours d'une déformation plastique. Ces observations ont été faites dans des roches faiblement déformées c'est-à-dire dans des roches où le quartz ne montre qu'un début de recristallisation dynamique, n'ayant pas totalement fait disparaître les I.F. antérieures à la déformation.

## B - DESCRIPTION DES I. F.

### 1 - DIFFERENTS TYPES D'INCLUSIONS FLUIDES

#### a) Inclusions carboniques (photo 1, planche XIX)

Elles sont rares, petites (5  $\mu$ ), sombres, parfois isolées, de forme géométrique simple (cristaux négatifs). Etant donné la petite taille de ces I.F., il n'est pas toujours possible de préciser si elles sont mono- ou bi-phasées à température ordinaire (liquide ou liquide + gaz, à 20°C).

#### b) Inclusions aqueuses

Elles sont de taille variable, les plus grosses (10 à 15  $\mu$ m) étant souvent de forme irrégulière. Elles sont claires et polyphasées à température ordinaire : liquide + vapeur + solide (cubes de sel et/ou cristaux biréfringents indéterminés). La proportion de gaz et de liquide est constante ; les I.F. aqueuses sont réparties dans des plans ou plus rarement suivant des surfaces courbes.

### c) Inclusions mixtes

Ce sont des I.F. intermédiaires entre les deux premiers types. A température ordinaire, elles sont généralement tri-phasées ( $H_2O$  liq +  $CO_2$  liq +  $CO_2$  vap), parfois quadri-phasées (+ solide). Dans un même échantillon la proportion  $H_2O/CO_2$  semble constante (0.2 en volume, dans l'échantillon étudié en microthermométrie).

## 2 - REPARTITION GEOMETRIQUE DES PLANS D'INCLUSIONS FLUIDES

Dans une veine de quartz bleu à gros grain (IB700a) très peu déformée plastiquement, les inclusions carboniques semblent isolées ou sans répartition particulière alors que les inclusions aqueuses sont dans des plans dont l'orientation a été mesurée dans l'ensemble de la lame mince. Il s'avère d'après les diagrammes en rose (Fig. 98 ) que ces plans sont indépendants de l'orientation des cristaux hôtes mais ont une orientation préférentielle dans la roche ; cette orientation est probablement en relation avec le système de contraintes (plan des I.F. perpendiculaires à  $\sigma_3$  dans le cas d'une microfracturation par rupture en traction). Dans le cas présent, il n'a pas été possible de replacer l'échantillon dans son contexte mais ces données montrent que les inclusions aqueuses sont secondaires (ouverture puis cicatrisation de fissures).

## 3 - IMPORTANCE DES FLUIDES DANS LA RETROMORPHOSE

Les microfissures à I.F. prouvent que des fluides ont circulé dans la roche. Dans le cas des granulites, classiquement pauvres en eau, l'apport de fluides et d'eau en particulier a facilité la rétromorphose en permettant la cristallisation de minéraux hydroxylés. Les photos 2-4, pl.XIX et montrent des exemples de cristallisation d'amphibole, de muscovite (?) et d'oxydes le long de plans de microfissures. Ce phénomène peut expliquer pourquoi l'U.G.I. montre partout des signes de rétromorphose même dans les zones non déformées au cours des différentes phases pan-africaines (rétromorphose statique, amphibolitisation des pyroxènes).

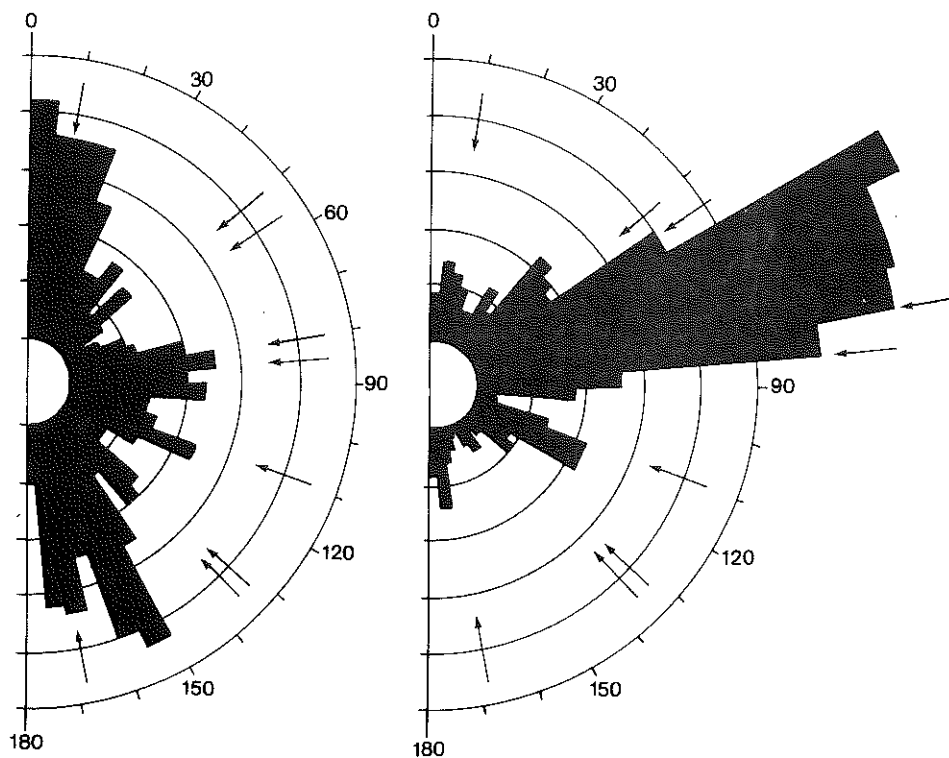


Figure 98 - Diagramme en rose des orientations des plans d'inclusions fluides dans l'échantillon IB700a. A gauche, le référentiel utilisé est l'axe C de chaque cristal ; les flèches représentent l'orientation du côté de la lame mince - A droite, le référentiel utilisé est le côté de la lame mince, les flèches représentent alors l'axe C de chaque cristal. On remarque que l'orientation des plans d'inclusions fluides ne dépend pas de l'orientation du cristal hôte mais de celle de l'échantillon par rapport à un référentiel externe.

#### 4 - EVOLUTION DES I. F PENDANT LA DEFORMATION PLASTIQUE

Les exemples cités ci-dessous sont empruntés à l'échantillon IB700a, veines de quartz bleu granulitique (voir paragraphe 2).

##### a) Bandes de déformation

Elles sont illustrées par la photo 5, pl. XIX, et la fig. 99 ; les aiguilles

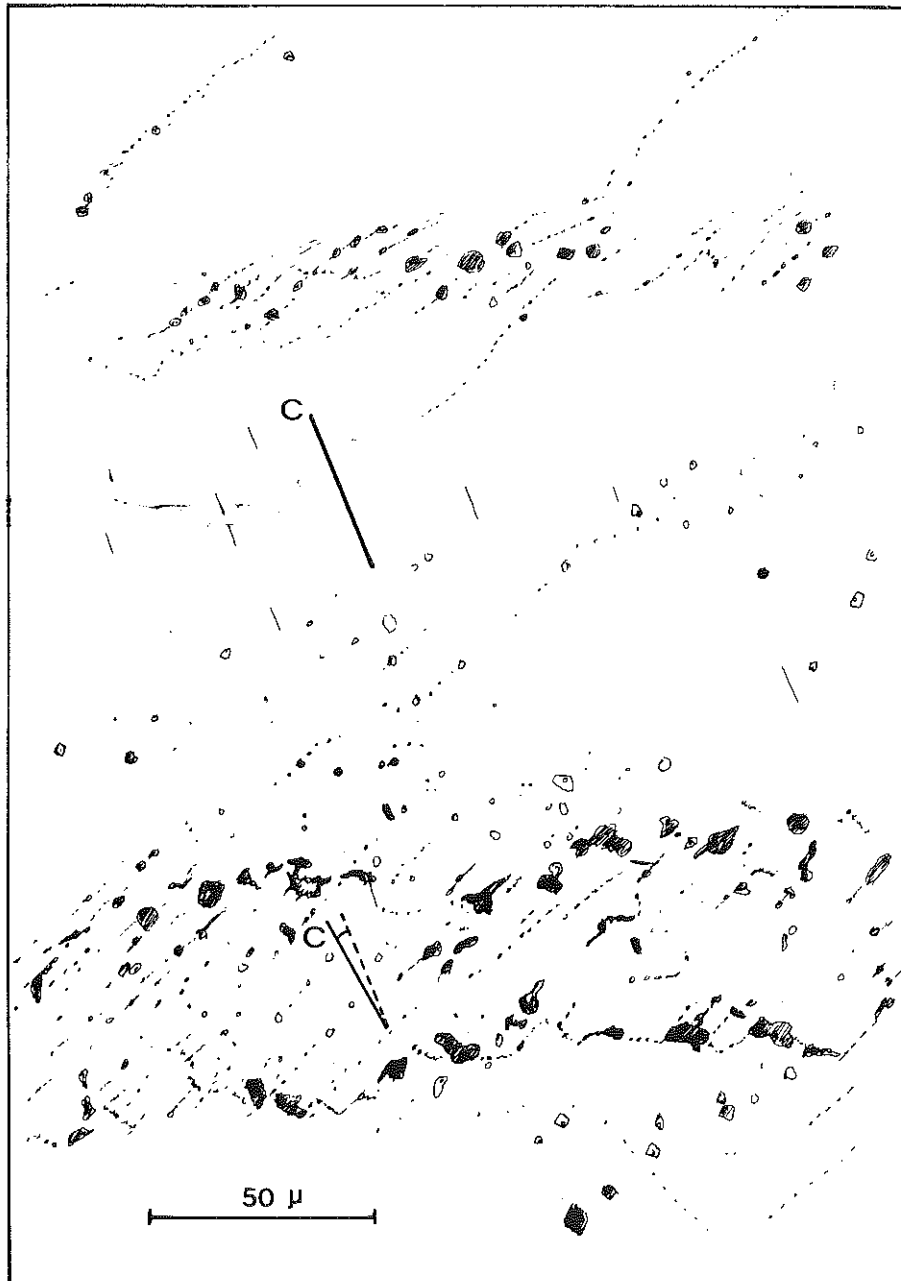


Figure 99 - Dessin d'après microphotographie (échantillon IB700a) d'une bande de déformation dans un cristal de quartz. Les inclusions fluides sont éclatées et dispersées par le glissement intracristallin.



de rutile et les plaquettes d'ilménite (?) matérialisent l'axe C du quartz dans le cristal. Dans ces bandes de déformation l'axe C a une orientation différente de celle du cristal hôte (6°, angle minimal, projection de l'angle réel dans le plan de la lame mince). Les bandes de déformation s'arrêtent à la limite du cristal hôte, dans lequel elles peuvent avoir deux directions conjuguées, l'une étant prédominante (Fig. 100 ). Elles sont délimitées par des bordures sombres constituées d'inclusions de forme irrégulière, et sont parcourues par des trainées plus ou moins sigmoïdes de très petites inclusions. Ces bandes de déformation semblent recouper les alignements d'I.F. aqueuses secondaires.

Elles peuvent être interprétées comme des zones de cisaillement dans un cristal orienté favorablement par rapport à la contrainte  $\sigma_1$  : par comparaison avec les expériences de déformation plastique de dumites et de quartzites, les cristaux dont le plan de glissement (basal) est parallèle ou perpendiculaire à  $\sigma_1$  ne pourront pas se déformer (Nicolas et al., 1973; Tullis et al., 1973). Au cours de ce cisaillement, les I.F. présentes dans le cristal sont dispersées dans un plan voisin du plan basal ou dans les sous-joints prismatiques (Fig. 100).

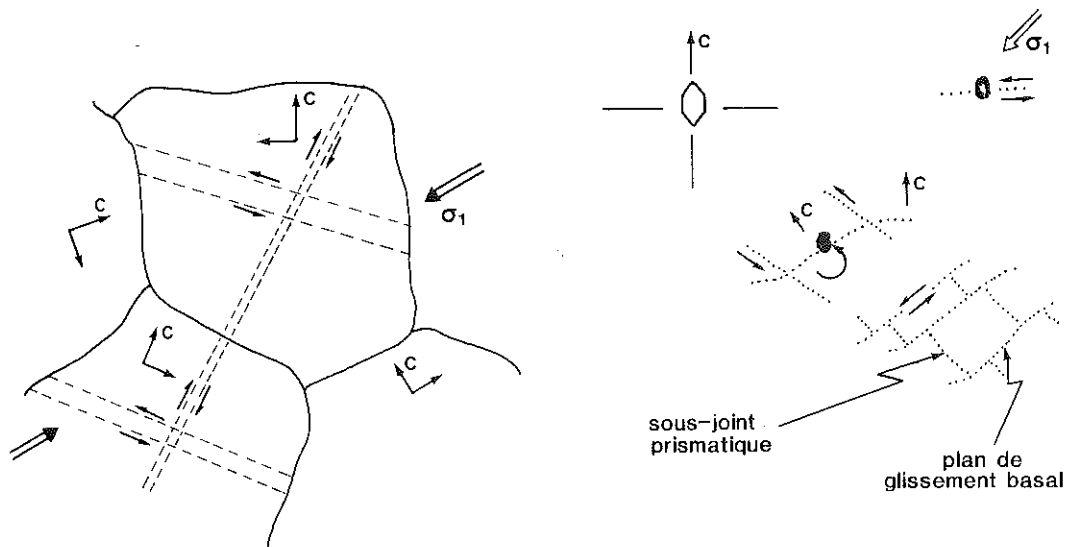


Figure 100 - Schéma interprétatif des bandes de déformation observées dans le quartz. Voir explication dans le texte.

### b) Répartition des I. F. dans une structure porphyroclastique

Lorsque la déformation plastique s'accompagne de recristallisation dynamique et que des porphyroclastes et des petits grains équants (néoblastes) coexistent, les I.F. sont fortement modifiées par la déformation:

elles ne subsistent que dans les porphyroclastes ou dans les joints de grains où elles sont noires, petites et de forme irrégulière (photos 7-8, Pl. XIX ). Les néoblastes sont exempts d'I.F. (sauf éventuellement d'I.F. secondaires liées à des microfractures postérieures à la déformation plastique). Contrairement aux I.F., les aiguilles de rutile n'obéissent pas à cette loi de répartition et persistent dans les porphyroclastes et dans les néoblastes.

De telles observations ont déjà été faites dans du quartz déformé par White (1973), Kerrich (1976), Wilkins et Barkas (1978) et Sauniac (1981). Kerrich (1976) observe aussi une augmentation et une dispersion des températures d'homogénéisation des I.F. aqueuses après déformation par rapport aux échantillons non déformés, et attribue ce phénomène à un changement de volume et un rééquilibrage des fluides liés à la déformation plastique.

Un autre mécanisme peut être aussi responsable de l'apparition d'I.F. dans les sous-joints et joints de grain ; c'est la précipitation d'ions volatiles du réseau pendant la déformation plastique : ceci a été observé par Green et Radcliffe (1975) dans l'olivine, et par Paterson et Kekulawa<sup>1</sup>a (1979) et Kirby et McCormick (1979) dans du quartz déformé expérimentalement. En général, les bulles ainsi formées sont très petites (moins de 1  $\mu$  m) et de forme régulière. Ce mécanisme a été aussi invoqué par Wilkins et Barkas (1978) pour expliquer la disposition des I.F. dans les sous-joints des cristaux de quartz.

Dans le cas présent, la déformation présentée par la roche est certainement faible ; aussi bien qu'un p.p.m. de H<sub>2</sub>O dans le quartz soit l'équivalent de 20 000 cm<sup>-3</sup> inclusions de 10  $\mu$ m de long (Roedder, 1981), je pense que le deuxième mécanisme ne suffit pas pour expliquer à lui seul l'importance des inclusions fluides. La déformation et la migration des inclusions fluides pré-existantes a probablement été le mécanisme prédominant dans le processus de répartition des I.F. au cours de la déformation plastique.

## 5 - FENTES A NEOCRISTALLISATION DE QUARTZ

. Dans le premier exemple (Fig. 101 ) deux familles d'I.F. apparaissent:

\* des I.F. en rangées WSW-ENE, localement décalées de 20  $\mu$ m environ et montrant parfois des signes de cisaillement dans le plan basal du quartz ;

\* des I.F. très petites en rangées NW-SE qui ne sont pas dispersées par le cisaillement intracristallin, qui ne sont pas décalées et qui délimitent une bande dans laquelle on ne trouve que du quartz de même orientation que le cristal hôte, un peu de calcite et quelques impuretés indéterminables car trop petites. Les inclusions de rutile sont elles aussi décalées par cette bande.

J'interprète ces observations de la façon suivante : cette bande correspond à une fente dont l'ouverture s'est faite perpendiculairement à

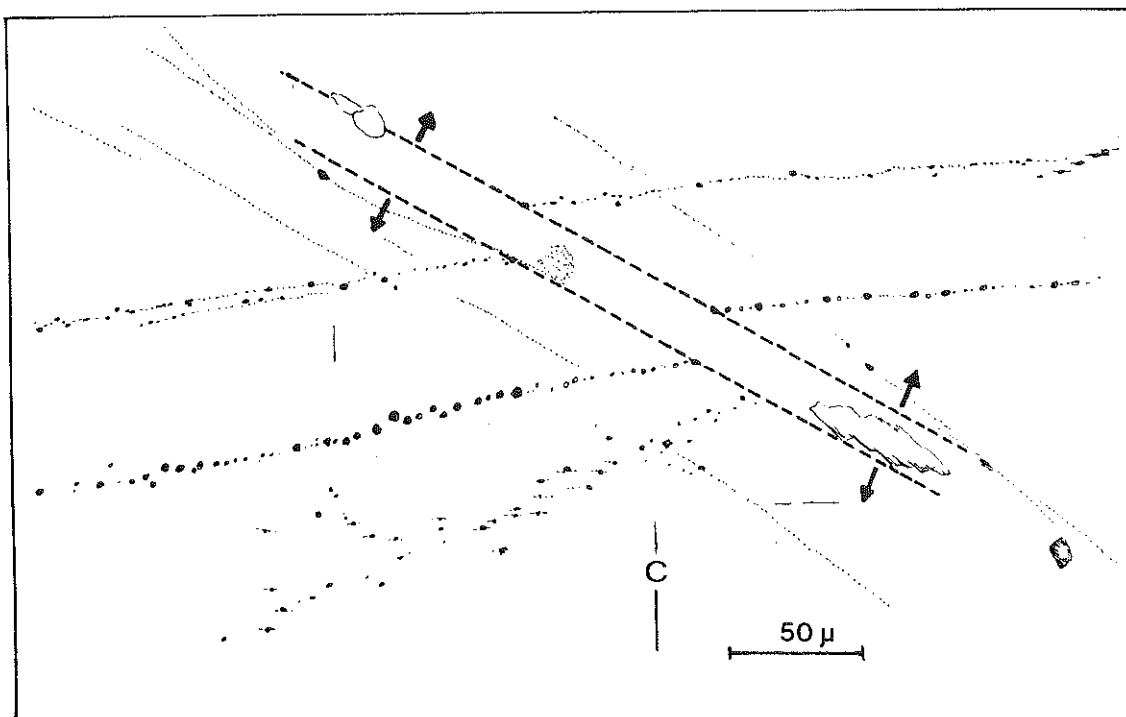


Figure 101 - Fente à néocrystallisation de quartz (échantillon IB700a). Deux générations d'inclusions fluides sont visibles, la première étant oblique sur la fente de quartz et recoupée par celle-ci, la seconde étant parallèle et probablement contemporaine de la fente de quartz. Dessin d'après microphotographie.

la deuxième famille d'I.F. Elle est postérieure à l'épisode de déformation plastique donnant les structures décrites précédemment (paragraphe 4) ; les fluides circulant dans la microfissure ont permis sa cicatrisation par du quartz et un peu de calcite. Ces mêmes fluides ont été piégés dans la deuxième famille d'I.F. (rangées parallèles à la fente).

La figure 102 montre un exemple de structure similaire où un cristal de feldspath est tronçonné ; la fente recicatrisée est indemne d'I.F. dans ce cas.

Les structures présentées dans les paragraphes 4 et 5 montrent qu'il est possible d'établir une chronologie d'apparition des I.F. par rapport à une phase de déformation plastique suivant des critères géométriques (voir aussi Touret, 1977 ; Roedder, 1981). On sait par différents travaux sur des quartz déformés naturellement (Kerrich, 1976) ou expérimentalement (Pêcher, 1981) que les I.F. ont tendance à évoluer et à se rééquilibrer lorsqu'elles sont soumises à une contrainte. Ainsi, si on arrive à connaître les mécanismes de ce rééquilibrage, il sera peut être possible de déterminer les conditions ( $P$ ,  $T_f$ ) lors de la déformation plastique d'une roche.

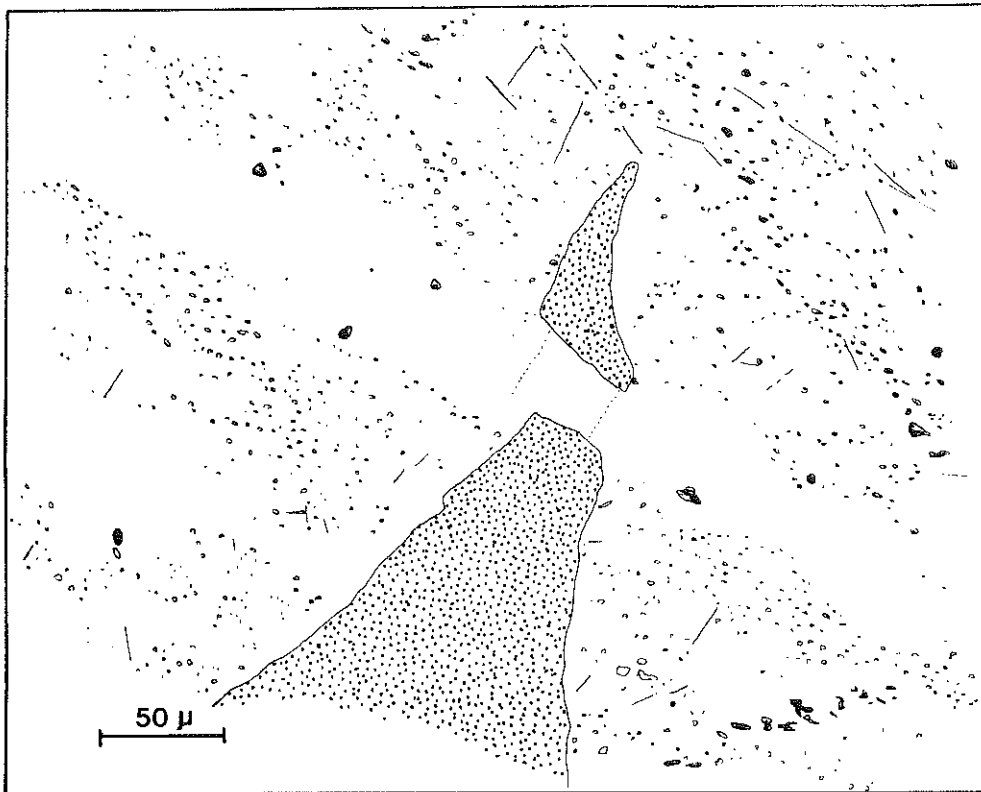


Figure 102 - Fente à néocrystallisation de quartz déplaçant un fragment de feldspath (pointillé).

### C - MESURES THERMOMETRIQUES

Elles ont été effectuées sur l'échantillon My3 prélevé à 450 m du centre de la zone de cisaillement et donc très peu déformé (extinction onduleuse et sous-joints dans le quartz). La plage étudiée se présente de la façon suivante (Fig. 103) : une rangée d'I.F. mixtes ( $H_2O$  liq +  $CO_2$  liq +  $CO_2$  vap) est recoupée par une rangée d'I.F. aqueuses ( $H_2O$  liq +  $H_2O$  vap ± solide) et par une fracture. Le remplissage de ces I.F. est constant à 20° C :

I.F. mixtes : 20 %  $H_2O$  + 80 %  $CO_2$  dont 76 %  $CO_2$  liq + 4 %  $CO_2$  vap

I.F. aqueuses : 93 % ( $H_2O$  liq ± solide) + 7 %  $H_2O$  vap.

Ces proportions ont été déterminées à l'aide d'abaques (Roedder, 1972) mais ne sont pas d'une grande précision. Les I.F. mixtes sont antérieures à la déformation plastique tandis que les I.F. aqueuses n'ont pas pu être

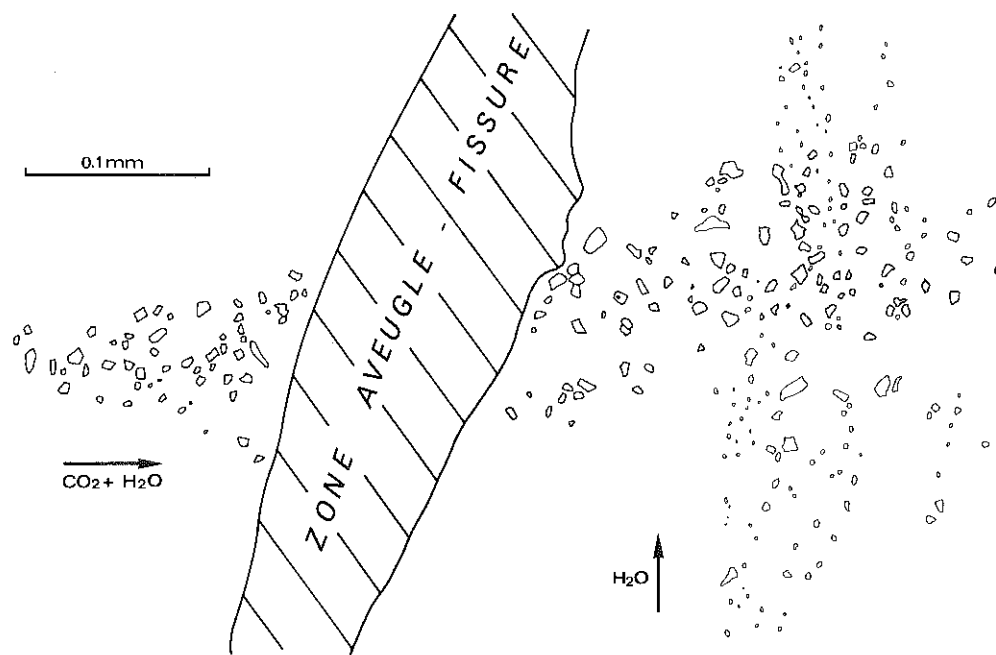


Figure 103 - Dessin de la plage de My3 étudiée pour les inclusions fluides carboniques mixtes (trait épais,  $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ ) et aqueuses (trait fin,  $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl}$ ).

calées avec certitude. En outre, étant donné le temps imparti, je n'ai pu effectuer de mesures thermométriques que sur les I.F. mixtes qui semblaient pouvoir indiquer des conditions limites supérieures (P, T) de la déformation. Une étude plus détaillée et plus complète serait nécessaire pour bien caler la déformation  $D_3$ .

La température de fusion de  $-57,2^\circ \text{C}$  mesurée sur quelques I.F. mixtes montre que les composants carbonés autres que le  $\text{CO}_2$  sont négligeables d'après les travaux de Hollister et Buruss (1976). Les températures d'homogénéisation  $T_h$  du  $\text{CO}_2$  en phase liquide sont reportées sur l'histogramme de la figure 104. Elles sont peu dispersées dans une même rangée et ne semblent pas varier en fonction de la place de l'inclusion dans cette rangée (Fig. 105). Elles ont une distribution en pic dissymétrique (Fig. 104) dont le maximum correspond à  $27^\circ \text{C}$ . La température d'homogénéisation  $T_h$  en phase liquide du  $\text{CO}_2$  correspond donc à une densité assez faible ( $d = 0,65$ ) densité déduite des abaques de Kennedy (1954). Cette valeur est plus faible que celle habituellement trouvée dans les inclusions carboniques dans le faciès granulite ( $d \approx 1$  : Touret, 1971, 1974 ; Bilal et Touret, 1976 ; Ouzegane, 1981 ;  $d = 1,22$  : Coolen, 1980).

Connaissant le pourcentage en volume de  $\text{CO}_2$  et  $\text{H}_2\text{O}$  et la densité du

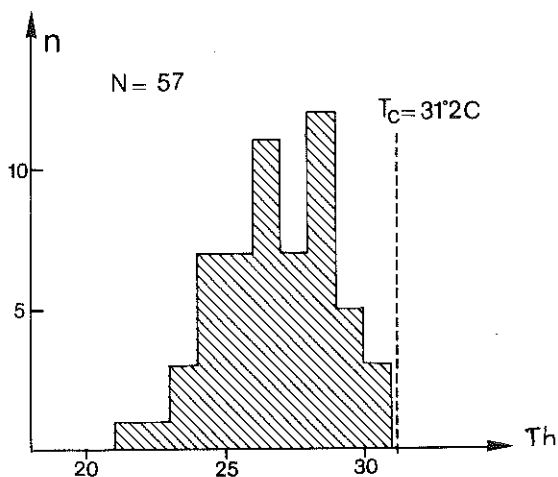


Figure 104 - Histogramme des températures d'homogénéisation  $T_h$  en phase liquide du  $\text{CO}_2$  des inclusions mixtes ( $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ ) dans l'échantillon My3.

$\text{CO}_2$ , on peut déduire\* la fraction molaire de chacun des constituants ; la densité globale de l'inclusion peut être calculée grâce aux calculs de Touret (1977) modifiés pour tenir compte du  $\text{CO}_2$  dissout dans la phase aqueuse (Ramboz, 1980). Les résultats sont les suivants :

$\text{H}_2\text{O}$  : 48 moles %       $\text{CO}_2$  : 52 moles %       $d_{\text{tot}} = 0.72$

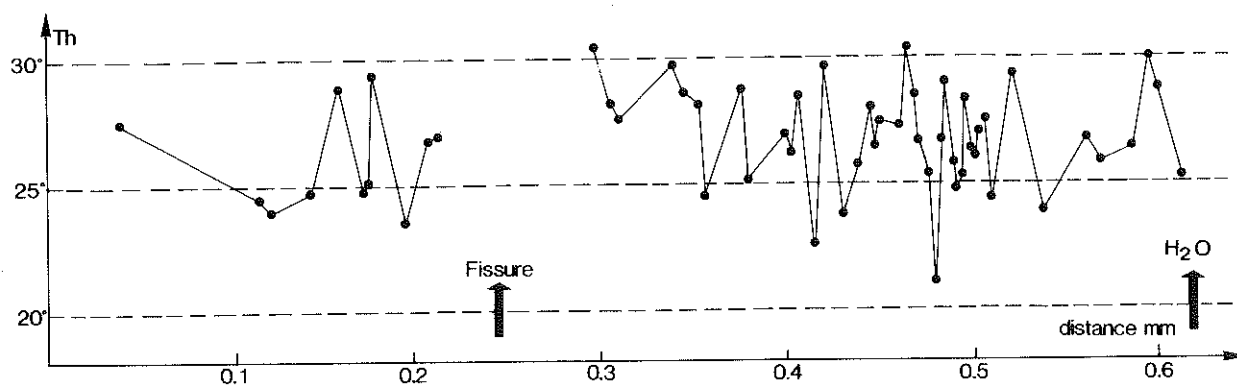


Figure 105 - Variation de la température d'homogénéisation  $T_h$  du  $\text{CO}_2$  des inclusions mixtes le long de la microfissure. La fissure observée et la rangée d'I.F. aqueuses ne perturbent pas la valeur de  $T_h$ .

\* Les calculs effectués à partir de  $T_h$   $\text{CO}_2$  ont été effectués à l'aide de programmes mis au point par C.Ramboz (C.R.P.G.) et J.Dubessy (C.R.E.G.U.).

Dans le système  $H_2O - CO_2$ , ce pourcentage correspond au domaine d'homogénéisation en phase carbonique (diagramme de Takenouchi et Kennedy, 1964) et correspond à plusieurs couples possibles (P, T) d'homogénéisation. La valeur de la densité totale ( $d_{tot} = 0.72$ ) permet de calculer\* l'isochore (Fig. 106) grâce aux données de Kerrich et Jacobs (1981). Les inclusions fluides correspondent donc aux couples (P, T) définis par cette isochore. L'homogénéisation globale des inclusions ne peut pas être observée sous le microscope ; en effet, la décrépitation intervient avant l'homogénéisation. Une température d'homogénéisation de  $260^\circ C$  a donc été calculée\*

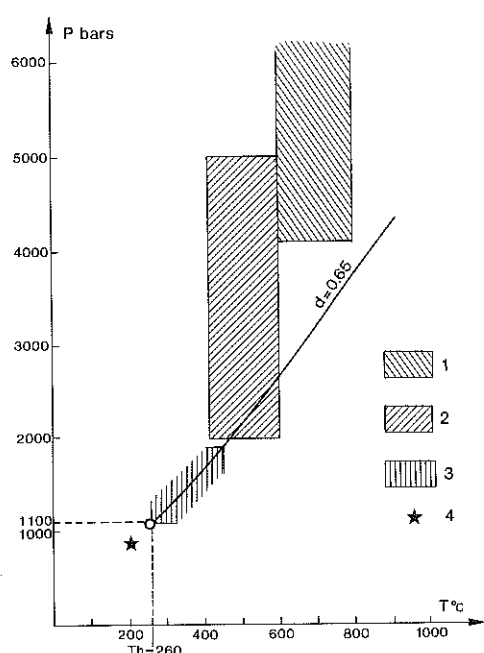


Figure 106 - Isochore déterminé à partir des IF mixtes à  $CO_2 + H_2O$  de l'échantillon My3 et domaines (P, T) des métamorphismes éburnéens (1), pan-africain  $D_1-D_2$  (2) et  $D_3$  (3). 4 : décrépitation de la plupart des IF

en utilisant l'équation d'état de Kleintjens et Koningsveld (1981), valable dans le domaine à deux phases pour le système  $CO_2 - H_2O$ . Cette température  $T_h$  de  $260^\circ C$  correspond à une pression minimale de 1100 bars (Takenouchi et Kennedy, 1964).

La pression correspondant à  $800^\circ C$  sur l'isochore est de 3,7 kbar seulement.

Il ressort donc de ces résultats que les inclusions mixtes ne sont en aucun cas caractéristiques du faciès granulitique éburnéen pour lequel les conditions estimées d'après les paragenèses sont les suivantes :

$$T = 600 \text{ à } 800^\circ C \quad P > 4 \text{ Kb (voir chapitre 1)}$$

Le domaine hachuré sur la figure 106 correspond aux conditions du métamorphisme associé aux phases pan-africaines s.l.  $D_1$  et  $D_2$  ; l'isochore ne le traverse que pour des pressions faibles (2500 à 2000 bars). Les inclu-

sions fluides étudiées correspondraient donc davantage aux conditions (P, T) de la déformation D<sub>3</sub> (T < 450° C) pour lequel elles permettraient alors de délimiter un domaine de pression compris entre 1100 et 1900 bars.

Or les inclusions étudiées sont antérieures à D<sub>3</sub>. Elles ont donc deux origines possibles :

- réhomogénéisation au cours de D<sub>3</sub> de fluides associés à D<sub>1</sub> ou D<sub>2</sub>;
- fluide homogène à CO<sub>2</sub> + H<sub>2</sub>O mis en place juste avant D<sub>3</sub>.

Le rapport volumique H<sub>2</sub>O/CO<sub>2</sub> constant et les faibles variations de T<sub>h</sub>(CO<sub>2</sub>) me font plutôt opter pour la deuxième hypothèse, car si le rééquilibrage est possible (Pêcher, 1981), il faut expliquer pourquoi les densités (d = p/vol) restent homogènes dans une rangée de I.F. de tailles variables.

## VII - EVOLUTION DES ELEMENTS MAJEURS A TRAVERS LA ZONE DE CISAILLEMENT

Une série de onze analyses de roches totales a été effectuée au C.G.G.M afin d'étudier l'évolution des éléments majeurs dans le gradient de déformation et éventuellement de montrer la mobilité de certains de ces éléments. Les échantillons utilisés pour cela ont été prélevés dans l'Adrar Ouzzein, sur la même coupe que celle utilisée pour mesurer la quantité de déformation (voir § IV de ce chapitre) ; ils ont été analysés par absorption atomique sur solution.

### A - DONNES ANALYTIQUES

Les résultats des analyses sont reportés dans le tableau 8 . Les variations des éléments majeurs s'inscrivent dans les intervalles de compositions observés dans les gneiss rubanés et charnockites acides (Fig. 107 et chapitre I) à l'exception de l'eau de constitution (perte au feu à 1000°C) qui semble augmenter fortement dans les roches les plus déformées ; ceci correspond à l'apparition vers le centre de la zone de cisaillement, de minéraux hydroxylés tels que biotite verte et chlorite.

La figure 107. appelle plusieurs remarques :

- l'échantillon Myll qui présente une veine leucocrate a une





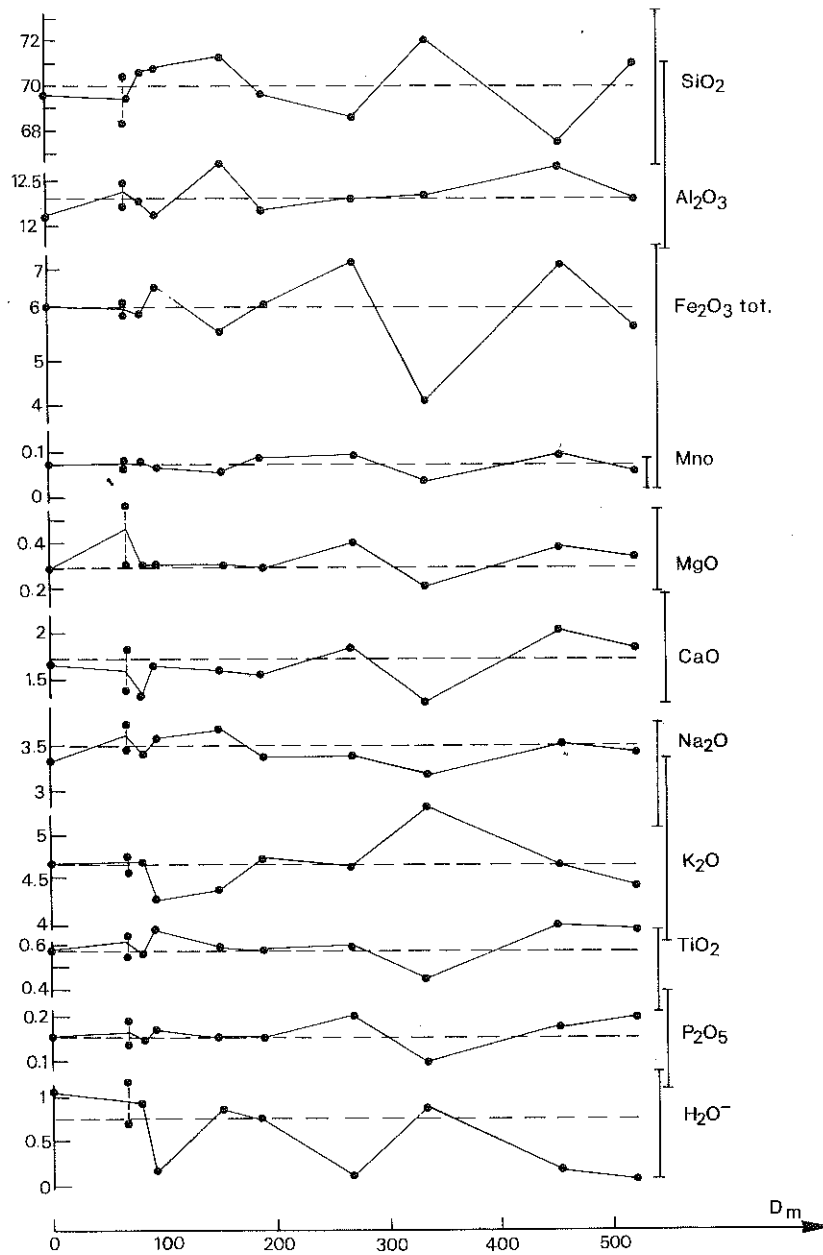


Figure 107 - Variation des éléments majeurs en fonction de la distance des échantillons au centre de la zone de cisaillement. Les segments reportés à droite représentent les variations observées dans des échantillons non déformés de gneiss alcalins acides de l'U.G.I.

roche B, suggère d'étudier les rapports des composants et leurs variations de A à B. En effet, si un composant X est ajouté ou soustrait à la roche au cours de la transformation, le rapport des éléments Y et Z qui n'auront pas varié ne sera pas modifié, bien que les pourcentages en Y et Z aient changé (isochimisme relatif). Les rapports entre différents éléments sont reportés sur la figure 108 ; certains d'entre eux sont constants

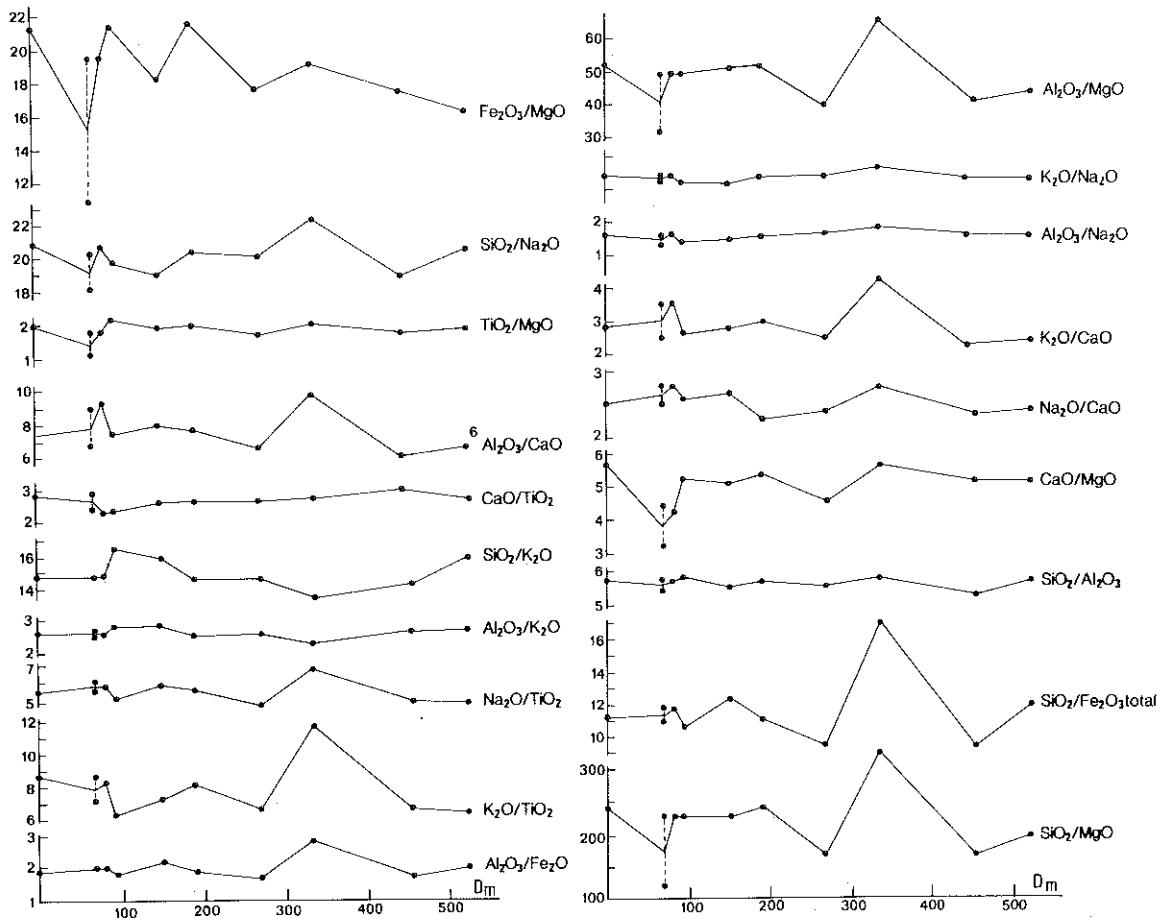


Figure 108 - Rapport des éléments majeurs deux à deux dans les mylonites de l'Adrar Ouzzein en fonction de la distance au centre de la zone de cisaillement.

SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	}	SiO <sub>2</sub> /Na <sub>2</sub> O ≈ constant
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /Na <sub>2</sub> O		Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /K <sub>2</sub> O constant
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O		
CaO/TiO <sub>2</sub>	}	CaO/MgO ≈ constant
TiO <sub>2</sub> /MgO		
Na <sub>2</sub> O/CaO		constant

La constance de ces rapports est probablement un caractère intrinsèque primaire de ce type de roche, car elle se vérifie aussi pour les échantillons peu ou pas déformés, y compris Myll. Elle nous permet d'affirmer que SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, CaO, TiO<sub>2</sub>, MgO sont des éléments stables dans la zone de cisaillement. En ce qui concerne les autres rapports, on note comme dans la figure 107, une tendance à l'atténuation des variations dans les échantillons déformés, à l'exception de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/MgO qui montre la tendance inverse. Si ces variations sont significatives, MgO semblant stable, c'est

$\text{Fe}_2\text{O}_3$ , qui varie positivement ou négativement ; cette irrégularité du rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$  peut donc indiquer une mobilité du fer pendant la déformation, mais elle peut être due aussi aux faibles teneurs en  $\text{MgO}$  par rapport à  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , les moindres variations en  $\text{MgO}$  ayant une grande influence sur la valeur du rapport des deux éléments.

## C - UTILISATION DES DIAGRAMMES CHIMICO-MINÉRALOGIQUES

Les diagrammes chimico-minéralogiques de H. de La Roche ont été utilisés afin de déceler une éventuelle apparition ou disparition d'une phase minérale, au cours de la déformation ; toute transformation ne sera bien sûr visible que si le système est ouvert. Dans ces diagrammes les échantillons prélevés selon le gradient de déformation sont comparés avec des échantillons non déformés qui sont parfois très éloignés des premiers et qui ne représentent donc pas nécessairement le matériel initial avant déformation.

A l'exemple du diagramme  $B = f(F)$  susceptible de montrer les variations des minéraux sombres en fonction des minéraux clairs, certains diagrammes montrent que les échantillons mylonitisés constituent un nuage de points inclus dans celui défini par les gneiss et charnockites acides ; les roches de chimisme intermédiaire sont totalement extérieures à ces nuages (Fig. 109).

Par contre d'autres diagrammes permettent de confirmer les variations déjà suggérées à l'examen de la figure 107 ( $\text{H}_2\text{O}$  et  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) ; en particulier le diagramme  $\text{Al}/3 - \text{K} = f(\text{Al}/3 - \text{Na})$  qui permet de mettre en évidence d'éventuelles transformations de feldspaths (Fig. 110), montre que le nuage des roches déformées diffère partiellement de celui des roches non déformées. Cette différence s'explique bien par une légère baisse de l'alumine au cours de la déformation. Un traitement des données par analyses factorielles ne fait pas apparaître de corrélation entre la composition en éléments majeurs et l'intensité de la déformation. Par contre il permet de mettre en évidence une corrélation négative entre  $\text{P}_2\text{O}_5$  et  $\text{SiO}_2$  dans un plan de projection approprié dans lequel les échantillons de mylonites se placent le long de l'axe vertical, soulignant ainsi un effet d'échantillonnage (Fig. 111).

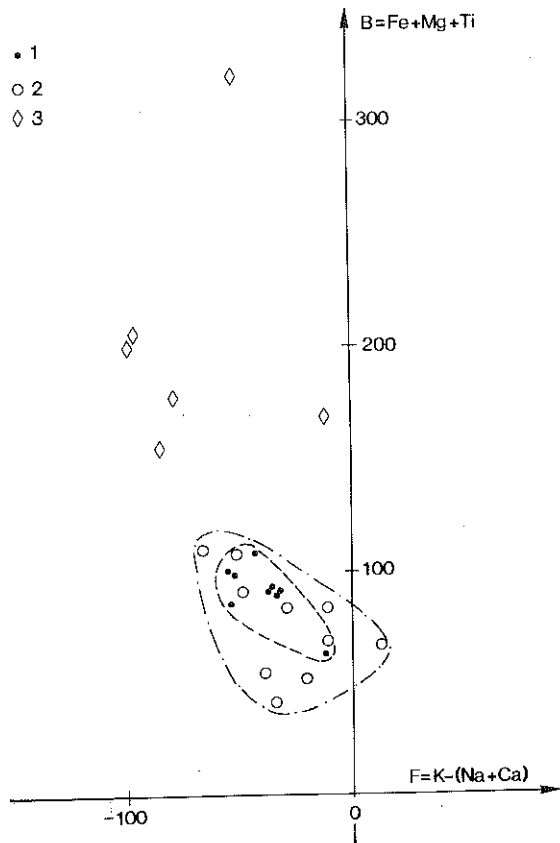


Figure 109 - Diagramme chimicominalogique montrant les relations entre les éléments ferromagnésiens et les alcalins : 1 : mylonite ; 2 : gneiss alcalins acides non déformés ; 3 : gneiss alcalins intermédiaires à basiques non déformés.

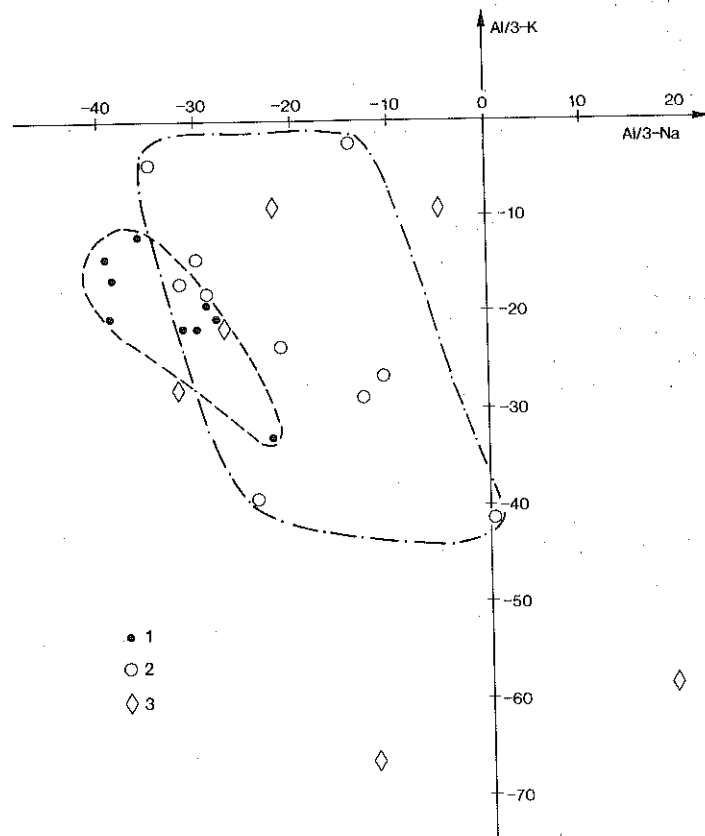


Figure 110 - Diagramme chimicominalogique montrant les relations entre les éléments alcalins  
Même légende que pour la figure 109.

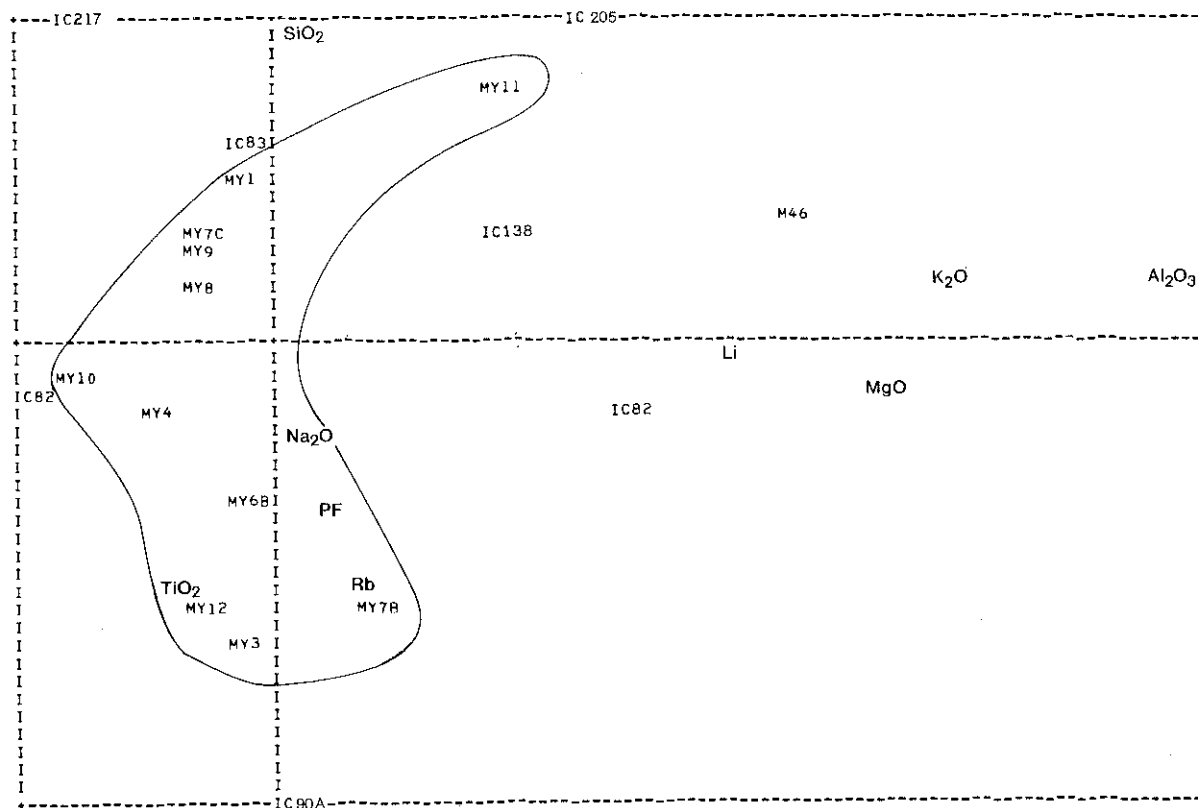


Figure 111 - Analyse factorielle utilisant les teneurs en éléments majeurs des échantillons de gneiss alcalins acides mylonitiques (échantillons My) et non déformés. Les mylonites se disposent à proximité de l'axe vertical et soulignent ainsi l'effet d'échantillonnage.

#### D - CONCLUSIONS SUR L'EVOLUTION DES ELEMENTS MAJEURS A TRAVERS LA ZONE MYLONITIQUE

Aucune variation systématique de la composition des mylonites en éléments majeurs n'est corrélable avec l'intensité de la déformation à l'exception de  $H_2O$  et  $Al_2O_3$ . Par contre, les variations liées aux hétérogénéités du matériel de départ s'atténuent vers la zone de cisaillement qui est donc une zone d'homogénéisation. Dans le cas présent, un calcul faisant intervenir les variations de volume d'après les variations de densité entre les différents états de déformation (Gresens, 1966) ne se justifie pas étant donné l'hétérogénéité du matériel de départ et les faibles variations de densité d'un échantillon à un autre. Ce calcul

appliqué au granite déformé de Vallorcine (Haute Savoie et Canton du Valais) par Kerrich et al. (1980) ne permet pas de mettre en évidence une mobilité des éléments majeurs au cours de la mylonitisation. Les auteurs en concluent donc que la mylonitisation est un processus apparemment isovolumique et isochimique, impliquant seulement un faible apport d'éléments volatiles (< 1 % de CO<sub>2</sub> et H<sub>2</sub>O).

Gasquet (1979) obtient quant à lui des résultats variables suivant les massifs étudiés dans la galerie E.D.F. Arc-Isère (Alpes) :

- les granitoïdes de St Colomban ne montrent pas de nette variation de composition entre les échantillons non déformés et les mêmes roches mylonitiques. Ces résultats sont donc comparables à ceux obtenus sur les mylonites de l'U.G.I. (cette étude) et sur les mylonites du granite de Vallorcine (Kerrich et al., 1980) ;

- le granite des Sept Laux montre, par contre, une évolution lente définie sur trois échantillons se situant dans le champ de composition du granite non déformé, puis une évolution très rapide définie sur un échantillon montrant un départ de CaO, Na<sub>2</sub>O et SiO<sub>2</sub>, et une perte au feu importante (4.13 %).

Beach (1976) a mis clairement en évidence la mobilité de certains éléments dans les zones de cisaillement dans les gneiss du Lewisien (Ecosse) et l'explique en faisant intervenir des fluides circulant dans les zones de cisaillement, pendant la déformation qui s'effectue dans les conditions du faciès amphibolite.

Ainsi, suivant les zones, étudiées, les résultats sont différents. Un facteur semble cependant primordial : c'est la présence d'une phase fluide et ceci d'autant plus que la température de déformation est basse ; en effet, la solubilité des éléments dans un fluide diminue en même temps que la température. Dans le cas de la bordure de l'U.G.I. et du granite de Vallorcines, (faciès schistes verts), la phase fluide a été peu importante si on en juge par la teneur en H<sub>2</sub>O des roches qui ne dépasse guère 1 %. Une teneur en eau à peine plus élevée (1 à 2 %) est beaucoup plus efficace dans le faciès amphibolite (Beach, 1976) pour rendre mobiles certains éléments, alors qu'il faudrait 4 % d'eau pour obtenir les mêmes résultats dans le faciès schistes verts (Gasquet, 1979).

## E - MODELE D'HOMOGENEISATION PAR DEFORMATION

L'étude des éléments majeurs a montré que la variabilité de la composition diminue quand la déformation augmente. Ceci peut se concevoir aisément en considérant un matériel initial rubané qui subit une déformation par cisaillement ou par écrasement (Fig. 112). Suivant l'épaisseur du rubanement et la taille de l'échantillon, il est possible d'échantillonner séparément les deux faciès présents dans une zone non déformée. Si on conserve

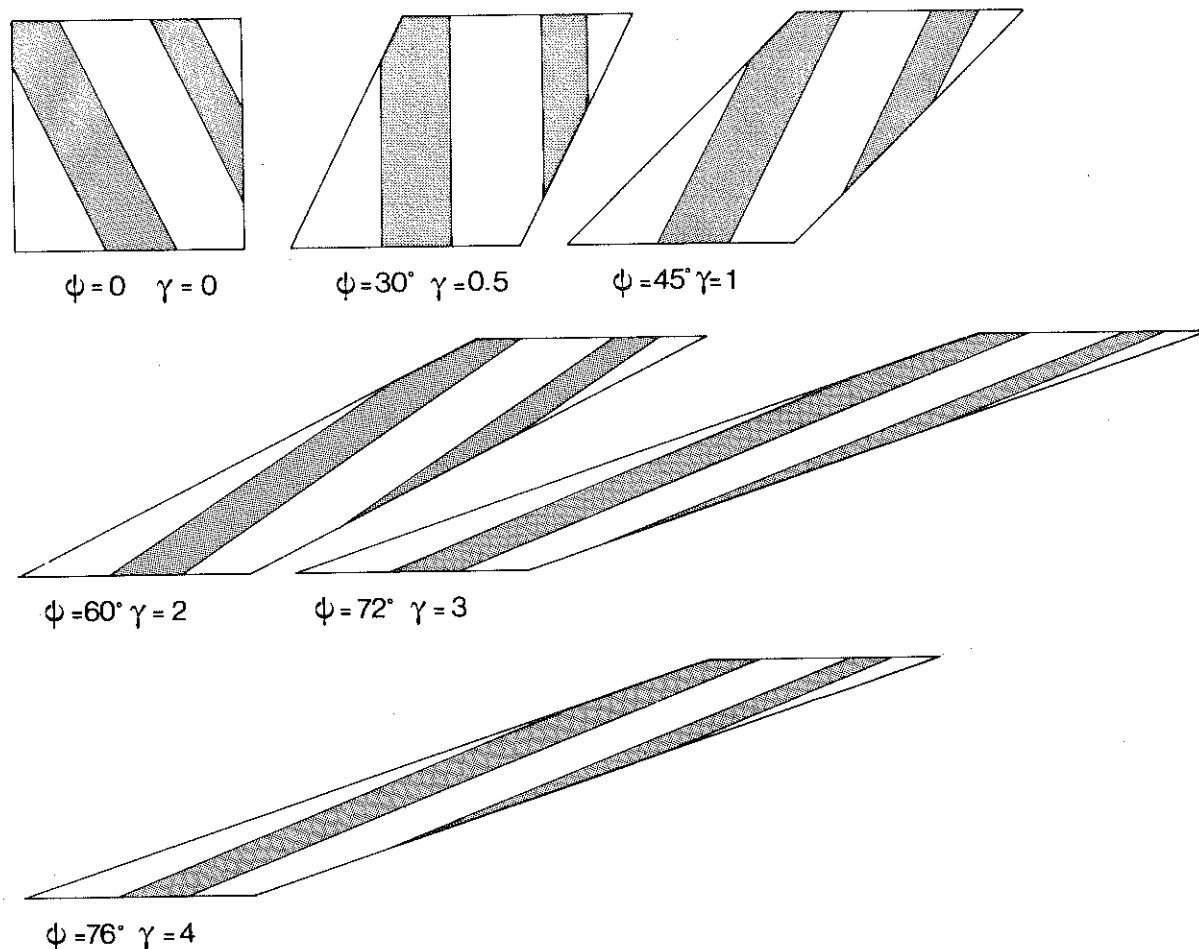


Figure 112 - Déformation par cisaillement d'un matériel rubané. L'angle initial du rubanement avec la direction de cisaillement ( $\psi$ ) est de  $120^\circ$ .

la même taille et la même forme d'échantillon, il arrive un stade de la déformation où les deux types de roches sont obligatoirement prélevés dans des proportions variables et où la composition chimique de l'échantillon représentera un mélange des deux compositions extrêmes. A un stade très avancé de la déformation, on peut supposer que l'échantillon représentera une composition moyenne du massif initial. En fait, ceci peut être vérifié et modélisé mathématiquement ( Boullier et al., en prép.).

### 1 - HYPOTHESES ET CONSTRUCTION D'UN MODELE

On considère un matériel rubané. Le rubanement est supposé plan et d'extension infinie ; on peut donc raisonner sur un modèle à une seule



dimension (ligne perpendiculaire au rubanement ou arête d'un échantillon cubique). Soit  $a$  la longueur de l'arête de l'échantillon cubique sur laquelle se succède des segments de différentes natures et d'épaisseur  $e_1$  et  $e_2$ . Plusieurs modèles statistiques sont possibles (Fig. 113).

a.  $e_1$  et  $e_2$  ont une répartition obéissant à une loi de Poisson. Les limites des interlits sont donc disposées au hasard sur le segment  $a$ . Ce modèle peut être résolu mathématiquement, mais on ne peut pas vérifier que  $e_1$  et  $e_2$  répondent à une loi de Poisson dans le cas étudié ici.

b.  $e_1$  et  $e_2$  ont des valeurs fixes. L'échantillonnage peut se faire de plusieurs façons :

i. la cassure se fait à l'interface  $e_1e_2$  ou  $e_2e_1$ . Soit  $N$  le nombre entier de couples  $(e_1, e_2)$  et  $a$  l'arête de l'échantillon cubique :  
. on ajoute à  $N$  à chacune des extrémités et indépendamment  $e_1, e_2$  ou rien au hasard ;

. ou on ajoute à une extrémité, au hasard  $e_1, e_2$  ou rien, le segment rajouté à l'autre extrémité ne pouvant être que l'inverse ou rien. Les deux extrémités ne sont donc pas indépendantes.

ii. la cassure se fait n'importe où. La longueur  $a$  est fixe. Ce cas est difficile à résoudre mathématiquement. Le modèle choisi est bâti sur le cas b(i) à extrémités indépendantes pour rendre mieux compte de la variabilité des épaisseurs  $e_1$  et  $e_2$  dans l'exemple réel étudié. Les hypothèses de départ imposées par ce modèle sont les suivantes :

- les deux types de roches  $R_1$  et  $R_2$  ont une composition constante;
- les lits ont une épaisseur  $e_1$  ou  $e_2$  constante et sont disposés alternativement ;

- l'arête  $a$  de l'échantillon est telle qu'au moins deux couples  $(e_1, e_2)$  sont prélevés dans les zones non déformées (hypothèse imposée par le calcul mais qui ne correspond pas à la réalité) ;

- l'échantillon casse le long de l'interface  $e_1$  et  $e_2$  et les deux extrémités sont indépendantes. Ceci revient à dire que la taille de l'échantillon ne sera pas strictement constante du fait du procédé d'échantillonnage et qu'elle sera définie à  $e_1$  ou  $e_2$  près ;

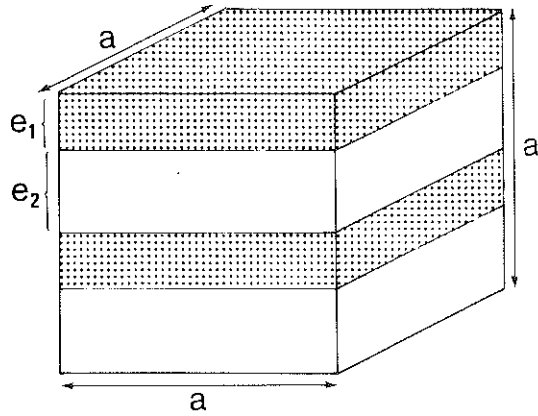
- les deux types de roches ont des constantes rhéologiques identiques et donc  $e_1/e_2$  restera constant au cours de la déformation.

## 2 - CADRE MATHEMATIQUE DU MODELE

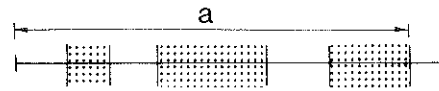
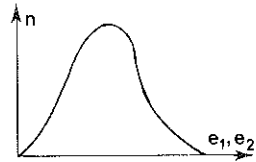
Le détail des calculs n'est pas présenté ici (voir Boullier et al., en prép.).

a. Loi induite sur les proportions  $\alpha_1$  et  $\alpha_2$

Soit  $\alpha_1$  et  $\alpha_2$  les proportions volumiques respectives des roches  $R_1$  et  $R_2$ . Les moyennes de ces variables sont les suivantes :



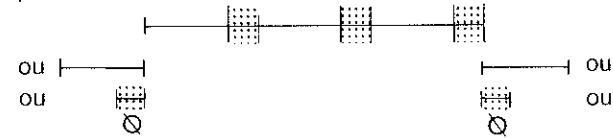
(a)  $e_1$  et  $e_2$  aléatoires a - fixe



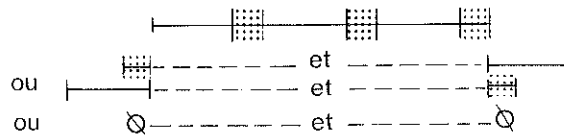
(b)  $e_1$  et  $e_2$  fixes - cassures aux interfaces



(I) extrémités indépendantes



(II) extrémités non indépendantes



(c)  $e_1$  et  $e_2$  fixes cassures aléatoires a - fixe

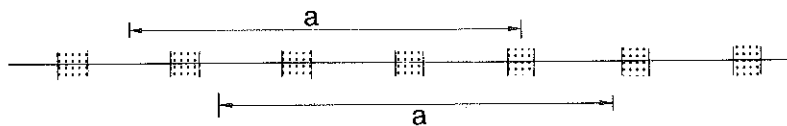


Figure 113 - Différents modèles possibles pour représenter l'échantillonnage d'un matériel rubané.

$$E(\alpha_1) = \frac{A_0 e_2^2 + 2A_1 e_1 e_2 + A_2 e_1^2}{(e_1 + e_2)^2} \quad E(\alpha_2) = 1 - E(\alpha_1)$$

avec 
$$A_0 = \frac{e_1 (a - 2(e_1 + e_2))}{(e_1 + e_2)(a - 2e_1)}$$

$$A_1 = \frac{e_1}{e_1 + e_2}$$

$$A_2 = \frac{ae_1}{(e_1 + e_2)(a - 2e_2)}$$

Les variances sont les suivantes :

$$\text{Var}(\alpha_1) = \frac{A_0^2 e_2^2 + 2A_1^2 e_1 e_2 + A_2^2 e_1^2}{(e_1 + e_2)^2} - E(\alpha_1)^2 = \text{Var}(\alpha_2)$$

$$\text{et } \sigma(\alpha_1) = \sigma(\alpha_2) = \text{Var}(\alpha_1)^{1/2}$$

Ces formules peuvent être appliquées aux proportions pondérales si les densités volumiques des roches  $R_1$  et  $R_2$  sont égales ; c'est l'hypothèse supplémentaire que l'on fera pour simplifier les calculs.

Si au cours d'une déformation,  $e_1$  et  $e_2$  deviennent  $e'_1$  et  $e'_2$  telles que  $e'_1 = \epsilon \cdot e_1$  et  $e'_2 = \epsilon \cdot e_2$  alors les variables  $A_0$  et  $A_2$  sont des fonctions de  $\epsilon$  :

$$A_0 = \frac{e_1 (a - 2\epsilon(e_1 + e_2))}{(e_1 + e_2)(a - 2\epsilon e_1)}$$

$$A_1 = \frac{e_1}{e_1 + e_2}$$

$$A_2 = \frac{ae_1}{(e_1 + e_2)(a - 2\epsilon e_1)}$$

$E(\alpha)$  et  $\text{var}(\alpha)$  sont aussi des variables fonctions de  $\epsilon$  telles que

$$E(\alpha) = f(\epsilon) \quad \text{et} \quad \text{var}(\alpha) = f(\epsilon^2)$$

Sur la figure 114 sont reportées les variations de  $E(\alpha)$  et  $\sigma(\alpha)$  en fonction de  $\epsilon$  pour des états initiaux différents mais pour  $a$  fixée à 10 cm.

#### b. Loi induite sur les compositions chimiques

Soit  $[m_i^j]$  la matrice des pourcentages d'oxyde  $i$  dans le constituant  $j$ . La composition chimique de la roche composée de  $\alpha_j$  % de la phase  $j$  est donnée par

$$[C_i] = [m_i^j] \times [\alpha_j]$$

Dans le modèle présenté ici, la moyenne pondérale de chaque oxyde sera donc donnée par la formule

$$E(m_i) = m_i^1 \times E(\alpha_1) + m_i^2 \times E(\alpha_2)$$

ou bien  $E(m_i) = (m_i^1 - m_i^2) E(\alpha_1) + m_i^2$

De même, la variance est donnée par :

$$\text{var}(m_i) = (m_i^1 - m_i^2)^2 \text{var}(\alpha_1) \quad \text{et} \quad \sigma(m_i) = (m_i^1 - m_i^2) \sigma_\alpha$$

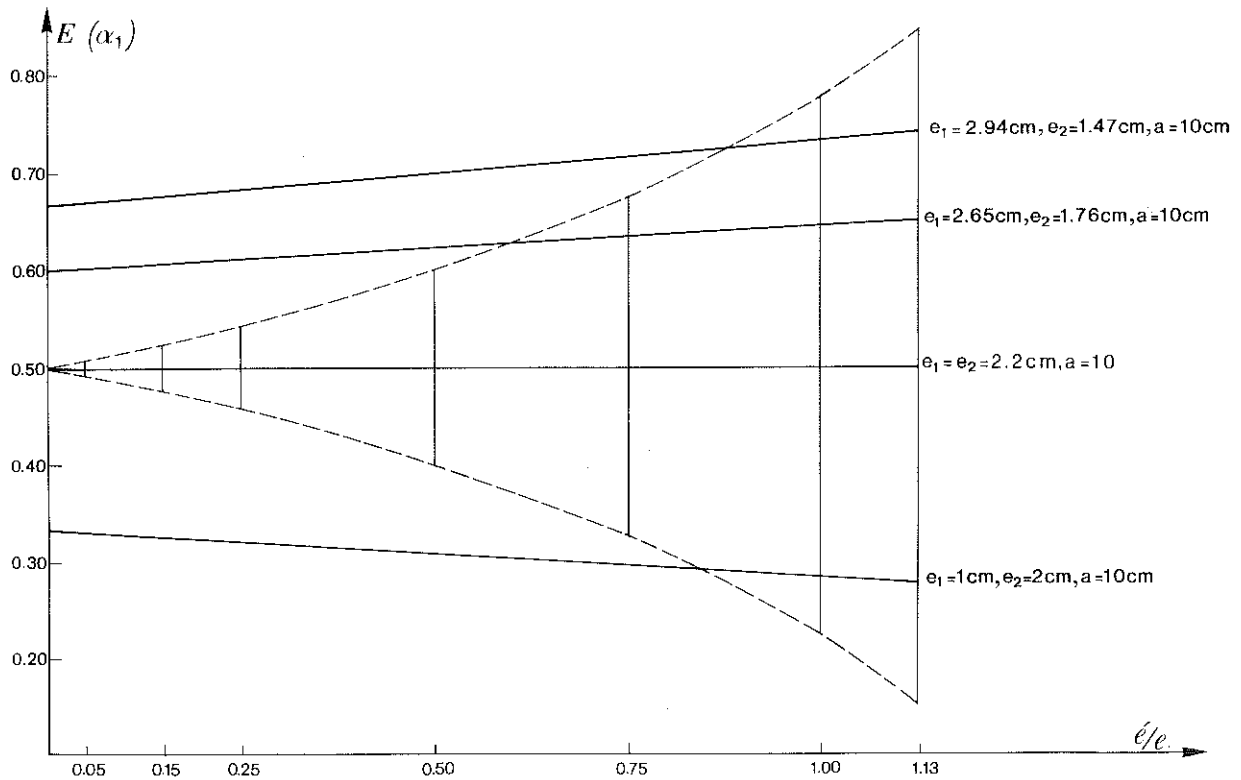


Figure 114 - Relation entre la moyenne  $E$  du pourcentage volumique et pondéral  $\alpha_1$  des lits d'épaisseur  $e_1$  en fonction de la déformation ( $e'e$ ). La variation de l'écart-type  $\sigma(\alpha_1)$  n'a été reportée que pour le cas où  $e_1 = e_2 = 2.2 \text{ cm}$ .

### 3 - APPLICATION AU CAS ETUDIE

Dans le cas de la bordure occidentale de l'U.G.I., les mylonites résultent de la déformation de gneiss rubanés et charnockites acides éburnéens qui ont des compositions variables. Cependant, pour simplifier le problème, on considérera qu'elles dérivent du mélange de deux roches seulement, disposées alternativement et définissant un rubanement ; ces deux roches peuvent être par exemple un faciès mésocrate et un faciès leucocrate.

Pour appliquer les formules du modèle à la bordure occidentale de l'U.G.I., il faut aussi connaître comment varie l'épaisseur du rubanement dans la zone de cisaillement.

#### a) variation de l'épaisseur du rubanement

Soit  $e$  : l'épaisseur du rubanement initial

$\psi$  : l'angle de cisaillement

$\alpha$  : l'angle initial entre le rubanement et le plan de cisaillement.

Après cisaillement  $e$  et  $a$  deviennent  $e'$  et  $a'$  tels que (Fig. 115)

$$\gamma = \operatorname{tg} \psi \quad \operatorname{cotg} \alpha' = \operatorname{cotg} \alpha + \gamma \quad (\text{Ramsay, 1967})$$

$$\sin \alpha = \frac{e}{OA} \quad \sin \alpha' = \frac{e'}{OA'} \quad \text{or } OA = OA'$$

donc 
$$\frac{e'}{e} = \varepsilon = \frac{\sin \alpha'}{\sin \alpha}$$

La figure 116 montre les variations de  $\varepsilon$  en fonction de  $\psi$  et de  $\alpha$ . Dans le cas présent, le rubanement éburnéen étant orienté en moyenne N60 et subvertical, et le cisaillement étant dextre N-S,  $\alpha$  est donc égal à 120°. Par conséquent, pour chaque échantillon c'est-à-dire pour différentes valeurs de  $\gamma$  calculées dans le paragraphe IV de ce chapitre, on peut déduire la valeur de  $\varepsilon$  (tableau 9) intervenant dans le calcul des compositions.

#### b) application numérique du modèle

On a étudié plusieurs cas correspondant à des valeurs de  $e_1$  et  $e_2$  différentes. L'arête  $a$  de l'échantillon a été fixée à 10 cm ce qui correspond

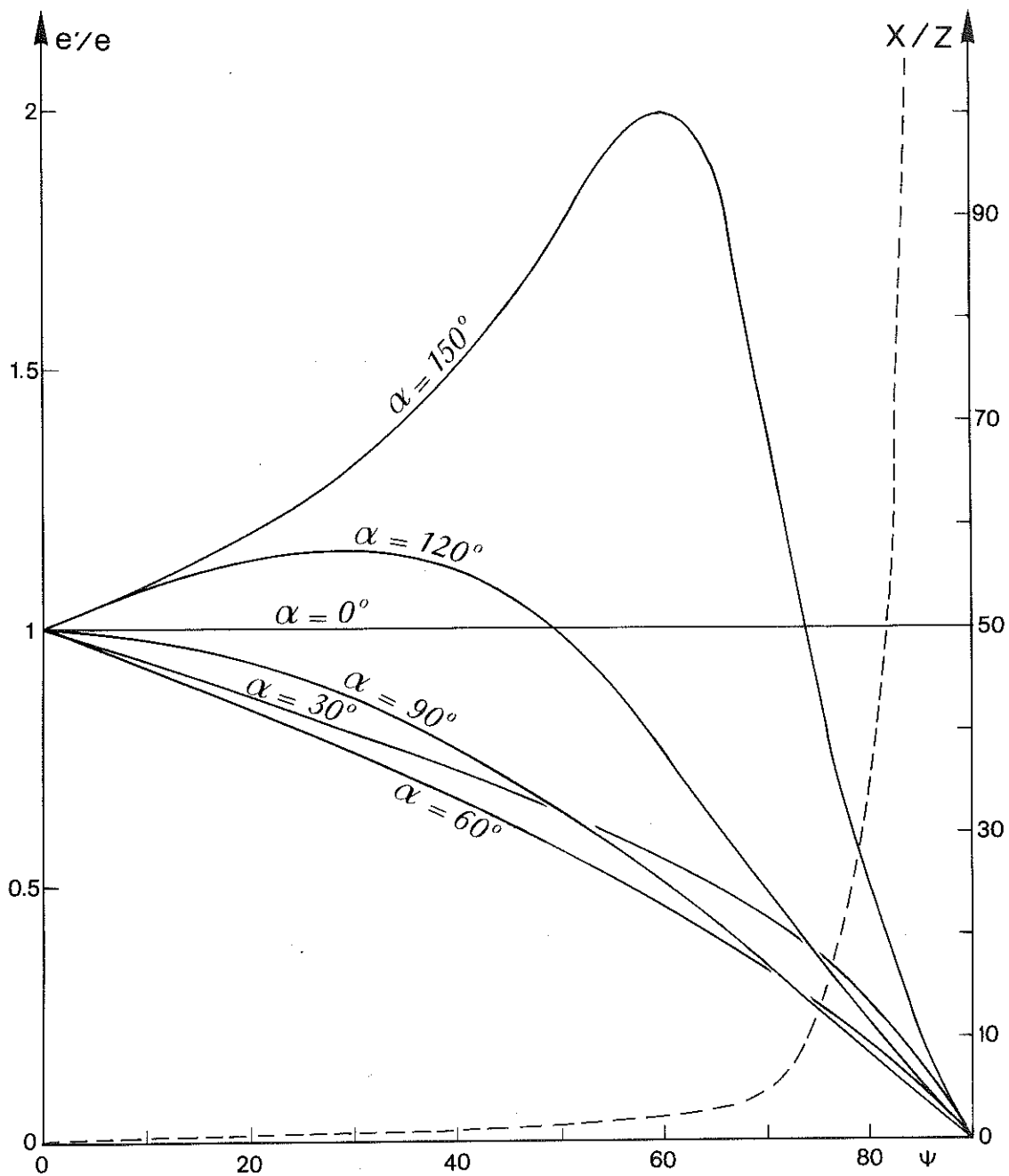


Figure 116 - Variation de l'épaisseur d'un rubanement et du rapport d'allongement de l'ellipsoïde de déformation au cours d'un cisaillement d'angle en fonction de l'angle initial  $\alpha$  entre le rubanement et le plan de cisaillement.

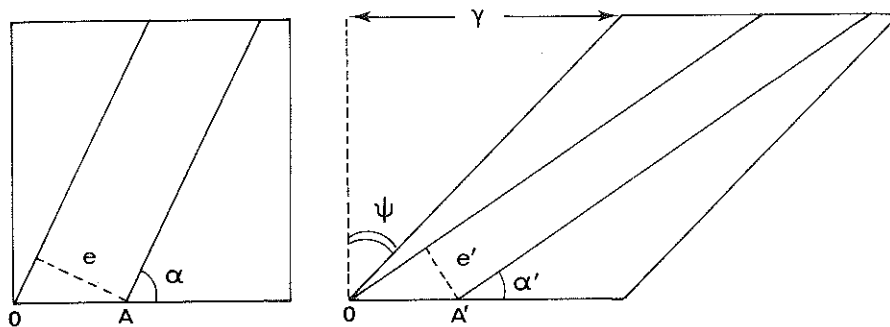


Figure 115 - Variation de l'épaisseur  $e$  d'un rubanement et de l'angle  $\alpha$  entre le rubanement et la direction de cisaillement au cours d'une déformation par cisaillement.

N°éch.	$d_m$	$\gamma$	$\Psi^\circ$	$\alpha'^\circ$	$\epsilon = e'/e$
My6	0	16.5	86.5	3.6	0.07
My7B	68	8.35	83.2	7.3	0.15
My7C	68	6.30	81.0	9.9	0.20
My8	80	5.55	79.8	11.5	0.23
My9	92	4.8	78.2	13.3	0.27
My1	150	4.0	75.8	16.5	0.33
My4	188	3.15	72.4	21.2	0.42
My10	265	2.45	67.8	28.1	0.54
My11	330	1.15	49	60.2	1.00
My3	450	0.35	19.3	77.2	1.13
My12	520	0	0	120	1

Tableau 9 - Tableau des valeurs de  $d$  (distance au centre de la zone de cisaillement en mètres) de  $\gamma$  (tangente de l'angle de cisaillement  $\Psi$ ), de  $\Psi$  (en degrés), de  $\alpha'$  (angle du rubanement avec le plan de cisaillement (en degrés) et de  $\epsilon$  (variation de l'épaisseur du rubanement) pour les échantillons de mylonites de l'Adrar Ouzzein.

à l'échantillonnage effectué. Deux séries de calcul ont été faits en prenant à chaque fois pour valeur moyenne la valeur moyenne observée sur les profils de la figure 107, valeur qui est proche de celle de l'échantillon le plus déformé.

i. dans le premier calcul les compositions C<sup>1</sup> et C<sup>2</sup> ont été calculées de telle façon que les teneurs en éléments majeurs tombent dans la fourchette de valeurs observées dans le profil (Tableau 10 ).

ii. dans le deuxième calcul, les compositions C<sup>1</sup> et C<sup>2</sup> ont été calculées de telle façon que les teneurs en éléments majeurs tombent dans la fourchette de valeurs observées sur l'ensemble de l'U.G.I. pour les gneiss rubanés et charnockites acides (Tableau 11 ).

	C1	C2	$\epsilon=0.07$	C1	C2	$\epsilon=0.07$	C1	C2	$\epsilon=0.07$
SiO <sub>2</sub>	67.77	71.77	69.77	67.77	72.88	69.79	68.25	72.81	69.75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.77	11.62	12.17	12.75	11.60	12.29	12.3	11.79	12.13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.22	5.22	6.22	7.60	4.07	6.20	7.1	4.44	6.23
MnO	0.13	0.03	0.08	0.12	0.03	0.08	0.09	0.06	0.08
MgO	0.38	0.12	0.29	0.33	0.22	0.29	0.35	0.17	0.29
CaO	2.05	1.25	1.65	1.91	1.24	1.64	1.9	1.14	1.65
Na <sub>2</sub> O	3.83	2.83	3.33	3.8	2.6	3.32	3.5	2.99	3.33
K <sub>2</sub> O	3.69	5.69	4.69	3.81	6.06	4.70	4.5	5.07	4.69
TiO <sub>2</sub>	0.7	0.46	0.58	0.7	0.39	0.58	0.7	0.34	0.58
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.2	0.12	0.16	0.2	0.09	0.16	0.2	0.08	0.16
	98.74	99.11	98.94	98.99	99.18	99.05	98.89	98.89	98.89
	$e_1=e_2 = 2.2\text{cm}$		$E(\alpha_1) = 0.5$ $E(\alpha_2) = 0.5$ $\sigma(\alpha) = 0.0094$	$e_1 = 2.65\text{cm}$	$e_2 = 1.76\text{cm}$	$E(\alpha_1) = 0.6039$ $E(\alpha_2) = 0.3961$ $\sigma(\alpha) = 0.0106$	$e_1 = 2.94\text{cm}$	$e_2 = 1.47\text{cm}$	$E(\alpha_1) = 0.6713$ $E(\alpha_2) = 0.3287$ $\sigma(\alpha) = 0.0094$

Tableau 10 - Compositions C<sub>1</sub> et C<sub>2</sub> des rubanements d'épaisseurs e<sub>1</sub> et e<sub>2</sub> avant déformation et composition moyenne de l'échantillon pour une déformation  $\epsilon = 0.07$ . Les compositions C<sub>1</sub> et C<sub>2</sub> ont été calculées de telle façon que les teneurs en éléments majeurs tombent dans la fourchette des valeurs observées sur le profil (voir fig. 107).

La teneur en eau n'a pas été prise en compte et les compositions globales C<sup>1</sup> et C<sup>2</sup> doivent donc être corrigées en conséquence. En outre, à la variabilité de teneur liée à l'échantillonnage ( $\sigma$  (m.)) doit être ajoutée l'erreur analytique qui varie de 1 à 3 % suivant les éléments (C. Dupuy, comm. pers.). Elle est donnée dans le tableau 12 .



	C1	C2	$\epsilon = 0.07$	C1	C2	$\epsilon = 0.07$	C1	C2	$\epsilon = 0.07$
SiO <sub>2</sub>	66.50	73.50	70.00	68.20	72.20	69.78	68.00	73.40	69.77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.10	11.50	12.30	11.80	13.05	12.30	11.85	13.20	12.29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.00	4.00	6.00	8.00	3.00	6.02	8.00	2.00	6.03
MnO	0.13	0.03	0.08	0.12	0.02	0.08	0.10	0.02	0.07
MgO	0.50	0.10	0.30	0.48	0.13	0.34	0.40	0.10	0.30
CaO	2.25	1.20	1.73	2.05	1.05	1.65	1.90	1.15	1.65
Na <sub>2</sub> O	4.20	2.80	3.50	4.05	2.55	3.46	4.05	2.25	3.46
K <sub>2</sub> O	3.20	6.20	4.70	3.20	6.95	4.69	3.70	6.70	4.69
TiO <sub>2</sub>	1.00	0.20	0.60	0.88	0.13	0.58	0.78	0.18	0.58
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.26	0.06	0.16	0.24	0.04	0.16	0.23	0.02	0.16
	99.14	99.59	99.37	99.02	99.12	99.06	99.01	99.02	99.00
	$e_1 = e_2 = 2.2 \text{ cm}$		$E(\alpha_1) = 0.5$ $E(\alpha_2) = 0.5$ $\sigma(\alpha) = 0.0112$	$e_1 = 2.65 \text{ cm}$	$e_2 = 1.76 \text{ cm}$	$E(\alpha_1) = 0.6039$ $E(\alpha_2) = 0.3961$ $\sigma(\alpha) = 0.0106$	$e_1 = 2.94 \text{ cm}$	$e_2 = 1.47 \text{ cm}$	$E(\alpha_1) = 0.6713$ $E(\alpha_2) = 0.3287$ $\sigma(\alpha) = 0.0094$

Tableau 11 - Composition C<sub>1</sub> et C<sub>2</sub> des rubanements d'épaisseur e<sub>1</sub> et e<sub>2</sub> avant déformation et composition moyenne de l'échantillon pour une déformation  $\epsilon = 0.07$ . Les compositions C<sub>1</sub> et C<sub>2</sub> ont été calculées de telle façon que les teneurs en éléments majeurs tombent dans la fourchette des valeurs observées pour les granulites alcalines acides de l'U.G.I. (voir tableau 3).

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sub>tot</sub>	MaO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
$\sigma$	1.75	0.33	0.05	< 0.01	< 0.01	0.04	0.03	< 0.01	0.01	< 0.01

Tableau 12 - Erreurs analytiques sur les compositions en éléments majeurs (C. Dupuy, comm. pers.).

Les variations calculées dans le premier calcul sont faibles et ne couvrent pas les écarts observés. Elles sont plus grandes dans le deuxième calcul, bien qu'encore insuffisantes. Des valeurs de e<sub>1</sub> et e<sub>2</sub> différentes entraînent des tendances soit négatives soit positives pour certains éléments, mais les pentes calculées à l'aide de ce modèle sont plus faibles que celles observées (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> par exemple).

Ainsi, le modèle présenté rend bien compte qualitativement sinon quantitativement des observations faites d'après la figure 107, à savoir la diminution des variations de teneur vers la zone de cisaillement et une tendance positive ou négative de certains éléments. Cependant, il demeure insuffisamment dispersif car les écarts calculés s'ajoutant à l'erreur analytique devraient au moins atteindre les variations observées entre les échantillons My7B et My7C qui sont prélevés à la même distance de la zone de cisaillement ( $\epsilon = 0.15$  ou  $0.20$ ,  $d = 68$  m). Les principaux défauts du modèle à ce point de vue sont les suivants :

- valeurs fixes de  $e_1$  et  $e_2$
- valeur de  $e_1 + e_2$  inférieure à  $a/2$  : dans l'exemple présent  $e_1 + e_2$  doit être inférieur à 5 cm alors que le rubanement éburnéen est au moins égal à la largeur des filons de pegmatoïdes leucocrates, c'est-à-dire  $e_1$  ou  $e_2$  égal ou supérieur à 10 cm environ.

D'autres calculs sont en cours pour essayer de mieux rendre compte quantitativement des variations observées.

## VIII - RESUME ET CONCLUSIONS

La bordure occidentale de l'U.G.I. est un décrochement, probablement dextre, d'au moins 3,6 km de rejet. Il lui correspond une bande mylonitique dans laquelle la déformation plastique s'est effectuée dans le faciès schistes verts ( $< 450^\circ$  C) ; cette déformation peut être considérée comme isovolumique et isochimique. Elle s'est produite entre  $566 \pm 8$  Ma et  $535 \pm 5$  Ma (Boullier et al., 1979 ; Lancelot et al., 1983) . Le sens dextre du décrochement est déduit de la rotation de certaines structures et de l'O.P.R. du quartz ; il n'est pas exclu que cette faille ait eu d'autres rejeux de sens ou de direction différents.

Plusieurs remarques peuvent être faites sur cette zone mylonitique :

\* Comment s'amortit ou se transforme le déplacement aux extrémités de ce décrochement ? Seule l'extrémité nord a été étudiée. Au Nord de l'U.G.I. la zone mylonitique éclate en plusieurs failles (voir carte de la figure 21) dont certaines rejoignent la faille d'Andjour-Tamaradant qui est dextre elle aussi, et probablement pénécontemporaine de la bordure occidentale de l'U.G.I. Ces failles sénestres N80 ont donc pu servir de relai entre les deux grands décrochements dextres. L'ensemble de ces failles correspond à une direction de raccourcissement SW-NE : c'est aussi la direction de quelques gros filons d'adamellite qui recoupent toutes les structures liées à  $D_1$  et  $D_2$  dans le NE de l'U.G.I. et qui peuvent être inter-

prêtées comme de grandes fentes de tension (Fig. 117).

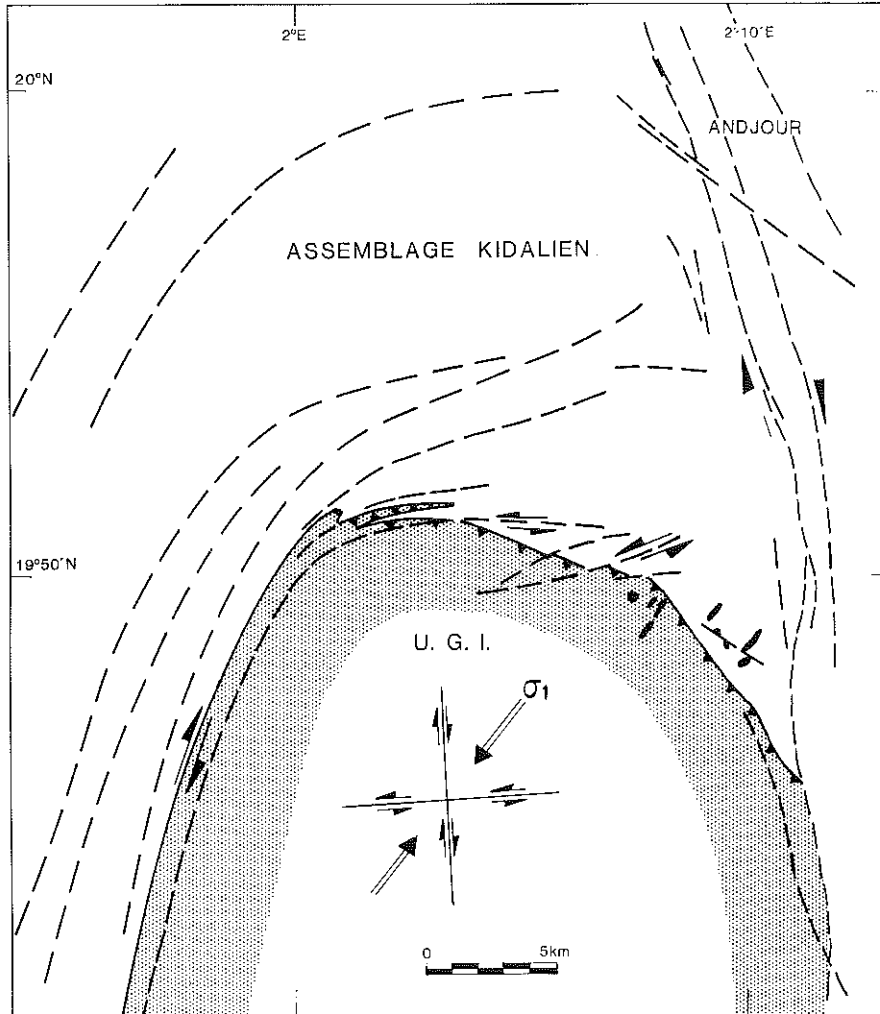


Figure 117 - Carte schématique montrant les failles affectant le Nord de l'U.G.I. (pointillés), les filons d'damellite et l'orientation déduite pour la contrainte maximale horizontale  $\sigma_1$ .

\* Le rejet calculé (3,6 km) est relativement faible comparé à l'importance de la zone de mylonites (parfois 10 km), alors que d'autres failles moins bien exprimées sur le terrain ont un rejet plus important (ex : 30 km environ pour la faille d'Andjour-Tamaradant). Ce problème se retrouve dans d'autres zones mylonitiques du Hoggar (In Amguel, Boullier et Bertrand, 1981). La grande largeur de la bande de mylonites à l'Ouest de l'U.G.I. (assemblage kidalien) est en fait le résultat des trois phases  $D_1$ ,  $D_2$  et  $D_3$  superposées,  $D_3$  ne produisant que 300 à 500 m maximum de déformation dans le compartiment de l'U.G.I.

\* La bordure occidentale de l'U.G.I. ne présente pas d'indice de fusion partielle synchrone de la déformation. On peut donc en déduire que l'échauffement visqueux n'a pas entraîné une élévation de température suffisante. Les modèles mathématiques de zone de cisaillement aboutissent à ce sujet à des conclusions différentes suivant les hypothèses de départ (revue de Brun et Cobbold, 1980). Contrairement au modèle de Nicolas et al. (1977), ceux de Yuen et al. (1978), Poirier et al. (1979) et Fleitoux et Froidevaux (1980) montrent que l'élévation de température liée à l'échauffement visqueux n'est pas suffisante pour provoquer la fusion sauf dans le cas d'un ensemble stratifié (niveaux de compétences différentes, Fleitoux et Froidevaux, 1980). L'absence de produits de fusion ou de gradient de température vers la bordure occidentale de l'U.G.I. semble bien confirmer le manque d'efficacité de l'échauffement visqueux.

\* La bordure occidentale de l'U.G.I. est recoupée dans sa partie nord par des granites post-tectoniques ou tardi-tectoniques de  $D_3$ , qui constituent des pointements isolés du batholite pan-africain tardif (Bertrand et Davison, 1981). C'est donc une zone de faiblesse importante qui a guidé la mise en place de certains granites.

## CHAPITRE V

### METAMORPHISME ASSOCIE A D<sub>1</sub> ET D<sub>2</sub>

En décrivant les structures liées à la déformation des différentes unités pendant l'orogénèse pan-africaine, j'ai été amenée à préciser les phases minérales présentes et à donner déjà les grands traits du métamorphisme. Dans ce chapitre j'essaierai de préciser les conditions de pression et température qui régnaient lors des déformations D<sub>1</sub> et D<sub>2</sub>, avec les seules données de l'observation pétrographique des lames minces, et d'une étude faite par V.Sauter sur certains types de roches. Je n'aborderai pas ici le métamorphisme lié à la déformation D<sub>3</sub>, car restreint à quelques zones linéamentaires dont l'une a été décrite dans le chapitre précédent, il n'a pas valeur de métamorphisme régional. Au contraire du chapitre 2, où j'ai traité des structures secteur par secteur, j'étudierai ici le métamorphisme unité par unité : U.G.I., assemblage kidalien, métasédiments de l'Est et métasédiments du secteur de Tin Essako.

#### I - DANS L'U.G.I.

##### A - LES FILONS DOLERITIQUES PRE-PAN-AFRICAINS

De même qu'ils ont servi de traceurs de la déformation, de même les filons doléritiques pré-pan-africains constituent des "garde-fous" pour décrire le métamorphisme subi par l'U.G.I. pendant l'orogénèse pan-africaine, et ceci dans l'ensemble de l'U.G.I. étant donné leur grande extension. Cependant ce matériel basique ne nous permet pas une estimation précise des conditions (P, T) du fait de leur composition minéralogique.

Après examen des lames minces d'échantillons que j'avais à ma disposition (collection R.Caby, J.M.Bertrand, J.Fabre et A.M.Boullier), il ressort que le métamorphisme des filons basiques est fonction de plusieurs paramètres :

\* position de l'échantillon dans le filon et épaisseur du filon: dans les filons peu épais, le centre est moins métamorphisé que les épontes. C'est l'inverse dans les filons épais (filons "auto-route" par exemple): les fluides hydratés permettant l'amphibolitisation du clinopyroxène, ont apparemment circulé plus facilement dans le centre à gros grain des filons que dans les bordures à grain fin.

\* composition de la roche : il semble que les filons à labrador + olivine + spinelle + clinopyroxène ± hornblende brune (dolérites à olivine) soient plus résistants au métamorphisme car moins amphibolitisés que les filons à labrador + clinopyroxène + opaques (microgabbros).

\* intensité de la déformation : les filons impliqués dans des zones de déformation marginale ou interne de l'U.G.I. sont généralement entièrement rétro-morphosés en amphibolites (voir par exemple IB61, décrit page 72 ). S'il existe un gradient de déformation au sein d'un même filon, la zone la plus déformée est aussi la plus transformée minéralogiquement

\* position du filon dans l'U.G.I. Les filons situés au Nord et au Sud de l'U.G.I. sont plus métamorphiques que ceux situés au niveau de la couverture discordante.

Dans le Nord de l'U.G.I., la transformation des filons basiques contemporaine de la tectonique D<sub>1</sub> et D<sub>2</sub> est la suivante (photo 1, planche XX) :

1. Apparition de hornblende verte cryptocristalline dans les plagioclases (plans de macles, joints de grains, microfractures) et en liseré fin autour des clinopyroxènes et des opaques ; formation de biotite brun rouge autour des opaques et de la hornblende brune qui se charge d'oxydes. Cette biotite se trouve entre les opaques et l'auréole de hornblende verte. L'olivine est iddingsitisée tandis que l'orthopyroxène qui l'entoure est remplacé par une amphibole incolore (cummingtonite).

2. Dans un stade plus avancé, le clinopyroxène est entièrement remplacé par un agrégat de hornblende verte, de quartz et des petits grains d'opaques. L'échantillon IB1221 (décrit page 72 ) est un exemple de remplacement total des clinopyroxènes. Lorsque le métamorphisme ne s'accompagne pas de déformation, les plagioclases ne sont pas modifiés si ce n'est qu'ils se chargent d'aiguille d'amphibole verte ; ils sont parfois remplacés par du scapolite. Lorsqu'il y a déformation (IB61, page 72 ; IB1221, page 72 ) le labrador recristallise en un plagioclase moins riche en anorthite (andésine).

Ces transformations métamorphiques se retrouvent dans tous les filons de la zone nord de l'U.G.I. ainsi que dans le Sud, vers la piste de Menaka.

Au niveau du synclinal de métasédiments discordants, la transformation des filons doléritiques est la suivante :

- la biotite en couronne autour de l'ilménite-magnétite est chloritisée ;

- les ferromagnésiens sont remplacés par une amphibole (actinote?) bleu vert, puis par de la chlorite et de l'épidote (pistacite) et du quartz;

- les plagioclases présentent des inclusions d'amphibole verte (actinote ?), d'épidote, de séricite et de calcite. Les plus gros d'entre eux sont entourés d'une auréole plus limpide, moins riche en anorthite, localement bourgeonnante vers le fond microcristallin : il y a alors formation d'albite. Ces mêmes phénocristaux montrent parfois aussi des antiperthites (albitiques ?) de remplacement.

D'autre part, les cristaux d'amphibole verte ne sont pas bien développés contrairement au Nord de l'U.G.I. ; ils forment davantage un feutrage qu'un pavage de prismes bien cristallisés.

## B - LES SEDIMENTS DISCORDANTS SUR L'U.G.I.

Ils constituent un second garde-fou du métamorphisme. Dans le chapitre précédent (déformations internes de l'U.G.I.), j'ai décrit des micro-conglomérats et un silt de cette série. L'association minéralogique syntectonique est la suivante :

quartz + muscovite + biotite + albite : micro-conglomérat IB137

quartz + calcite + biotite + muscovite : silt IC139

Dans le micro-conglomérat l'albite apparaît par recristallisation des plagioclases détritiques et dans les fractures ou, en perthites de remplacement dans les mésoperthites détritiques.

Ces associations minéralogiques traduisent donc un épimétamorphisme (faciès schistes verts ou degré faible).

## C - LES GRANULITES

Le lecteur est renvoyé au chapitre 1 (Tableau 2 ) pour la description des paragenèses granulitiques éburnéennes. Seules les modifications pan-africaines ou supposées telles de ces associations minéralogiques.

### 1 - LES GABBROS

Leur rétro-morphose pan-africaine est analogue au métamorphisme des filons doléritiques du fait de leur composition voisine. Les mêmes trans-

formations minérales se produisent : remplacement du clinopyroxène et de la hornblende brune par de la hornblende verte pâle et des opaques très fins, cet assemblage étant lui-même cerné par une auréole de hornblende bleu vert. La biotite brun rouge se décolore et se charge d'opaques. Tant qu'il n'y a pas de déformation, le plagioclase n'est pas modifié. L'orthopyroxène (hypersthène) est remplacé par une amphibole incolore à mâcles polysynthétiques (cumingtonite ?).

## 2 - LES PYROXENITES

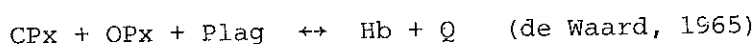
Une hornblende vert pâle (angle maximum d'extinction = 21°) se développe aux dépens du clinopyroxène tandis que le spinelle vert entouré de plagioclase, s'opacifie. Un liseré de grenat sépare parfois le plagioclase de l'amphibole. Le plagioclase est souvent remplacé par de la clinozoïsite ou du mica blanc et de la calcite.

## 3 - LES GRANULITES A DEUX PYROXENES

A proximité immédiate de la bordure Nord de l'U.G.I., une granulite à deux pyroxènes (IC204) voit sa paragenèse granulitique transformée de la façon suivante : (photo 2, planche XX) :

- de l'anthophyllite entoure l'orthopyroxène ;
- de la hornblende verte et des gouttellettes d'un minéral peu réfringent (quartz) remplacent les pyroxènes en formant un pavage indiquant un recuit important.

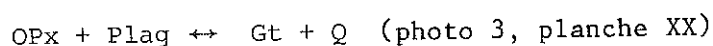
Cette transformation pourrait correspondre à la réaction :



- le plagioclase ( $\approx$  An55) s'enrichit en anorthite au contact de la hornblende, le long des joints de grains, des plans de mâcles et des fractures ;

- localement un liseré de grenat apparaît entre la plagioclase et la hornblende, et englobe de la biotite, de la hornblende et du minéral.

Au Sud-Est de l'U.G.I., un liseré de grenat contenant des vermicules de quartz apparaît aussi entre l'orthopyroxène et le plagioclase (IC115) et on aurait la réaction suivante :



De Waard (1965) décrit une couronne identique dans les granulites des Adirondaks, ainsi que Griffin et Heier (1969) dans les granulites des Lofoten.



Alors que toutes les transformations décrites jusqu'à présent dans les granulites de l'U.G.I. sont rétrogrades, cette réaction faisant apparaître du grenat traduit une augmentation de pression ; elle ne s'intègre donc pas dans l'évolution (P, T) généralement admise pour les domaines granulitiques (voir chapitre 1). En outre, si elle n'a été observée qu'au Nord et au Sud-Est de l'U.G.I., elle est beaucoup plus fréquente dans l'assemblage kidalien. C'est pour ces raisons que j'attribue ces transformations à l'orogénèse pan-africaine, bien que ne disposant pas d'argument structural car ces roches ne sont pas déformées.

#### 4 - LES METASEDIMENTS GRANULITIQUES

Les paragenèses granulitiques éburnéennes étant elles-mêmes complexes dans ce type de roche, il est parfois difficile de faire la part de ce qui est réellement pan-africain. Cependant, j'attribue à l'orogénèse pan-africaine, les modifications suivantes :

- hypersthène remplacé par de la cummingtonite et localement par de la hornblende verte en liseré externe ;
- le rutile est remplacé par de l'ilménite puis par du leucoxène ;
- la biotite rouge titanifère se décolore et se charge d'aiguilles de rutile ;
- un liseré de biotite brune apparaît autour du minerai et parfois autour du grenat et de l'orthopyroxène. L'âge de cette biotite (pan-africain ou éburnéen) n'est pas certain ;
- remplacement de la sillimanite par de la muscovite (Nord de l'U.G.I., voir échantillon IB1251, page 73, photo 6, planche VI).
- formation de muscovite et/ou de chlorite dans la cordiérite (Sud de l'U.G.I.) ;
- remplacement du spinelle vert par du diaspore et du minerai, parallèlement à la transformation précédente (apport d'eau) ;
- apparition de myrmékites au contact mutuel des feldspaths ;
- cristallisation de muscovite, carbonate, clinozoïsite et localement albite (au niveau des sédiments discordants) comme produit de rétro-morphose du plagioclase.

Toutes ces transformations ne sont pas contemporaines et l'intensité du métamorphisme pan-africain n'a pas été la même partout : comme pour les filons doléritiques il semble que le métamorphisme soit plus faible au niveau du synclinal sédimentaire discordant.

Au centre de l'U.G.I., à la latitude 19°18'N (à l'Ouest de la diorite Cornet II, coupe page 106 ) les paragneiss alumineux granulitiques à grenat et sillimanite prismatique primaire, cordiérite, spinelle vert et biotite (voir Tableau 2 ) voient leur paragenèse modifiée de la façon suivante:

- du staurotide (de la biotite ?) et de la fibrolite se surimposent à l'association cordiérite + spinelle en incluant ce dernier. Il semble que la staurotide soit postérieur à la fibrolite ; (photos 4 et 5, planche XX) ; - de la fibrolite se développe dans la cordiérite au contact du grenat primaire et semble se faire englober par le grenat secondaire à contours automorphes. Ce dernier croît à partir des bourgeons arrondis de grenat primaire.

L'apparition de grenat et sillimanite remplaçant la cordiérite, bien que la participation du quartz ne soit pas évidente, correspond à une élévation de la pression (Vielzeuf, 1980) donc à l'évolution (P, T) inverse de celle attribuée à l'histoire granulitique éburnéenne (chapitre 1). C'est la raison pour laquelle je pense que cette transformation est pan-africaine. Une diorite pré-tectonique s'est mise en place à proximité de ces roches ; aussi je pense qu'il y a aussi une élévation de la température soit contemporaine, soit postérieure à l'élévation de pression (relations staurotide-fibrolite peu claires).

## 5 - LES GNEISS RUBANES ET GRANITOIDES ALCALINS

Les transformations observées sont les suivantes : (photos 6,7,8, planche XX)

- le clinopyroxène est remplacé par de la hornblende verte à bleu vert, souvent accompagnée de gouttes de quartz (?). La hornblende bleu vert constitue généralement une frange autour de la hornblende verte. Dans les roches non déformées par  $D_1$  ou  $D_2$ , la hornblende bleu vert apparaît entre le clinopyroxène et le quartz. D'après quelques analyses microsonde (Latouche, rés. non publiés) sur l'échantillon My3, ces amphiboles vertes à bleu vert sont des Mg-hastingsites ou Fe-pargasites suivant la classification de Leake (1978) ;

- dans les gneiss plagioclasiques, la hornblende bleu vert forme une frange bordant la couronne d'amphibole incolore issue de la rétro-morphose de l'orthopyroxène ;

- la hornblende brune est remplacée par une hornblende verte et des minerais ;

- de la biotite se développe aux dépens de la hornblende verte. Ceci est observé surtout dans les zones mylonitiques internes ou de bordure de l'U.G.I. où cette transformation est syntectonique ;

- l'ilménite-magnétite est entourée d'une couronne de biotite brune et/ou de leucoxène. Lorsque les deux minéraux apparaissent dans une même roche, la couronne de leucoxène est toujours située entre la couronne de biotite et l'ilménite-magnétite. Suivant les endroits, cette transformation est post-tectonique (bordure sud-est de l'U.G.I.) ou syntectonique (zones mylonitiques internes, voir échantillon IB1225, page 90) ;

- dans les zones mylonitiques, le feldspath mésoperthitique recrystallise en oligoclase et microcline. La déformation plastique semble nécessaire à cette transformation ;

- des myrmékites apparaissent alors entre oligoclase et microcline, après déformation (voir IB336, IB1011). Ces myrmékites apparaissent aussi entre deux feldspaths mésoperthitiques en l'absence de déformation.

Superposée aux transformations décrites ci-dessus, la biotite rouge est localement remplacée par une biotite verte et du sphène, ou par de la chlorite ; des fissures tardives sont également remplies de chlorite, clinozoïsite, calcite, voire même par du stilpnomélane qui est un minéral tardif quasi-ubiquiste dans l'U.G.I.

## D - INTERPRETATION

### *1 - AU NIVEAU DES METASEDIMENTS DISCORDANTS*

Les paragenèses amphibole (actinote ?) + albite + plagioclase dans les filons doléritiques et biotite + muscovite + albite dans les microconglomérats sont synchrones de la déformation  $D_1 - D_2$ . La présence d'albite d'une part suggère une température inférieure à 500-520°C d'après les observations de Wenk et Keller (1969). D'autre part, la présence de biotite indique que la température est supérieure à 420°C environ (Winkler, 1976, p. 243). La pression ne peut pas être déterminée par les paragenèses ; mais étant donné que ce métamorphisme a valeur régionale, le gradient géothermique doit être inférieur à 60°/km ; la fourchette de température correspond donc à des pressions supérieures à 2,6 kb (1 kb = 2,7 km).

Des fentes post-tectoniques à stilpnomélane montrent que la courbe de disparition de la biotite ( $\approx 420^\circ\text{C}$ ) a été franchie après la déformation  $D_1 D_2$ .

Le métamorphisme pan-africain des granulites situées immédiatement sous les sédiments discordants est identique et correspond au "degré faible" de métamorphisme de Winkler (1976).

### *2 - AU NORD ET SUR LA BORDURE ORIENTALE DE L'U.G.I.*

Il n'y a apparemment pas de différences sensible de conditions de métamorphisme entre  $D_1$  et  $D_2$ . Dans les filons doléritiques déformés par  $D_1$  et/ou par  $D_2$ , l'absence d'albite et la recristallisation des plagioclases en andésine indiquent une température supérieure à 500-520°C environ, d'après les observations de Wenk et Keller (1969). L'absence de fusion

des gneiss alcalins malgré la présence de minéraux hydratés tels que la biotite et la hornblende, place les conditions (P, T) sous la courbe de fusion minimum du système Quartz + albite + orthose, c'est-à-dire à moins de 650°C environ (Winkler, 1976). L'apparition de grenat dans des granulites basiques à quartz, indique que la courbe gabbro-granulite à grenat de Green et Ringwood (1967) a été franchie ; étant donné que le chimisme de ces roches n'est pas connu, c'est la transition la plus basse en pression qui a été retenue (Fig. 118.  $xMg = 0.10$  pour une tholéite à quartz, Green et Ringwood, 1967). Le champ (P, T) défini par ces critères minéralogiques reste encore très vaste. Il est applicable pour le Nord et le Sud-Est de l'U.G.I. Au Nord de l'U.G.I., le fait que de la sillimanite prismatique (en présence de biotite) ait résisté sans transformation à la tectonique  $D_1$  dans des gneiss à biotite et grenat, suggère que cette phase s'est déroulée dans le champ de la sillimanite (Fig. 118); ce qui limite donc le champ en pression

$$5,5 < P < 7 \text{ kb} \qquad 570^\circ < T < 650^\circ\text{C}$$

Au centre Est de l'U.G.I., la déstabilisation de la cordiérite en grenat et sillimanite indique une pression supérieure à 4 kb d'après les travaux de Currie (1971) ; la présence du staurotide indique une température supérieure à 530°C environ (d'après Hoschek, 1969)

$$4 \text{ kb} < P < 5 \text{ kb} \qquad 500^\circ\text{C} < T < 650^\circ\text{C}$$

Bien que des couples (P, T) plus précis ne puissent être donnés pour différents points de l'U.G.I., l'étude des paragenèses montre que le métamorphisme pan-africain a été d'intensité variable suivant les secteurs: plus faible au niveau du synclinal discordant qu'à la bordure nord, au centre-est, à la bordure sud-est ou même qu'en bordure occidentale (amphiboles hastingsitiques ou pargasitiques de  $My3$ ). Il est donc probable que la position actuelle des isogrades pan-africains corresponde à une gouttière d'axe N-S (structure tardi  $D_2$  ou  $D_3$ ). En outre, on peut mettre en évidence, qu'au cours de l'orogénèse pan-africaine l'U.G.I. a parcouru pro-parte le chemin inverse de celui de son évolution tardi-éburnéenne car dans les mêmes roches certaines réactions minéralogiques se sont produites alternativement dans un sens et dans un autre. Donc après avoir été soulevée, érodée et portée à l'affleurement à la fin de l'orogénèse éburnéenne (synclinal discordant), l'U.G.I. a subi un enfouissement et à nouveau un soulèvement (série pourprée molassique discordante) au cours de l'orogénèse pan-africaine.

## II - DANS L'ASSEMBLAGE KIDALIEN

Dans le secteur nord, il a été possible de mettre en évidence un métamorphisme antérieur à la phase de déformation majeure  $D_{1b}$ . Ce métamorphisme est visible à l'état de reliques dans différents types de roches qui se sont ensuite partiellement restabilisées dans un faciès amphibolite de haute température.

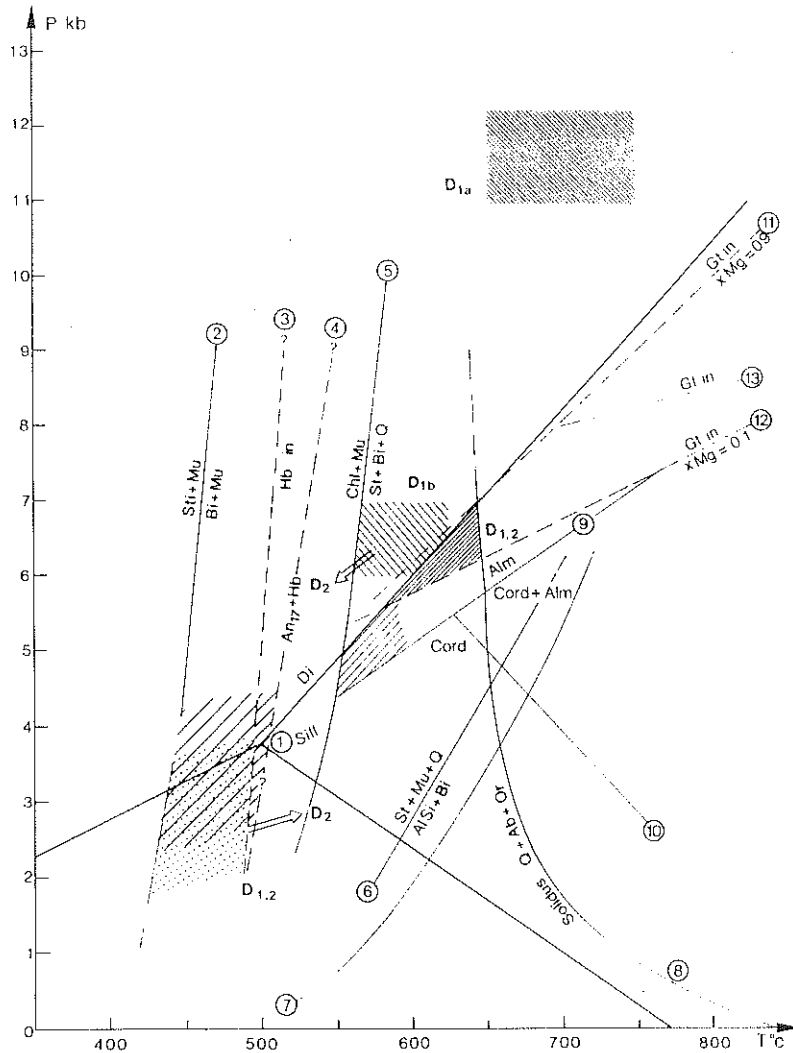


Figure 118 - Domaines de métamorphisme pendant les phases D1 puis D2 dans l'assemblage kidalien (hâchures NW-SE), dans les granulites (hâchures NE-SW) et dans les métasédiments de l'Est (pointillés). Dans l'U.G.I., le métamorphisme lié aux phases D1 et D2 est croissant du synclinal discordant (hâchures lâches) vers les bordures Nord et Sud-Est (hâchures denses).

1 - Point triple des silicates d'alumine de Holdaway (1971) 2 : Courbe d'apparition de la biotite d'après Winkler (1976) ; 3 : Courbe d'apparition de la hornblende (Turner, 1968 ; Winkler, 1976) ; 4 - Courbe d'apparition de l'assemblage  $An_{17} + Hb$  d'après les travaux de Wenk et Keller (1969) ; 5 - Réaction  $Chl + Mu + St + Bi + Q + H_2O$  d'après Hoschek (1969) pour  $MgO/MgO + FeO = 0.4$  ; 6 - Réaction  $Mu + Q + Feldspath K + silicate d'alumine + H_2O$  pour  $PH_2O = P_{tot}$ , d'après Chatterjee et Johannes (1974) ; 8 - Solidus du système  $W + Ab + Or$  pour  $PH_2O = P_{tot}$ , d'après Winkler (1976) ; 9-10 - Limite de stabilité de l'almandin et de la cordiérite d'après Hirschberg et Winkler (1968) ; 11 et 12 - Courbe d'apparition du grenat dans une tholéite à quartz pour des rapports  $Mg/Mg+Fe^{2+}$  de 0.9 et 0.1 d'après Green et Ringwood (1967) ; 13 - Courbe d'apparition du grenat dans les granulites à deux pyroxènes d'après Irving (1974).

## A - LES METASEDIMENTS

### 1 - LES QUARTZITES ET GNEISS ALUMINEUX

Un quartzite à biotite et muscovite du Nord de l'U.G.I. montre un disthène dans un nid de muscovite contemporaine de la phase  $D_{1b}$  (voir photo 1, planche XXI). Une migmatite alumineuse présente aussi une minéralogie métamorphique intéressante. C'est l'échantillon IB1119 prélevé à 10 km au Nord de l'U.G.I., sur les rives de l'oued Bourhessa et étudié à la microsonde par V. Sauter dans le cadre d'un D.E.A. en 1980. Le rubanement métamorphique défini par une alternance de lits quartzo-feldspathiques et micacés à silicates d'alumine, est déformé par des plis ouverts. L'association minéralogique suivante (photo 2, planche XXI).

Quartz + oligoclase (An 28.9, Ab 70.8, Or 0.26)  
+ disthène + staurotide + grenat (Alm 80, Pyr 15, Gros 5)  
+ biotite rouge + rutile + zircon + graphite.

De la muscovite et de la chlorite apparaissent aussi dans des lits à silicates d'alumine. La muscovite est syn- à tardi-tectonique de la foliation  $S_{k1}$  ; elle contient de très nombreuses aiguilles de sillimanite allongées parallèlement à  $S_{k1}$  et remplace le disthène. La chlorite est franchement secondaire et post-tectonique et se développe aux dépens de la biotite. La comparaison de l'état des minéraux (plagioclase et disthène en particulier) indiquerait que le passage du solidus vers les hautes températures s'est produit dans le champ du disthène, les lits micacés à silicate d'alumine constituant des restites. Mais la présence de fibrolite en gerbe dans le plagioclase et le quartz suggère au contraire que le passage du solidus vers les basses températures s'est fait dans le champ de la sillimanite.

Sauter (1980) a analysé les couples grenat-plagioclase (Ghent, 1976) et grenat-biotite (Thompson, 1976 ; Holdaway et Lee, 1977) afin de déterminer les conditions de pression et température d'équilibre de la paragenèse grenat + biotite + quartz + feldspaths + disthène + staurotide. Ses résultats sont les suivants :

$6 \text{ kb} < P < 7 \text{ kb}$                        $565^\circ\text{C} < T < 620^\circ\text{C}$

Ce couple (P, T) bien que cohérent avec la paragenèse disthène + staurotide, ne reflète probablement pas les conditions paroxysmales car elles sont en-dessous du solidus du système  $Q + Ab + Or$  ; la température au moins est donc sous-estimée.

## 2 - LES MARBRES

Ils sont assez fréquents, dispersés en lentilles de taille très variable, dans les gneiss de l'assemblage kidalien. Je dispose d'échantillons de marbres "à minéraux" sur la quasi totalité de la bordure de l'U.G.I. et les minéralogies correspondant aux conditions de métamorphisme les plus élevées en pression et température sont les suivantes :

Calcite + forstérite + diopside

Calcite + forstérite + spinelle

Calcite + forstérite + spinelle + phlogopite + diopside.

Ces minéraux sont très souvent rétro-morphosés : la forstérite est serpentinisée, de la trémolite se développe aux dépens du diopside, une chlorite incolore entoure les grains de spinelle vert pâle et de la chlorite magnésienne remplace totalement un minéral non identifié. Il faut noter la présence de minéraux accessoires tels que le sphène, le zircon et l'allanite.

La structure de ces marbres "à minéraux" représentant probablement d'anciens calcaires dolomitiques, est largement grenue lorsque ces marbres ne sont pas affectés par la phase D<sub>3</sub>.

Les conditions de température et de pression correspondant à ces paragenèses ne peuvent pas être déduites avec précision car la pression partielle de CO<sub>2</sub> n'est pas connue ; cependant la température serait supérieure à 650°C à 5 kb de pression fluide, d'après les diagrammes fournis par Winkler (1979) ou même proche de 700°C pour une pression fluide de 6 kb, compte tenu des résultats obtenus sur IB1119 par V.Sauter (1980) et des résultats de Käse et Metz (1980) cités par Winkler (op. cit.).

## B - LES "ECLOGITOIDES"

### 1 - REPARTITION GEOGRAPHIQUE

Ces roches qui sont le plus souvent boudinées dans la foliation kidalienne S<sub>klb</sub>, ont été retrouvées sur toute la bordure de l'U.G.I., du Sud de Rahrous au coeur de la virgation entre U.G.I. et U.G.In Ouzzal (voir Fig. 119). Aucune roche semblable n'a été observée sur la bordure SE (feuille de Tin Essako). Ces boudins (très durs sous le marteau) sont géné-

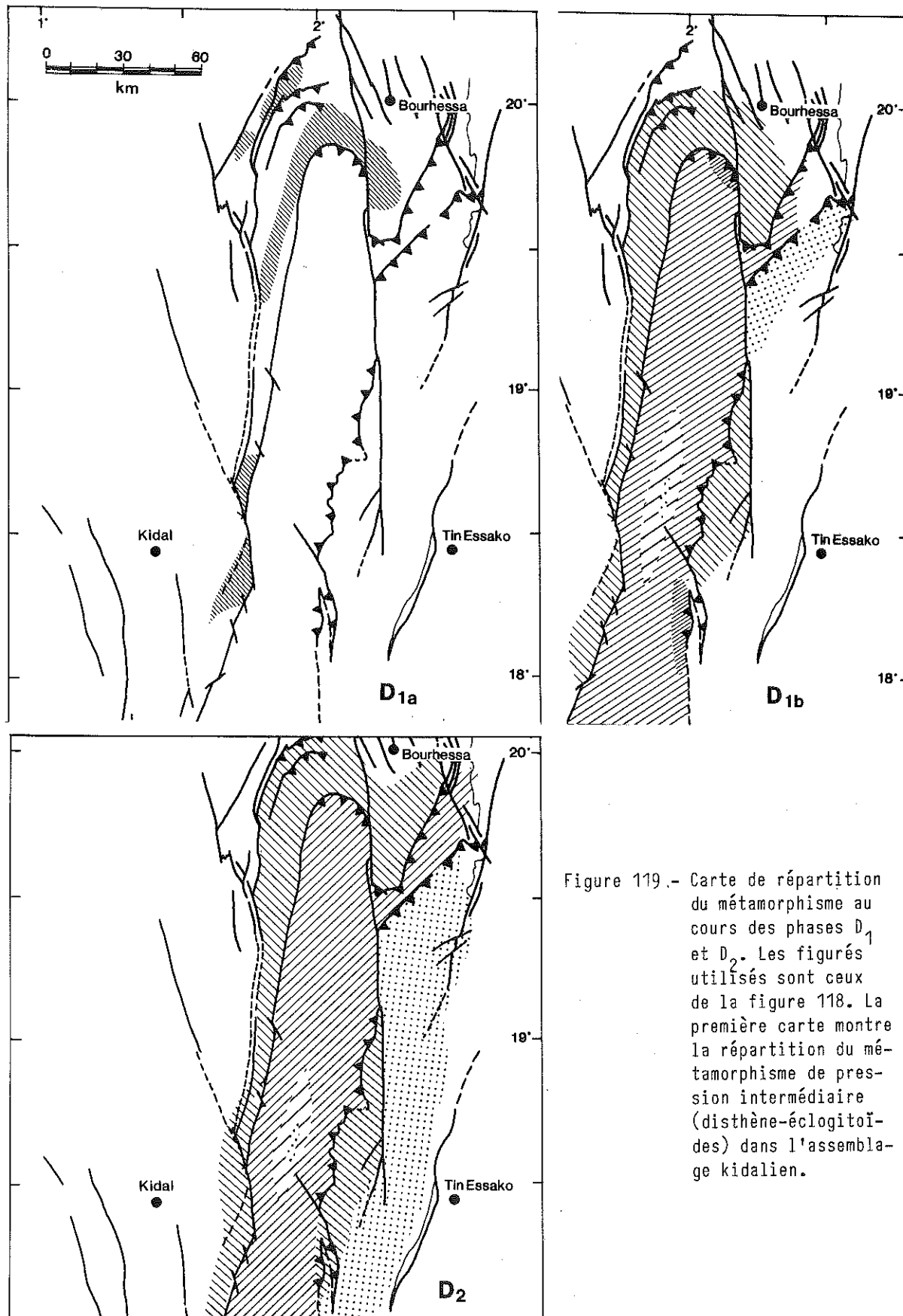


Figure 119.- Carte de répartition du métamorphisme au cours des phases  $D_1$  et  $D_2$ . Les figurés utilisés sont ceux de la figure 118. La première carte montre la répartition du métamorphisme de pression intermédiaire (disthène-éclogitoïdes) dans l'assemblage kidalien.



ralement enveloppés dans un cortex amphibolique ; un mobilisat plagioclasique se développe parfois dans les ombres de pression (exemple de Rahrour). Le coeur des boudins n'est pas déformé contrairement à l'enveloppe amphibolique qui est généralement foliée.

Ces roches se trouvent dans différents contextes :

- en boudins dans des gneiss amphiboliques feldspathiques, concordants avec la foliation des quartzites voisins (M49 et IC145, N86) ;

- en filons sécants sur le rubanement pré-pan-africain de gneiss (IC74, R.Caby, comm. pers.) ;

- dans des amphibolites mélanocrates (à grenat) à boules d'éclogitoïdes (N5) parfois associées à des péridotites serpentinisées (IC75, R.Caby, comm. pers.) ;

- en boudins dans des gneiss amphiboliques associées à des quartzites à magnétite et clinopyroxénites à spinelle vert (IC68, IC198, IB1117) ;

- en boudins au sein d'amphibolites sombres plus ou moins grenatifères pouvant être considérées comme des roches mafiques précurseurs et/ou faciès de bordure de métadiorites dans l'assemblage kidalien (R.Caby, comm. pers.).

A priori ces roches peuvent donc s'être développées à partir d'intrusions filoniennes dans les séries de métasédiments du Protérozoïque moyen et supérieur, ou dans le socle granulitique de cette série ou à partir de roches basiques anciennes dans ce socle.

## 2 - ETUDE PETROGRAPHIQUE

L'étude pétrographique de trois échantillons (M49.3, N86.1 et IC74) a fait l'objet d'un rapport de D.E.A. par Violaine SAUTER (1980) qui a procédé à des analyses de minéraux à la microsonde. Je reprendrai donc ici ses conclusions après une description des différents stades d'amphibolitisation d'éclogitoïdes.

Les éclogitoïdes les moins amphibolitisés présentent la minéralogie suivante : (photo 3, 4 et 5, planche XX).

CPx + plagioclase + grenat + hornblende brun vert + rutile ± biotite rouge + quartz

Le clinopyroxène vert pâle et le plagioclase forment des symplectites, dont la composition varie légèrement d'un vermicule à l'autre et qui se développent à partir de clinopyroxène schillerisé primaire (Sauter, 1980; échantillon M49.3). La hornblende brun vert se développe aux dépens de ces symplectites. Le grenat en grains arrondis est ourlé d'un liseré de quartz qui se sépare de la hornblende brun vert (éch. IC74) ou de plagioclase au contact du clinopyroxène (éch. M49.1). La biotite brun rouge (IC74) est isolée en petites tablettes dans le plagioclase. Le rutile est parfois abondant ; il se transforme en leucoxène et en ilménite.

de l'assemblage kidalien des secteurs N et NE avec les roches de l'U.G.I. Ce sont en particulier :

- des granulites granoblastiques à gros grain dont la paragenèse primaire est la suivante : Q + Pl + OPx + CPx + Gt ;
- des quartzites à magnétite et cummingtonite associées à :
- des roches ultrabasiques serpentinisées ou à :
- des clinopyroxénites à spinelle vert.

Il existe aussi des intrusifs basiques pré-tectoniques pan-africains qui se sont mis en place dans cet ensemble. Ils sont parfois reconnaissables lorsqu'ils ont une structure doléritique conservée malgré le métamorphisme.

Dans un gneiss appartenant à cet ensemble de socle, on trouve les minéraux suivants (N23) : quartz à aiguilles de rutile, oligoclase, feldspath alcalin non perthitique, grenat partiellement remplacé par de la biotite, muscovite syn- à post-tectonique contenant des aiguilles de fibrolite, spinelle vert (un seul grain entouré de muscovite et inclus dans un plagioclase). Par comparaison avec l'échantillon IB1119 (voir page 240), il est probable que la muscovite remplace ici le disthène ; le spinelle vert est interprété comme une relique des assemblages granulitiques éburnéens (voir chapitre 1).

Dans les granulites à deux pyroxènes (IC202), l'hypersthène est remplacé d'abord par de la cummingtonite puis, de même que le diopside, par de la hornblende verte (angle maximum d'extinction 20°). Le pavage de hornblende est séparé du plagioclase antiperthitique (= An 65) par un liseré de grenat qui entoure aussi les opaques. Ce liseré de grenat autour de la hornblende est presque systématique dans les roches à composition gabbroïque situées au Nord de l'U.G.I. et dans la virgation ; lorsqu'il est très développé, il donne, par coalescence, des amphibolites à grenat.

Dans les roches ultrabasiques dont l'origine sera discutée plus loin (chapitre 6), on peut suivre l'évolution suivante :

- paragenèse primaire à olivine + plagioclase (An80) + OPx + CPx + spinelle brun (N21). D'après la terminologie de F.Boudier (1976), la roche a une structure à gros grain. L'olivine présente des sous-joints (100) nets et une large sous-structure ;

- développement d'une double couronne entre l'olivine et le plagioclase : orthopyroxène contre l'olivine et hornblende vert pâle (angle maximum d'extinction 20°) à vermicules de spinelle vert contre le plagioclase (N21). Le développement de la hornblende et du spinelle est probablement postérieur à la couronne d'orthopyroxène, car elle semble ensuite envahir toute la roche ; (photo 6, planche XX).

- apparition de clinozoïsite et de grenat rose englobant la hornblende, le spinelle vert et la clinozoïsite (N25.2, photo 7, planche XXI).

- remplacement du spinelle vert par du stilpnomélane et par une chlorite incolore (photo 8, planche XXI) ; apparition de carbonate en éponge (N26.1). Ces transformations se font sans déformation apparente de la roche. Certaines roches ultrabasiques sont transformées en serpentinites à antigorite rétrotransformées en talc ;

- dans une zone à forte déformation  $D_2$  (faisceau NNW-SSE rebroussé par le faisceau  $D_2$  NNE-SSW), l'écorce foliée d'un boudin ultrabasique est formée de chloritoschistes à magnétite (N26.2).

En conclusion, les témoins de socle dans l'assemblage kidalien ont subi un métamorphisme intense, au moins de degré moyen suivant la terminologie de Winkler (1976), suivi d'une rétro-morphose progressive jusqu'au faible degré de métamorphisme, cette dernière pouvant se suivre dans les roches ultrabasiques. Les reliques de socle formant des noyaux résistants, il n'est pas aisé de faire la correspondance entre les différents stades du métamorphisme et les phases de déformation  $D_{1a}$ ,  $D_{1b}$  et  $D_2$ . Toutefois il semble que l'apparition du grenat dans les roches basiques soit antérieure à la foliation  $S_{kl}$  visible dans ces amphibolites à grenat et donc probablement contemporaine des paragenèses à disthène ou à grenat-clinopyroxène observées dans les métasédiments et dans les éclogitoïdes.

## C - CONCLUSIONS

L'assemblage kidalien a subi au Pan-Africain un métamorphisme pluri-phasé : un premier stade de type barrowien suivi d'une phase de haute température, contemporaine de la phase de déformation majeure  $D_{1b}$  (structures de recuit observées). Les conditions (P, T) déduites des compositions minéralogiques sont les suivantes :

P environ 6.5 kb	P environ 11 à 12,2 Kb
T environ 600°C	T = 700±50°C
(paragneiss)	(éclogitoïdes)

Ces conditions (P, T) reflètent en partie le rééquilibrage des roches au cours du stade de haute température.

Les conditions (P, T) n'ont, semble-t-il, jamais atteint celles du faciès éclogite ; ceci est probablement dû à une insuffisance de la pression mais peut-être surtout à des températures trop élevées. En effet, avant d'être enfouie à des profondeurs de 25 à 30 km de profondeur, la croûte continentale (socle + couverture) a été réchauffée par une série d'intrusions dioritiques à granodioritiques pré-tectoniques. L'effet thermique d'intrusions en feuillets mis en place dans la partie supérieure de la croûte peut en effet perturber le gradient géothermique pendant une durée de 40 à 80 Ma après l'épisode d'accrétion (Wells, 1980).

Dans le chapitre 2, j'ai montré que si la phase  $D_2$  se caractérisait dans l'assemblage kidalien, par les mêmes phases minérales que la phase  $D_{1b}$  (voir page 82), elle différait par contre par l'absence de recuit

des feldspaths et des ferro-magnésiens. La phase  $D_2$  correspond donc probablement à une température légèrement inférieure à celle régnant pendant  $D_1$ , sans qu'il soit possible de préciser de combien. Ceci est cohérent avec une position en synforme de l'U.G.I. par rapport à l'assemblage kidalien qui apparaît pendant la phase  $D_2$  : l'assemblage kidalien constitue alors une grande ride anticlinale entourant l'U.G.I. à l'Ouest, au Nord et au Nord-Est.

### III - DANS LES CHAINONS DE METASEDIMENTS DE L'EST

Les conditions de métamorphisme liées à la déformation  $D_1 + D_2$  dans les chaînons d'Ibedouyen et dans le synclinal pincé à l'Est de l'U.G.I. (voir chapitre 2) ont déjà été effleurées lors de la description des lames minces et sont reprises ici.

#### A - SYNFORME PINCEE A L'EST DE L'U.G.I.

Les associations synchrones de  $D_1 + D_2$  observées sont les suivantes:

Quartz + albite + muscovite + chlorite + épidote  
Muscovite + albite + andalousite (probable)  
Quartz + albite + muscovite + clinozoïsite

Elles correspondent à des conditions de température inférieures à 480-500°C (albite) mais supérieures à 400°C (andalousite) et à des pressions inférieures à 3 kb, si on considère le point triple de Holdaway (1971)

$$400^\circ < T < 500^\circ \quad P < 3\text{kb}$$

#### B - CHAINONS DE L'IBEDOUYEN

Il n'est pas certain que l'isograde de la biotite ait été franchi pendant la phase  $D_1$ . En effet, dans les schistes graphiteux de la série

quartzite - schistes - marbres, la foliation  $S_1$  est soulignée par de la séricitite et par un minéral intermédiaire entre une chlorite et une biotite (couleur rouille) ce qui signifierait que la déformation  $D_1$  s'est faite à une température n'excédant pas 420°C (Winkler, 1976).

Par contre la déformation  $D_2$  s'accompagne d'un gradient de métamorphisme croissant vers l'Est. En effet dans les arkoses situées dans les premiers chaînons à l'Est d'Ibedouyen la minéralogie est la suivante :

Quartz + muscovite + biotite + albite + épidote + calcite

Elle indique une température comprise entre l'isograde de la biotite et celui du plagioclase An17 (Winkler, 1976)

$$420^{\circ}\text{C} < T < 480^{\circ}\text{C}$$

Mais à proximité du pluton granodioritique dit "Achamon" qui forme un grand batholite syn- à tardi-tectonique par rapport à  $D_2$ , le métamorphisme devient plus intense. Les associations caractéristiques de  $D_2$  sont les suivantes :

Quartz + oligoclase + muscovite + cordiérite (photo 2 et 3, pl. XXI)  
Quartz + oligoclase-andésine (An30) + biotite + cordiérite (photo 1, pl. XXI)  
Quartz + andésine (An30) + biotite + hornblende (photo 6, pl. XXI)

La température a donc été ici supérieure à 480-500°C (oligoclase > An17, cordiérite) mais ne peut être calée avec précision, de même que la pression.

A l'Est de la granodiorite d'Achamon, le métamorphisme décroît et la minéralogie contemporaine de  $D_2$  et observée dans le volcano-sédimentaire est la suivante :

Quartz + albite + biotite + actinote.

La température est donc à nouveau comprise entre 420°C et 480°C d'après Winkler (1976).

#### IV - DANS LE SECTEUR DE TIN ESSAKO

Le métamorphisme de ce secteur a été décrit par I. Davison (1980) et je reprends ici ses conclusions.

**Domaine 2.** Les granulites déformées par  $ID_1$  et  $ID_2$  sont rétro-morphosées dans le faciès amphibolite et les roches situées à l'Est montrent un métamorphisme prograde dans le même faciès, sauf au Sud où le métamorphisme est faible (schistes verts).

**Domaine 3.** Les conditions de métamorphisme schistes verts des phases ID<sub>1</sub> et ID<sub>2</sub> font place à un métamorphisme HT-BP (andalousite) lié à des intrusions granitiques (batholite de Tamaradant, par exemple), pendant la phase ID<sub>3</sub>. La température était alors supérieure à 500°C.

**Domaine 4.** Le métamorphisme atteint le faciès épidote-amphibolite mais décroît vers le Nord jusqu'au faciès schistes verts.

## V - CONCLUSIONS

Le métamorphisme des différentes unités lithologiques traduit un gradient décroissant de Pression et de Température de l'assemblage kidalien à l'U.G.I., puis aux métasédiments des chaînons de l'Ibedouyen dont le métamorphisme est comparable à celui de la couverture discordante de l'U.G.I. (voir Fig 118 et 119).

Si abstraction est faite des gradients locaux liés à des intrusions diverses (Achamon par exemple), seul l'assemblage kidalien montre une évolution complexe avec un premier métamorphisme barrowien (disthène-"éclogitoïde"), suivi d'un épisode de haute température (D<sub>1</sub>), la température diminuant ensuite pendant D<sub>2</sub>.

Cette dualité ne semble pas se retrouver dans les gneiss et métasédiments situés à l'Est de l'U.G.I. sur la feuille de Tin Essako (Davison, 1980), qui diffèrent donc de l'assemblage kidalien quant à leur métamorphisme.

Le secteur est (chaînons d'Ibedouyen) et le secteur de Tin Essako se caractérisent par contre par un métamorphisme de basse pression à cordiérite ± andalousite, lié à la mise en place de nombreux granites, pendant ou après la phase D<sub>2</sub>.

## CHAPITRE VI

### PLUTONISME PAN-AFRICAIN DE LA ZONE CENTRALE DE L'ADRAR DES IFORAS

#### I - DANS L'U.G.I. (Fig.120)

Les intrusions mises en place dans l'U.G.I. se disposent en chapelet dans des zones de faiblesse des granulites qui correspondent aussi, le plus souvent, à des zones de déformation interne de l'U.G.I. Elles sont de nature variée, gabbroïque à adaméllitique, et échelonnée dans le temps. Certaines intrusions complexes montrent même une panoplie de roches différentes mises en place à des étapes successives de la déformation pan-africaine. Les corrélations entre les intrusions et les phases D<sub>1</sub> et D<sub>2</sub>, voire même D<sub>3</sub>, sont possibles dans le cas où les relations d'intersection et de chronologie relative ont pu être observées. Partant de certains points clairs, et en utilisant les similitudes lithologiques, des analogies et des calages de massifs isolés sont tentés. Néanmoins certaines intrusions demeurent non calées dans le temps. L'étude des "granitoïdes" mis en place dans l'U.C.I. est en cours (J.M.Bertrand et A.Ploquin, en prép.) et ses résultats permettront certainement de confirmer ou d'infirmier certaines interprétations faites dans ce chapitre.

#### A - INTRUSIONS PRE-TECTONIQUES D<sub>1</sub>

##### 1 - LES FILONS DOLERITIQUES ET GABBROS ASSOCIES

J'ai déjà décrit les filons doléritiques post-éburnéens et pré-pan-africains intrusifs dans l'U.G.I. (voir chapitre 1, page 59 ). Certains gabbros appartiennent probablement au même épisode magmatique. C'est le

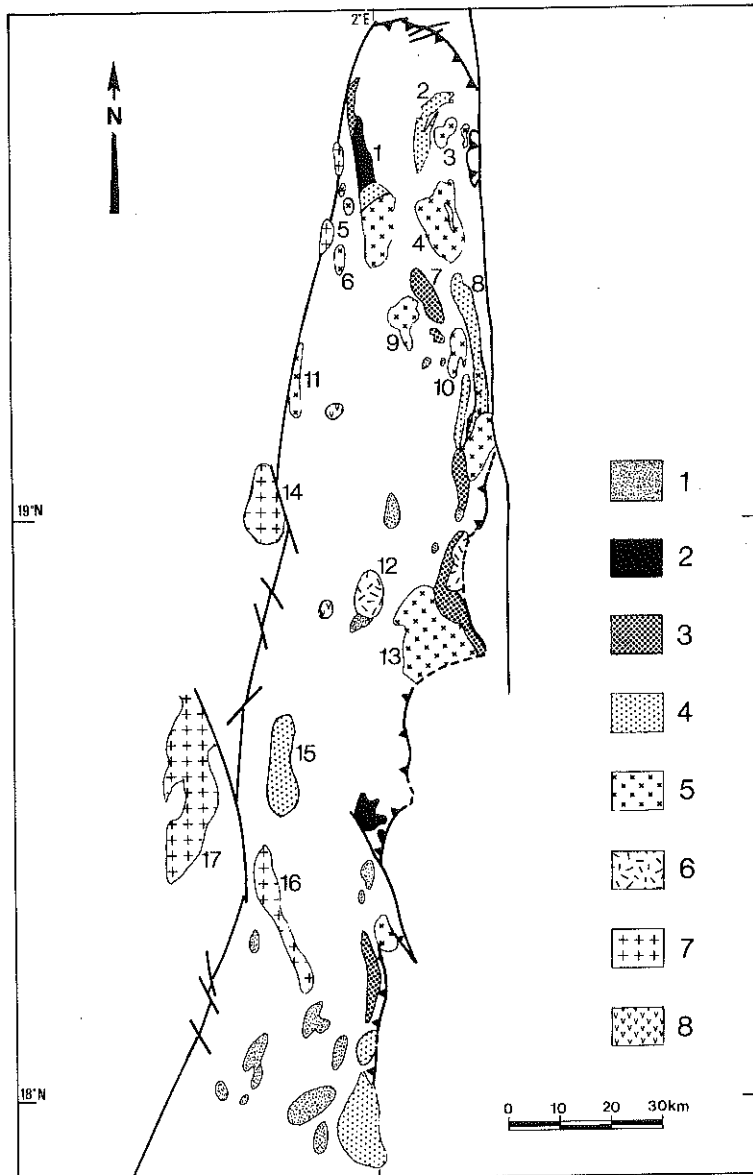


Figure 120 - Carte des granitoïdes pan-africains intrusifs dans l'U.G.I. 1 : intrusion non calée chronologiquement ; 2 : gabbro anté  $D_1$  ; 3 : diorite anté  $D_1$  ; 4 : granitoïde (diorite à granite) post  $D_1$  et anté  $D_2$  ; 5 : granite à granodiorite post  $D_2$  - 6 : gabbro post  $D_2$  ; 7 : granite post  $D_3$  ; 8 : gabbro non calé chronologiquement. Nom des intrusions : 1 : Chapelet ; 2 : Evêque ; 3 : Tin Tekenezit ; 4 : Tassedrak ; 5 : St Michel ; 6 : Grand Cirque ; 7 : Sandwich II ; 8 : Sandwich I ; 9 : Patate ; 10 : Cornet II ; 11 : Abeibara ; 12 : Cornet I ; 13 : G3 ; 14 : Arhli ; 15 : In Afara ; 16 : Hyène ; 17 : Tedreq.



cas par exemple du gabbro rubané du NE de l'U.G.I. d'où émergent les filons de dolérite à olivine (voir figure 121). Les arguments essentiels pour en faire un gabbro pré-tectonique de  $D_1$  sont d'une part la déformation des filons doléritiques dans la bordure mylonitique de l'U.G.I. (superposition  $D_1 + D_3$ ) et d'autre part le métamorphisme pan-africain de ces roches (amphibolitisation).

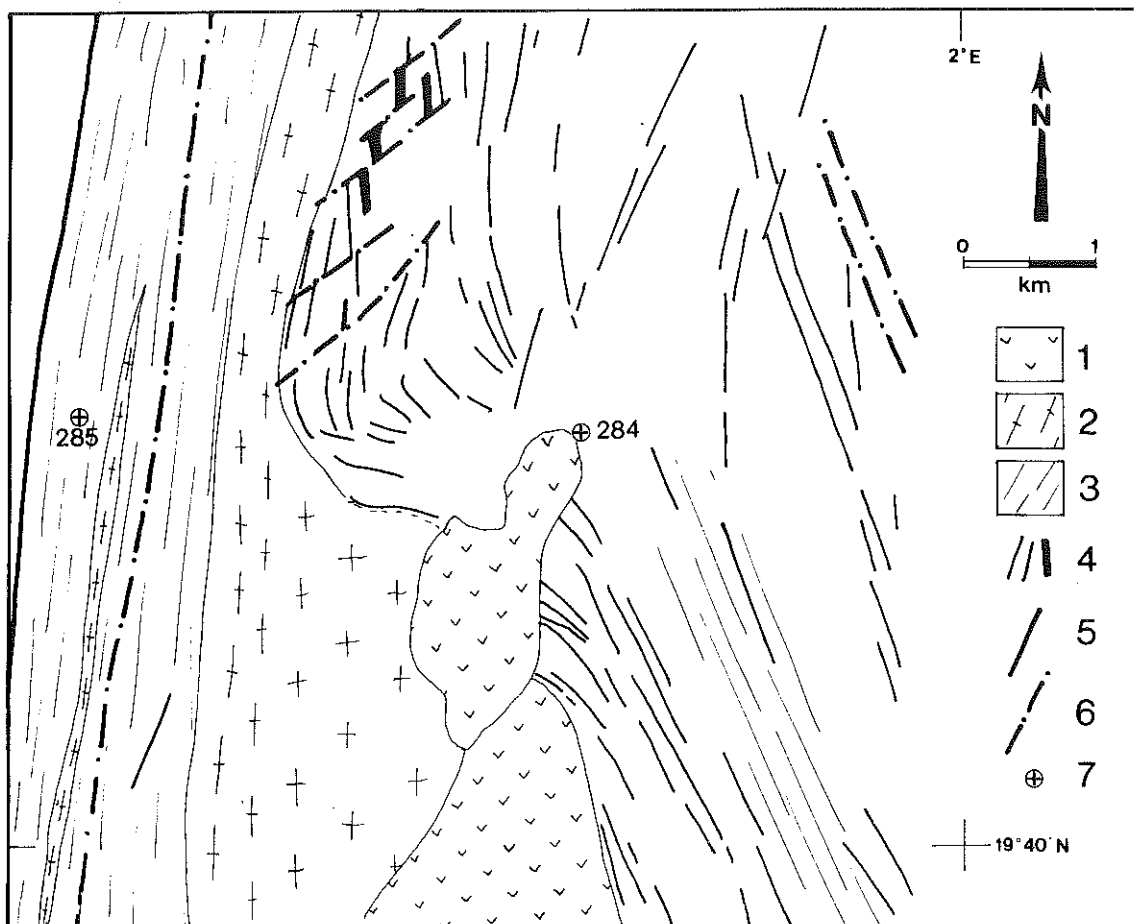


Figure 121 - Carte schématique du secteur NW de l'U.G.I. - 1 : Intrusion de gabbro rubané ; 2 : intrusion dioritique pré-tectonique de  $D_1$  ; 3 : mylonites ; 4 : filons doléritiques s'échappant de 1 ; 5 : bordure occidentale de l'U.G.I. ; 6 : faille ; 7 : centre de photographie aérienne (NE 31-XXI).

A cette même catégorie appartiennent :

\* le massif noritique à leuconoritique situé sur la bordure sud-est de l'U.G.I. (piste de Tin Essako, voir coupe page 146).

\* le gabbro, terme précoce du "chapelet" (voir figure 122 et description page 253).

Sur la base de la similitude de leurs caractères pétrographiques, certains intrusifs gabbroïques pourraient être regroupés dans cet ensemble. Ce sont :

- le gabbro à bytownite + OPx + CPx + hornblende brune ± biotite, dont le rubanement est plissé et qui se trouve au centre est de l'U.G.I.;
- les gabbros à labrador + OPx + CPx du Cornet I, qui sont rétro-morphosés.

Les corrélations sont cependant délicates car Davison (1980) décrit des gabbros post-tectoniques de D<sub>2</sub> dont l'un est situé dans la bordure mylonitique de l'U.G.I. (piste de Tin Zaouatène).

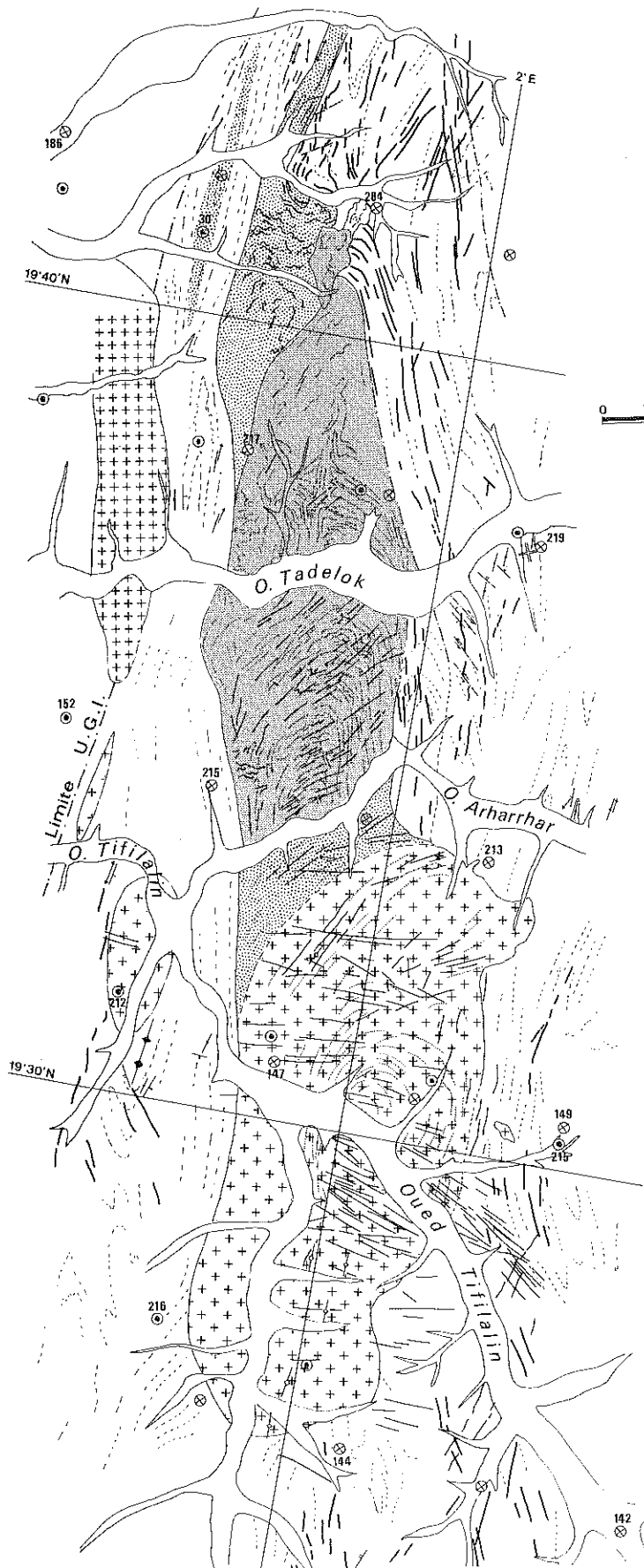
## 2 - DIORITES PRE-TECTONIQUES DE D<sub>1</sub>



















Dans la bordure mylonitique orientale, à quelques kilomètres au Nord de la piste de Tin Zaouatène (voir fig. 120) , une diorite à veines leucocrates présente une foliation métamorphique replissée localement (NE 31 XV 30) et a des caractères la rapprochant des métadiorites décrites dans l'assemblage kidalien du secteur N (voir page 79 ). En conséquence, je l'interprète comme une diorite pré-tectonique de D<sub>1</sub>.

Il semble que le "sandwich II" possède aussi des termes dioritiques pré-tectoniques de D<sub>1</sub> car J.M.Bertrand et A.Ploquin y ont observé une première foliation replissée par D<sub>2</sub> et une granodiorite pré- à syn-tectonique de la phase D<sub>2</sub>. Ces roches se sont mises en place à un niveau relativement profond (paragenèse à staurotide-sillimanite-grenat dans l'encaissant au Sud-Est, voir chapitre 5).

---

Figure 122 - Carte schématique de l'intrusion polyphasée du Chapelet, au NW de l'U.G.I.  
1 : granulites ; 2 : gabbro rubané pré-tectonique de D<sub>1</sub> ; 3 : diorite anté D<sub>1</sub> au nord, et post D<sub>1</sub> et anté-tectonique de D<sub>2</sub> au Centre ; 4 : grano-diorite à adamellite post D<sub>2</sub> et anté-tectonique de D<sub>3</sub> ; 5 : granites post-tectoniques de D<sub>3</sub> ; 6 : alluvions quaternaires d'oued ; 7 : filons doléritiques pré-pan africains ; 8 : filons microgranitiques ou aplitiques ; 9 : rubanement magmatique ; 10 et 11 : rubanement magmatique à pendage vertical (10) ou non (11) ; 12 : rubanement éburnéen ; 13-14 : foliation pan-africaine verticale (13) ou non (14) ; 15 : linéation d'étirement pan-africaine ; 16 et 17 : Centre de photographie aérienne, mission NE 31 XXI (16) ou NE 31 XX (17) ; 18 : faille.



-  Faille
-  Centre de photo aérienne NE 31 XX
-  Centre de photographie aérienne, mission NE 31 XXI
-  Linéation d'étiement pan-africaine
-  Foliation pan-africaine non verticale
-  Foliation pan-africaine verticale
-  Rubanement éburnéen
-  Rubanement magmatique non vertical
-  Rubanement magmatique à pendage vertical
-  Rubanement magmatique
-  Filons microgranitiques ou aplitiques
-  Filons doléritiques pré-pan-africains
-  Alluvions quaternaires d'oued
-  Granites post-tectoniques de D<sub>3</sub>
-  Grano diorite à adamellite post D<sub>2</sub> et anté-tectonique de D<sub>3</sub>
-  Diorite anté-D<sub>1</sub> au nord et post D<sub>1</sub> et anté-tectonique de D<sub>2</sub> au centre
-  Gabbro rubané pré-tectonique de D<sub>1</sub>
-  Granulites

## B - INTRUSIONS ANTE- A SYN-TECTONIQUES D<sub>2</sub>

Ce sont des granites ou granodiorites qui sont nombreux dans la partie NE de l'U.G.I. (voir fig. 120) . Le plus bel exemple en est le granite "Evêque" déjà décrit page 92 , qui recoupe S<sub>1</sub> mais est folié par D<sub>2</sub>.

Dans la coupe à la latitude 19°18'N j'ai signalé aussi une diorite en lames verticales syn-tectoniques de D<sub>2</sub> ; celle qui affleure plus au Sud (voir carte figure 120) ainsi que la partie intermédiaire de l'intrusion complexe du "chapelet" (diorite de la carte 122) sont aussi à rattacher à cette famille.

La diorite de l'Oued In Afara a été décrite concordante à l'Ouest avec une foliation mylonitique à faible pendage Est et attribuée à la phase D<sub>1</sub> ou à la phase D<sub>2</sub>. Cette diorite n'est pas déformée mais présente une fluidalité magmatique parallèle à la foliation mylonitique de l'encaissant. Elle semble donc synchrone de la phase de mylonitisation. Structuralement, elle présente beaucoup de points commun avec la diorite en lame syn-tectonique de D<sub>2</sub> signalée plus haut. Elle contient de nombreuses enclaves orientées sur sa bordure ouest et un panneau de migmatites en son centre; elle recoupe nettement à l'Est le rubanement éburnéen des granulites. Sur son bord NW se trouve une petit panneau de cornéennes calcsilicatées qui pourraient être les équivalents des sédiments du synclinal discordant, et des agmatites constituées d'enclaves rondes de gabbro à OPx nageant dans une matrice fluidale d'allure migmatitique (J.M.Bertrand, comm. pers.).

## C - INTRUSIONS POST-TECTONIQUES DE D<sub>2</sub>

L'ensemble diorite-granodiorite-tonalite du Tassedrak et du Cornet II (fig. 120) recoupant les mylonites verticales de l'Est de l'U.G.I. sont post-tectoniques de D<sub>2</sub>, de même que la tonalite du Tikénesit qui a une structure apparemment en ballon ou bulle ("ballooning granite") : la fluidalité magmatique est parallèle aux contacts du moins à l'Ouest. Tandis que le toit de cette intrusion se trouve actuellement à l'affleurement (fluidalité à pendage externe), dans la partie sud de l'intrusion complexe du "chapelet" c'est la base de la "bulle" granodioritique post-tectonique de D<sub>2</sub> que l'on peut voir (pendage interne).

## D - EXEMPLE PARTICULIER DE L'INTRUSION COMPLEXE DU "CHAPELET"

Le terme le plus précoce est un gabbro rubané, à litage magmatique défini essentiellement par des différences de taille de grain davantage

que par des différences de pourcentage de minéraux (labrador, CPx, hornblende brune ± OPx ± olivine). Le rubanement est très net sur photo aérienne et apparaît déformé surtout dans la partie nord où il est possible de mettre en évidence des zones de déformation subméridienne. Dans la partie médiane le rubanement dessine une structure hémisphérique. Il est recoupé par des filons d'aplite orientés N40 environ et qui sont schistosés suivant des plans et surtout des directions (linéation d'étirement) qui ne sont pas toujours cohérents (voir carte 122). La déformation semble se faire préférentiellement dans les filons alors que la diorite gabbroïque est plus résistante. L'intrusion gabbroïque est limitée à l'Ouest comme à l'Est par des zones de déformation interne de l'U.G.I. La mise en place du gabbro rubané a localement induit la fusion des roches granulitiques encaissantes car des filons d'aplite issus de l'encaissant recoupent parfois le gabbro (J.M.Bertrand, comm. pers.).

Au niveau de l'Oued passant par le centre de la photo 214 (Fig. 122) se situe le contact entre le gabbro rubané et une diorite qui le recoupe mais qui est elle-même déformée. Il en est de même pour la diorite du Nord. Ces diorites contiennent un important cortège de filons aplitiques et pegmatitiques, et des lames de granite porphyroïde folié (diorite du Sud) dont la structure rappelle celle du granite Evêque (cf. page 92). Ces diorites sont postérieures au gabbro mais sont elles aussi limitées par des zones de déformations internes de l'U.G.I. et sont donc anté-tectoniques de D<sub>2</sub>.

Au Sud du gabbro et de la diorite précoces, une diorite non déformée se met en place recoupant la zone de déformation orientale ; mais son contact occidental est parallèle à la schistosité pan-africaine des granulites. Cette diorite a une structure concentrique très nette, à pendage interne. Elle est recoupée par de très nombreux filons de nature diverse de direction moyenne E-W. Elle fait place plus au Sud à une granodiorite porphyroïde à nombreuses enclaves ; il est probable que la diorite et la granodiorite porphyroïde soit cogénétiques ; elles ne sont pas déformées contrairement aux intrusions décrites au Nord.

En résumé, cette intrusion complexe comprend plusieurs intrusions successives :

- un gabbro qui, s'il est en relation avec les filons doléritiques pré-pan-africains comme le suggère l'extrémité Nord, est pré-tectonique de la phase D<sub>1</sub> ;

- deux diorites recoupant le gabbro mais qui sont elles aussi déformées, pourraient être postérieures à D<sub>1</sub> mais antérieures à D<sub>2</sub> ;

- une diorite et une granodiorite porphyroïde non déformées, tardi- à post-D<sub>2</sub>.

## E - LES INTRUSIONS POST-TECTONIQUES DE D<sub>3</sub>

Ce sont les granites du Mont Saint Michel et d'Arhli essentiellement (voir fig. 120) qui sont analogues au granite de Tedreq daté à 508 ± 43Ma

par Bertrand et Davison (1981) et qui induisent des cornéennes dans les mylonites D<sub>3</sub>.

## F - LES INTRUSIONS NON CALEES DANS LA CHRONOLOGIE RELATIVE

Elles sont plus nombreuses au Sud de l'U.G.I. qu'au Nord étant donné la moindre importance des déformations pan-africaines. Je peux raisonnablement faire des hypothèses sur certaines d'entre elles cependant. Ainsi le granite de la hyène qui a une forme allongée, recoupe apparemment les mylonites de la bordure ouest de l'U.G.I. (D<sub>3</sub>) et a des affinités pétrographiques avec le granite de Tedreq daté à 508±43 Ma (Bertrand, Davison, 1981). Ce serait donc un granite post-tectonique de D<sub>3</sub>.

Les granites du Nord-Ouest de l'U.G.I., dont l'un (Grand Cirque) a nettement une structure en ballon, s'apparenteraient probablement au Tasse-drak et donc aux granites post-tectoniques de D<sub>2</sub>. De même le granite d'Abeibara daté à 566±8 Ma (Boullier et al., 1979 ; Lancelot et al., 1983 .) est antérieur à D<sub>3</sub> ; il présente certaines analogies minéralogiques avec le granite du Sud du chapelet. Il serait donc tardi- à post-D<sub>2</sub>.

## G - CONCLUSIONS

Les quelques données dont je dispose actuellement m'ont permis de proposer une certaine chronologie relative. Elles soulignent aussi la pérennité dans le temps des zones faibles de l'U.G.I. qui ont peut-être déjà une signification tardi-éburnéenne. En effet l'écaïlle du NE de l'U.G.I. correspond à une zone très riche en métasédiments, alors que le reste de l'U.G.I. est essentiellement constitué de matériel alcalin. Tous les granitoïdes à l'exception des post-tectoniques D<sub>3</sub> se sont mis en place à des niveaux profonds (degré faible à moyen de métamorphisme, de 400 à 550°C environ, voir chapitre 5).

Les intrusions pan-africaines dans l'U.G.I. s'avèrent nombreuses et étalées dans le temps. Elles constituent à elles seules un magnifique sujet d'étude qui n'a pu être qu'effleuré jusqu'à présent. Les conditions d'affleurement sont très favorables à l'observation des relations intrusion-encaissant et des déformations intra-granitiques.

## II - DANS L'ASSEMBLAGE KIDALIEN

### A - INTRUSIONS PRE-TECTONIQUES D<sub>1</sub>

Ce sont essentiellement des méta-diorites calco-alcalines ( Bertrand, et al., 1984) dont le volume atteint 50 % de l'assemblage kidalien. Certains exemples ont déjà été décrits (voir secteur Nord U.G.I. et secteur Rahrous-W U.G.I.) ; ils montrent en général un rééquilibrage total de la paragenèse magmatique initiale dans le faciès amphibolite et une structure métamorphique : foliation définie par les ferro-magnésiens (biotite et hornblende) recristallisés. Une tentative de datation en Rb/Sr sur roche totale a été effectuée sur ces roches (métadiorite d'In Bezzeg) par Bertrand et Davison (1981) : les points sont dispersés et ne peuvent pas être interprétés en terme d'âge de cristallisation (Fig. 123 et tableau 13). Cette dispersion est probablement due à l'histoire complexe de ces métadiorites. Un âge sur biotite calculé avec un rapport initial de 0.7050 donne 616 Ma (Bertrand, Davison, 1981). Toute l'histoire tectonique et métamorphique de cette roche était donc terminée à cette date.

L'assemblage kidalien contient aussi fréquemment des roches ultrabasiqes serpentinisées, dont l'âge de la mise en place doit être discuté. En effet, de nombreuses roches ultrabasiqes dont certaines sont coronitiques, ont été observées dans l'U.G.I. Ces roches ultrabasiqes sont souvent serpentinisées ; elles sont en lentilles dans les gneiss granulitiques et sont donc éburnéennes. Le socle éburnéen étant repris dans l'orogénèse pan-africaine, ces roches ultrabasiqes le sont également et une partie des serpentines de l'assemblage kidalien peut s'expliquer ainsi.

Cependant, des intrusions basiques à ultrabasiqes ont été décrites dans la couverture du Protérozoïque supérieur :

- du Hoggar nord-occidental (Adrar Ougda, Caby, 1970) où elles ont été datées à 793±30 Ma par Clauer (1976) ;
- de l'Adrar des Iforas algérien (Tin Aberda, Caby, 1973) ;
- de la branche orientale de la chaîne pharusienne (secteur de Silet : Chayka, 1976 ; Mégard et al. 1982) où ce magmatisme picritique est antérieur à 900 Ma (Caby et al., 1982).

Il n'est donc pas exclu qu'une partie des serpentinites de l'assemblage kidalien ait la même origine.

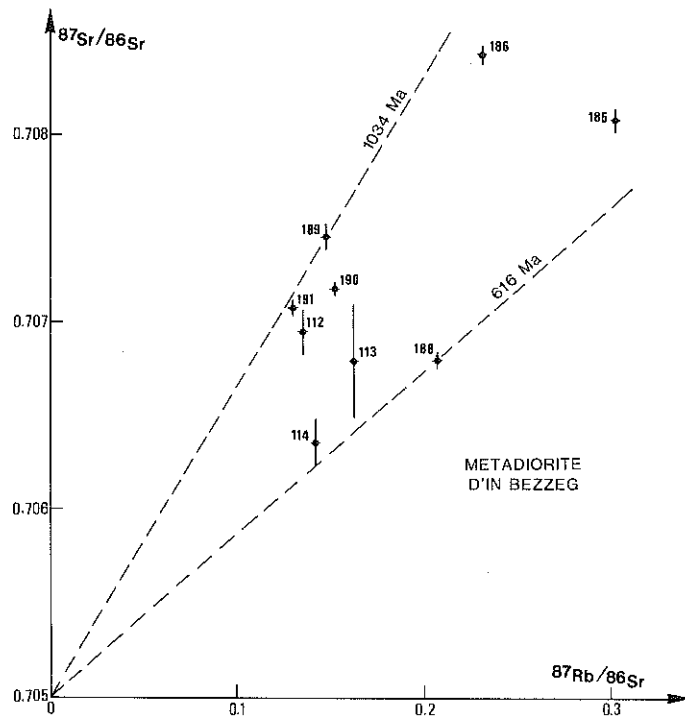


Figure 123 - Données Rb/Sr sur roches totales de la métadiorites d'In Bezeg (données non publiées de J.M. Bertrand et I. Davison). Aucune isochrone ne peut être tracée, les points étant dispersés et les rapports  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  étant trop regroupés. Les droites de référence tracées en choisissant un rapport initial de 0.705 ne sont qu'indicatives.

## B - INTRUSIONS SYN- A TARDI D<sub>1</sub>

Il existe peu d'intrusions syn-tectoniques de D<sub>1</sub> dans le secteur que j'ai étudié : ce sont des diorites et granodiorites mises en place entre les phases D<sub>1a</sub> et D<sub>1b</sub> (secteur NE). Au Sud du Takellout une tonalite a été observée, intrusive dans le socle et dans la série de plate-forme à quartzites et marbres. Elle est considérée comme pré-tectonique d'une seule déformation à schistosité subhorizontale par R.Caby et al. (1981) et comme encadrée par deux phases de déformation isoclinales par J.M.Bertrand (comm. pers.). Elle est, de commun accord, antérieure à la série de Tafeliant qui présente une seule déformation à foliation subverticale (Caby et al., 1981 ; J.M.Bertrand, L.Wright et J.Fabre, levers 1977). Cette tonalite a été datée par U/Pb sur zircons à 693 Ma (Ducrot et al., 1979) et fournit donc un âge maximum pour la tectonique D<sub>1</sub> + D<sub>2</sub> ou D<sub>2</sub> suivant les hypothèses.



ECH	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} \pm 2\%$	$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}$
112	32	693	0.1337	0.706940 $\pm$ 85
113	34	604	0.1630	0.706786 $\pm$ 346
115	33.5	679	0.1427	0.706353 $\pm$ 109
185	42.1	402.9	0.3025	0.70807 $\pm$ 6
186	54.4	679.5	0.2325	0.70842 $\pm$ 5
187	11.2	146.4	0.2214	0.70606 $\pm$ 4
188	45.5	637.1	0.2078	0.70679 $\pm$ 4
189	33.7	649.5	0.1491	0.70745 $\pm$ 7
190	39.1	742.7	0.1534	0.70717 $\pm$ 3
191	32.1	709.4	0.1308	0.70707 $\pm$ 4

Tableau 13 - Résultats expérimentaux des analyses Rb/Sr sur roches totales de la métadiorite d'In Bezzeg.

Le massif complexe qui forme le coeur de l'Emaharies (secteur E-NE , au coeur de la virgation) est *syn-* à tardi-tectonique de  $D_1$ . En effet, cette tonalite à foliation bien marquée et contenant des enclaves de gneiss calciques et de gneiss déjà mobilisés, est intrusive dans des migmatites déformées. Je considère donc cette tonalite comme synchronique de la phase  $D_1$  ou plus exactement mise en place entre  $D_{1a}$  et  $D_{1b}$ .

### C - INTRUSIONS POST-TECTONIQUES $D_1$ , ANTE $D_2$

Elles sont peu abondantes elles aussi dans l'assemblage kidalien et ne sont guère représentées que par un essaim de grands filons de pegmatites rouges alcalines dans le secteur d'In Bezzeg.

## D - INTRUSIONS TARDI- A POST D<sub>2</sub>

Elles sont surtout présentes dans les secteurs au N et N-NE de l'U.G.I. (voir chapitre 2, page 33 ). Ce sont généralement des adamellites. C'est le cas de l'adamellite dite "têtard" située au N de l'U.G.I. qui recoupe les structures D<sub>2</sub> (voir fig. 21) mais est elle-même déformée par la phase mylonitique D<sub>3</sub> de la bordure ouest de l'U.G.I. Une adamellite identique est intrusive dans la tonalite de l'Emahariès citée ci-dessus.

Ces adamellites ont des similitudes avec le granite d'Abeibara de l'U.G.I. lui aussi déformé par la phase D<sub>3</sub> et ayant donné un âge U/Pb sur zircon de 566±8 Ma (Lancelot et al., 1983 ; voir chapitre 4).

## E - INTRUSIONS POST- D<sub>3</sub>

Ce sont des granites ou adamellites à grain fin, localement porphyroïdes, à structure granophyrique fréquente, dont l'exemple type est le granite de Tedreq daté à 508±43 Ma par Bertrand et Davison (1981). Ces granites sont des satellites orientaux du batholite pan-africain qui limite à l'Ouest le domaine central (voir introduction). Ces granites ne sont pas connus à l'Est de l'U.G.I. (secteur NE ou secteur de Tin Essako). Ils sont recoupés par le réseau de faille NNW-SSE et NE-SW qui affecte tout le bouclier touareg et que Ball (1980) attribue au stade de blocage de la collision de la zone mobile pan-africaine et du craton ouest-africain.

## F - CONCLUSIONS

L'assemblage kidalien présente surtout du magmatisme dioritique calco-alcalin pré-tectonique qui, s'il n'est pas daté, indique qu'avant l'orogénèse pan-africaine, le socle et sa couverture sédimentaire ont été réchauffés par des intrusions dioritiques constituant un volume important (40 à 60 % de l'assemblage) ayant probablement une origine mantellique profonde (Bertrand et Davison, 1981).

Faut-il rapprocher ce magmatisme basique de la mise en place des filons doléritiques dans l'U.G.I. et/ou des intrusions basiques à ultrabasiques

connues et datées à  $793 \pm 30^*$  Ma (Clauer, 1976) dans le Hoggar nord-occidental ? C'est tentant mais peut-être prématuré étant donné le peu de données dont nous disposons pour le moment.

### III - DANS LE SECTEUR EST

#### A - PLUTONISME PRE-TECTONIQUE DE D<sub>1</sub>

Il est beaucoup moins développé que dans l'assemblage kidalien et semble restreint au secteur situé au NE d'In Azerraf :

- du matériel pré-tectonique de D<sub>1</sub> à affinité de rhyolites alcalines (secteur d'In Azerraf) serait plutôt à rattacher au magmatisme alcalin observé au Nord de l'U.G.I. (Tin Elor) et dans le secteur de Tin Essako (Davison, 1980) et d'âge Protérozoïque moyen ( $1843 \pm 3$  Ma,  $1742 \pm 12$  Ma, Caby et al., 1981) ;

- des granodiorites et diorites pré-tectoniques de D<sub>1</sub> semblent intrusives dans le matériel précédent et sont déformées avec lui.

#### B - INTRUSIONS PRE-TECTONIQUES D<sub>2</sub>

C'est la famille des granodiorites de type Ibedouyen qui forment des massifs allongés dans les structures NNE-SSW des chaînons du même nom. Ces granodiorites présentent une seule foliation métamorphique à biotite, qui affecte aussi un réseau filonien intraplutonique très dense et qui est verticale, parallèle à la foliation S<sub>2</sub> de l'encaissant. Elles seraient donc post-tectoniques de D<sub>1</sub> et antérieures à D<sub>2</sub>.

Ce matériel a fourni un âge de  $642 \pm 84$  Ma ( $R_i = 0.70307$ ) en Rb/Sr sur roche totale et un âge de  $595 \pm 12$  Ma sur biotite (Bertrand et Davison, 1981).

\*Le résultat de Clauer (1976) a été recalculé avec la constante  $1.42 \times 10^{-11} \text{an}^{-1}$ .

## C - INTRUSIONS SYN- A TARDI D<sub>2</sub>

La granodiorite dite d'Achamon forme un grand massif allongé NNE-SSW parallèlement aux structures liées à la phase D<sub>2</sub> et de dimensions considérables (130 km pour une largeur maximale de 20 km). Il recoupe nettement les plis P<sub>2</sub> en plusieurs points mais induit localement un métamorphisme de contact syn-tectonique à cordiérite ; certains filons de microgranite, plissés par la phase D<sub>2</sub>, sont à rattacher à ce granite. La granodiorite en ballon située au Sud de l'Ibedouyèn appartient aussi à cette famille tardi- à post-tectonique par rapport à D<sub>2</sub>.

Une tentative de datation par Rb/Sr de la granodiorite d'Achamon n'a pas donné de résultat, les points étant dispersés.

Il faut signaler plusieurs champs filoniens orientés E-W, situés à l'Ouest de la faille de l'Adrar. Ces filons, microgranitiques au niveau de la piste de Bourhessa - Tin Zaouatène, et microdioritiques au niveau d'In Azerraf, recoupent toutes les structures D<sub>2</sub> et les granitoïdes de type Achamon. Ils sont donc nettement post-tectoniques de D<sub>2</sub>.

## IV - DANS LE SECTEUR DE TIN ESSAKO

I. Davison (1980, p. 129-151) décrit une suite plutonique complexe dans le secteur de Tin Essako.

Les intrusifs pré-tectoniques sont représentés par une anorthosite et son réseau filonien recoupant dans le domaine 4 des granulites analogues à celles de l'U.G.I. Cette anorthosite pourrait donc être l'équivalent des intrusifs basiques (gabbros et dolérites) pré-pan-africains que j'ai décrit antérieurement (page 249).

Les intrusifs intermédiaires à acides pré-tectoniques, appelés G<sub>0</sub> par I. Davison (1980) sont pour la plupart des granodiorites à enclaves amphiboliques et pourraient être les équivalents des diorites pré-tectoniques de l'assemblage kidalien.

Les granitoïdes pan-africains du secteur de Tin Essako ont été classés par le même auteur en :

- G<sub>1</sub> : granodiorites, difficilement reconnaissables des G<sub>0</sub> et syn-tectoniques de la phase ID<sub>1</sub> ;

- G<sub>2</sub> : la granodiorite de Tadait en est l'exemple type. Un âge Rb/Sr à 625±81 Ma (Ri = 0.70514) a été obtenu sur cette roche par Bertrand et Davison (1981). Des adamellites à hornblende, des granites et des pegmatites appartiennent aussi à cette catégorie pré-tectoniques de ID<sub>2</sub> ;

- G<sub>3</sub> : ce sont des granitoïdes syn- à post-tectoniques de ID<sub>3</sub>, les plus importants en volume, et ont une structure en diapir. Des migmatites de composition granodioritique sont liées à ces granitoïdes (I.Davison, 1980, p. 140). Des gabbros à olivine leur sont associés ; leur âge est de 642<sup>+34</sup>Ma (Bertrand et Davison, 1981).

- G<sub>4</sub> : le type dominant de ces intrusifs post-tectoniques est un granite alcalin. Le granite à riebeckite d'In Abalene et le granite à hudsonite de Tin Essalag (Karpoff, 1958, p. 116) seraient à classer dans cette famille, de même que le granite alcalin d'Adjiri reconnu par I.Davison en 1979 au Sud de la feuille de Tin Zaouagène - Essali.

## CONCLUSIONS

Je viens de décrire les différentes intrusions dans chaque domaine du Centre de l'Adrar des Iforas. Des corrélations sont possibles (mais peut-être dangereuses) sur la base des analogies pétrographiques. Ainsi, les métadiorites de l'assemblage kidalien, les granodiorites G<sub>0</sub> du secteur de Tin Essako, les dolérites et gabbros pré-pan-africains de l'U.G.I. pourraient correspondre au même épisode magmatique basique car ils sont tous intrusifs dans la couverture sédimentaire des granulites. Ce magmatisme est absent dans les métasédiments des chaînons de l'Ibedouyen. Il faut souligner que si les corrélations sont parfois possibles dans le centre de l'Adrar des Iforas, elles sont beaucoup plus difficiles entre ce domaine et le batholite situé à l'Ouest. L'analyse structurale et géochimique en cours (Bertrand et al., en prép.) apportera certainement des arguments pour caler la formation de ce batholite par rapport aux intrusions diverses du secteur central, ceci en attendant des données géochronologiques plus nombreuses.

## CHAPITRE VII

### RELATIONS ENTRE LA TECTONIQUE D<sub>1</sub> + D<sub>2</sub> ET LA SERIE DE LA FAILLE DE L'ADRAR

#### I - DISCORDANCE DE LA FAILLE DE L'ADRAR

La série de la Faille de l'Adrar, dont l'âge est sujet à controverse, est discordante sur un socle affecté par les phases D<sub>1</sub> et D<sub>2</sub> décrites dans ces derniers chapitres. La discordance a été observée en trois points (voir figure 124.) dont deux font l'objet ici d'une description.

#### A - ADRAR ACHAMON

Sur la figure 125, j'ai dessiné la coupe du rameau de Tin Zaouatène à la latitude de l'Adrar Achamon, telle que nous l'avions établie J.M. Bertrand et moi-même à la suite d'une traversée rapide qui devait nous amener vers les cratères d'explosion de la Gara Tan Ramir. Cette coupe peut être subdivisée en plusieurs domaines (A à F). Les travaux effectués depuis par Caby et al. (1985) permettent aux auteurs de décrire plus précisément les domaines A et B. Mais, je présente dans ce chapitre les éléments dont je dispose et qui me paraissent importants pour la discussion de l'âge de la série de la Faille de l'Adrar.

#### 1 - DOMAINE A

##### a) Observations de terrain

La discordance est représentée sur la figure 126. Les marbres sous-jacents sont déformés par deux phases de déformation D<sub>1</sub> et D<sub>2</sub> et possèdent la même foliation que des schistes à nodules de silicate d'alumine (cordié-

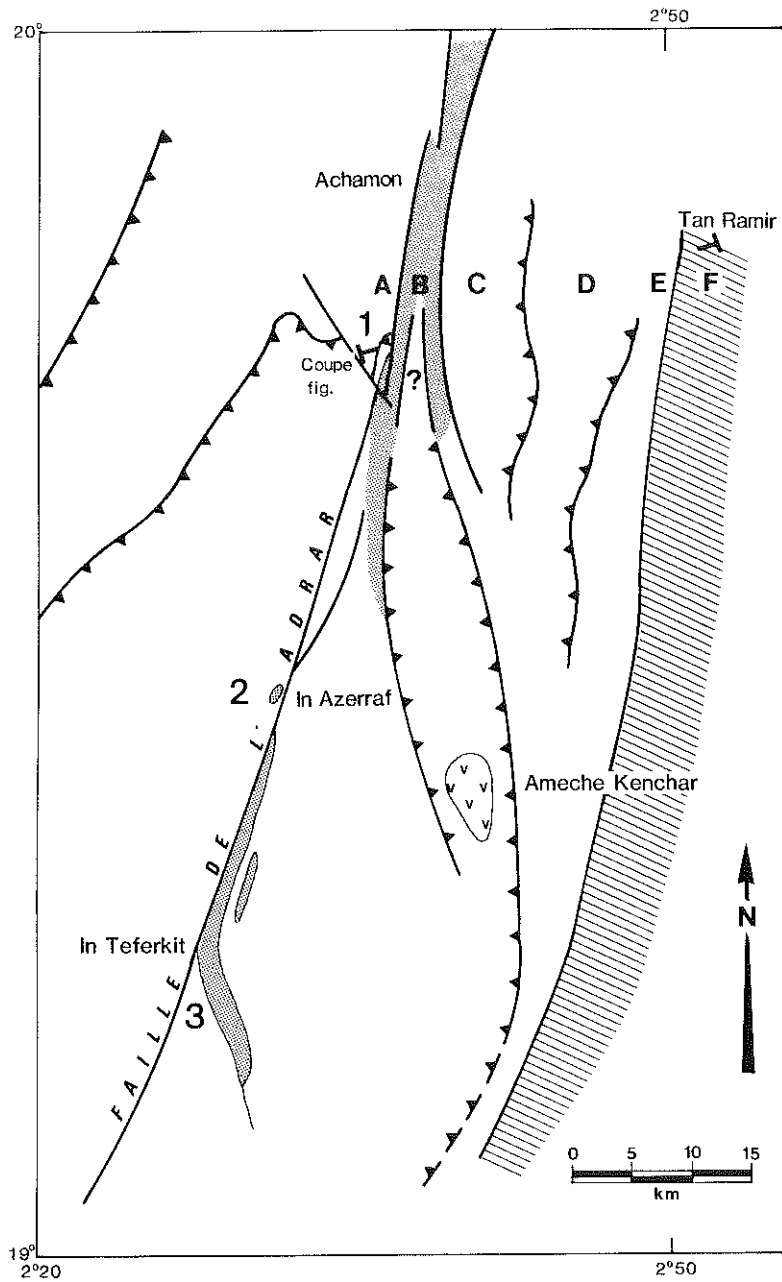


Figure 124 - Localisation des endroits où la discordance de série de la Faille de l'Adrar (pointillés) a été observée et des différents domaines définis sur la coupe de la figure 125. Le domaine hachuré représente les orthogneiss et quartzites de Tan Ramir (F) - Tin Essako (domaine 4 de Davison, 1980).

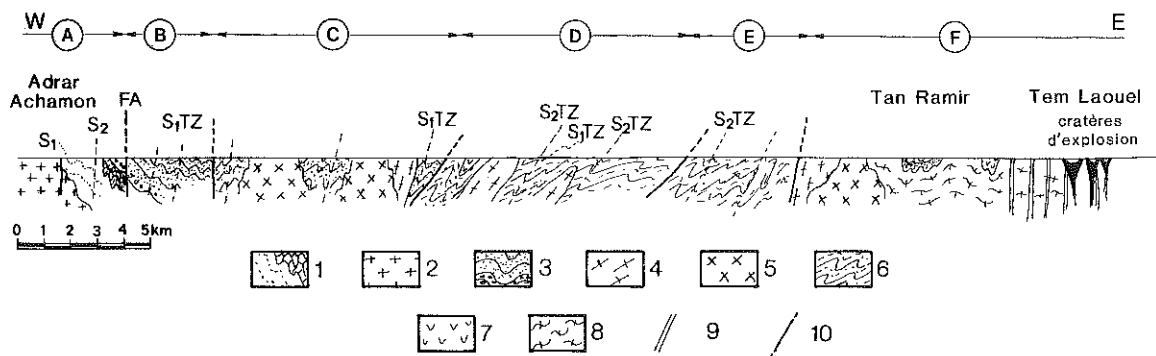


Figure 125 - Coupe du secteur de Tin Zaouatène. 1 : granulites et métasédiments du Protérozoïque supérieur déformés par  $D_1$  et  $D_2$  (foliation  $S_1$  et schistosité  $S_2$ ) ; 2 : granite d'Achamon syn- à tardi-tectonique de  $D_2$  ; 3 : série détritico et volcanique de la faille de l'Adrar (FA) ; 4 : diorite pré-tectonique de  $S_{1TZ}$  ; 5 : granite syntectonique de  $S_{1TZ}$  ; 6 : métasédiments pélitiques de Tin Zaouatène ; 7 : metabasaltes associés à 6 ; 8 : orthogneiss ; 9 : filon ; 10 : faille.

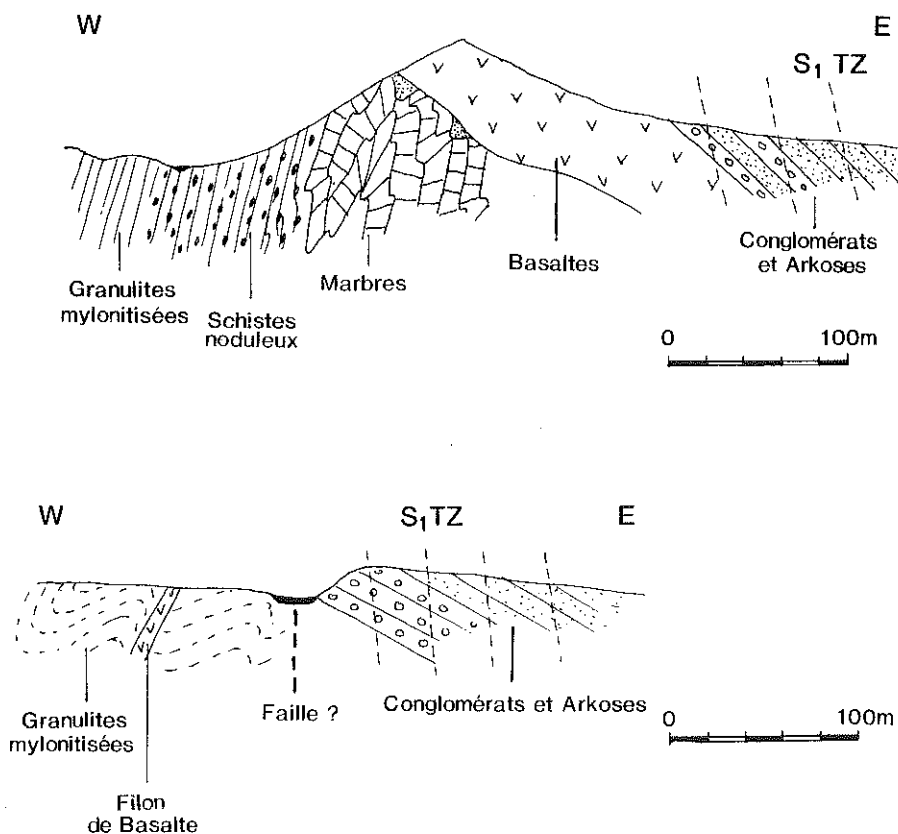


Figure 126 - Coupes de la discordance d'Achamon au Sud et au Nord de l'Oued Tamassahart. La série détritico de la faille de l'Adrar repose par l'intermédiaire de basaltes sur les granulites et les marbres du Protérozoïque supérieur déformés par  $D_1$  et  $D_2$  (voir photos, planche XXIII).



rite syn D<sub>2</sub>) et que les granulites rétro-morphiques ; la foliation S<sub>2</sub> est subverticale. La série discordante repose sur le socle par l'intermédiaire d'une microbrèche volcano-sédimentaire rouge remplissant des poches de dissolution dans les marbres. Cette microbrèche (N34.1) a probablement subi un thermométamorphisme par les coulées de roches volcaniques vacuolaires spilitisées qui la surmontent (N36.13) et dans lesquelles on trouve aussi des brèches volcaniques (N36.12). Ces coulées ont été alimentées par des filons doléritiques porphyriques (N37) intrusifs dans le socle au Nord de l'Oued Tamassahart. Au sommet de la colline et sans discontinuité apparente avec les coulées, se trouvent des conglomérats arkosiques (N36.22) à galets de quartz, identiques à ceux trouvés dans la brèche située sous la coulée, et à galets de roches volcaniques.

Les roches volcaniques ne sont pas déformées : les sphérolites de recristallisation des vacuoles sont légèrement elliptiques mais leur aplatissement peut être attribué à la fluidalité de la roche plutôt qu'à une déformation. Par contre les conglomérats sont schistosés comme l'indique la structure des éléments de quartz ; la schistosité S<sub>1,TZ</sub> est subverticale et recoupe la stratification qui a un pendage de 50° vers l'Est ; elle correspond à un métamorphisme épizonal (chlorite, séricite, calcite).

Le fait que les conglomérats soient déformés et non les coulées peut s'expliquer soit par un contraste de ductilité entre ces deux types de roches, la matrice sériciteuse facilitant la déformation des arkoses, soit par l'existence d'une faille, peu ou pas apparente sur le terrain.

Cette dernière hypothèse semble probable surtout au Nord de l'Oued Tamassahart, où, à l'Est d'une zone ensablée, se trouvent les conglomérats arkosiques et à l'Ouest les granulites rétro-morphosées.

A ce niveau la stratification des conglomérats arkosiques pend faiblement à l'Est (35°) et est recoupée par la même schistosité S<sub>1,TZ</sub> verticale.

## b) Description des lames minces

L'examen des lames minces permet de préciser les paragenèses métamorphiques de la série discordante.

**N34.1.** Microbrèche volcano-sédimentaire située dans des poches d'altération des marbres sous les coulées de base de la série discordante de la Faille d'Adrar. (photo 3, pl. XXIII).

Eléments de taille variable (jusqu'à 3 cm), lithiques ou minéraux :

lithiques : mylonites quartziques, quartzites  
schistes, chloritoschistes, séricitoschistes  
amphibolites à amphibole incolore (plissées)  
roches volcaniques acides dévitriifiées  
calcsilicates

minéraux : quartz anguleux et quartz rhyolitiques (rares)  
amphibole incolore, sphène, zircon, clinozoisite  
mésoperthite altérée, microcline  
pistacite  
muscovite, biotite.

Le ciment est essentiellement chloriteux très finement cristallisé ; de la chlorite en rosette peut localement se développer. La roche ne présente pas de déformation importante (dissolution sous pression aux points de contact des éléments).

**N36.12.** C'est une brèche à ciment constitué d'une lave vacuolaire et à éléments de tufs et de roches volcaniques microlitiques. (photo 4, pl. XXIII).

Tuf : on y distingue un granoclassement et des éléments très fins (environ 20 microns) de quartz, feldspath, micas (flotté ?), (épidote ?). Le rubanement fin est déformé au contact de la lave.

- Lave : - microlitique plagioclasique à écoulement turbulent  
- fond dévitrifié riche en opaques  
- vacuoles de forme irrégulière à remplissage partiel d'épidote.

**N36.13.** Basalte spilitisé.

Lave vacuolaire microlitique. (photo 5, pl. XXIII).

Fond microlitique sur cristaux elliptiques d'augite rose orangé et fond très riche en opaques entre les cristaux d'épidote. Les microlites feldspathiques sont entièrement calcitisés. Des vacuoles sont remplies d'épidote verte (couche périphérique) et de chlorite et quartz recristallisés en sphérules non déformées. Les vacuoles sont elliptiques, cette forme étant attribuée à la viscosité de la lave. Quelques phénocristaux de plagioclase sont altérés en chlorite, calcite et épidote. La chlorite et la pistacite sont présentes aussi dans la masse microcristalline.

**N37.** Filon de basalte. (photo 6, pl. XXIII).

Filon nourricier (?) des coulées, intrusif dans granulites rétomorphosées. Très grands phénocristaux de plagioclase calcitisés ( $An \approx 50$ ) dans un fond à microlites de plagioclase, à pyroxène brun rouge zone dont les caractères optiques sont proches d'une augite titanifère, et à nombreux opaques en grains ou en réseau plus ou moins géométriques de bâtonnets. Des sphérules (0,25 à 0,5 mm) sont constitués de calcite, chlorite, épidote, opaques à disposition concentrique. Ces mêmes minéraux sont présents individuellement dans le fond microlitique. Une micro-enclave feldspathiques polycristalline, de forme irrégulière (allogène ?) est entourée d'une fine auréole de plagioclase recristallisé.

**N36.22.** Microconglomérat prélevé immédiatement au-dessus des coulées. Les éléments sont essentiellement (90 % environ) des grains de quartz, de quartzite mylonitique et en moindre quantité de microcline, de mésoperthites, de feldspath alcalin très séricitisés et de minéraux opaques ou minéraux très chargé en opaques, de biotite décolorée détritique et de roches volcaniques acides dévitrifiées. (photos 7 et 8, pl. XXIII).

Le ciment est essentiellement sériciteux.

L'ensemble des éléments est déformé (extinction onduleuse des quartz, fracturation des feldspaths), la séricite étant syntectonique. L'allongement des éléments atteint 1:3 (section XZ). La déformation s'est faite à basse température car il n'y a pas de sous-structure nette, ni de recristallisation notable dans le quartz, alors que lamelles et bandes de déformation sont des structures très fréquentes.

## 2 - DOMAINE B

### a) Observations de terrain

Il est constitué de la même série arkosique à caractères molassiques

que celle du domaine A (Caby et al., 1985). Elle est cependant plus métamorphique et plus déformée. Caby et al. (1985) décrivent dans cette série "des dykes méta-basiques sécants à hornblende bleu-vert, passant à des sills spililitiques" dans lesquels apparaissent de l'actinote et de l'albite (IB1035), photos 4 et 5; pl. XXIV.

La schistosité subverticale  $S_{1,TZ}$  porte une linéation d'étirement verticale. Cette schistosité correspond à une déformation très intense surtout au voisinage d'un horst de granulites mylonitiques présent au coeur de ce domaine (Caby et al., 1985). Il serait primordial, pour la compréhension de ce secteur, de savoir à quel ensemble ce horst doit être rapporté: aux granulites mylonitisées et plissées par les phases  $D_1$  et/ou  $D_2$  dans le domaine A ou à des granulites déformées en même temps que les arkoses (leur foliation mylonitique serait alors l'équivalent de  $S_{1,TZ}$ ).

## b) Description des lames minces

IB1035. Amphibolite feldspathique dans laquelle l'amphibole et les feldspaths définissent une linéation d'étirement 90 E 80. Foliation soulignée par les aiguilles d'actinote syn- à tardi-tectonique, microcristalline ou en baguettes très longues (environ 3 mm), qui se développent aussi au sein des feldspaths. Ceux-ci sont probablement d'anciens plagioclases magmatiques parfois damouritisés, mais le plus souvent recristallisés en albite, actinote. Du quartz apparaît dans les ombres de pression des feldspaths et dans le fond microcristallin avec l'actinote. Opaques et apatite constituent les minéraux accessoires principaux.

## 3 - DOMAINE C

### a) Observations de terrain

Structuralement, le domaine C ne diffère pas du domaine B : en effet on y retrouve une stratification subhorizontale recoupée par une seule schistosité verticale ou à fort pendage vers l'Ouest que j'appellerai  $S_{1,TZ}$  par analogie avec la schistosité du domaine B.  $S_{1,TZ}$  est plan axial de plis droits ouverts ou localement serrés. A proximité du granite de Tamassahart des filons d'aplite et de pegmatite E-W empruntent des plans de plis en chevrons à axe vertical. C'est probablement une faille inverse parallèle à la schistosité  $S_{1,TZ}$  qui sépare le domaine C à schistosité subverticale du domaine D polyphasé à foliation subhorizontale.

Caby et al. (1985) supposent aussi l'existence d'une faille entre les domaines B et C sur des critères lithologiques et métamorphiques. En effet, le domaine C se caractérise d'après les auteurs par :

- une nature plus pélitique des sédiments s'opposant à la série arkosique des domaines A et B ;

- une augmentation du métamorphisme : associations syncinématiques à biotite brune + oligoclase ± grenat ± épidote ;

- un magmatisme pré-tectonique et syn-tectonique propre : des intrusions de gabbro à olivine sont probablement responsables d'un métamorphisme HT-BP statique : assemblages à biotite + cordiérite ± grenat ± sillimanite prismatique, que l'on retrouve dans les migmatites de contact du granite de Tamassahart. Ce domaine C peut donc être rattaché à la province immézarienne de Gravelle (1969).

Aux observations de Caby et al. ( 1985 ) j'ajouterai ceci :

- les différences lithologiques ne paraissent pas brutales entre les domaines B et C car des arkoses, des schistes pélitiques et des metabasites existent dans les deux domaines. Seul le volcanisme alcalin semble singulariser le domaine C ;

- il n'y a pas saute brutale du métamorphisme entre B et C, mais plutôt gradient thermique croissant d'Ouest en Est. En effet, d'un assemblage à biotite + albite + épidote dans une arkose (IB1036) située sur le bord Ouest du domaine C, on passe, semble-t-il progressivement, à un assemblage à grenat + biotite + oligoclase + cordiérite + quartz dans une pelite (N40) située au contact du granite de Tamassahart.

Le granite de Tamassahart a été daté à  $646 \pm 37$  Ma (Rb/Sr, isochrone sur roche totale, Bertrand et Davison, 1981). Une étude par la méthode U/Pb sur zircons est en cours. Des résultats préliminaires indiqueraient un âge plus jeune ( $581 \pm 7 / - 6$  Ma, Caby et al., 1985).

## b) Description des lames minces

**IB1036.** Arkose (ou tuf acide ?), à stratification subhorizontale affectée d'une schistosité verticale. (photos 1, 2, 6, pl. XXIV).

La stratification est difficilement visible sur la lame mince car elle ne s'accompagne pas de changement sensible dans la taille des grains ni dans la composition de la roche. Quartz et albite sont intimement mélangés et forment une mosaïque (environ 0,07 mm) de grains subéquants à légèrement allongés suivant la schistosité. Celle-ci est soulignée surtout par des petites plages (0,1 mm) de biotite décolorée et chloritisée, et par de la clinzoïsite en cristaux plus trapus syn- à tardi-tectoniques. Les minéraux accessoires sont le sphène associé à la décoloration de la biotite, l'apatite, le zircon en grains arrondis et rares.

**N40.** Micaschiste à grenat et cordiérite au contact d'un granite en lame intrusif (Tamassahart, photo 7, pl. XXIV).

La foliation est soulignée par une biotite brun rouge (20 à 25 %), contenant en inclusion des petits zircons (auréole de métamictisation), dans une matrice quartzo-feldspathique recristallisée (points triples à  $120^\circ$ ). La forme des grains de quartz, oligoclase et microcline, est légèrement allongée dans la foliation mais elle est surtout déterminée par les contacts de ces cristaux avec les plages de biotite. Le grenat automorphe défléchit légèrement la foliation ; il contient des inclusions de quartz plus ou moins allongées et alignées parallèlement à la foliation du micaschiste. La cordiérite, partiellement pinnitisée, se présente sous forme de nodules à innombrables inclu-

sions de quartz, de biotite et d'opakes. Ces nodules sont aplatis suivant la foliation mais englobent aussi les grandes plages de biotite indiquant une croissance syn- à tardi-cinématique. Cette roche contient par ailleurs de l'apatite en grains arrondis.

#### 4 - DOMAINES D, E et F

Alors que dans les domaines occidentaux, la déformation s'exprimait par une schistosité subverticale  $S_{1TZ}$  unique, les domaines D, E et F sont polyphasés. Une première phase associée à des plis isoclinaux a donné naissance à une foliation subhorizontale portant une linéation subméridienne. La seconde phase associée à des plis ouverts puis serrés vers l'Est s'accompagne d'une schistosité d'importance variable. (très nette dans le domaine F) et indiquant un déversement apparent vers l'Est.

Les domaines D et E sont constitués essentiellement de micaschistes et d'amphibolites et accessoirement de quartzites tandis que les orthogneiss granitiques et les quartzites à gros grains prédominent dans le domaine F (Tam Ramir). Ces trois domaines D, E et F peuvent être corrélés au domaine 4 de I. Davison, c'est-à-dire au domaine oriental de la Feuille de Tin Essako.

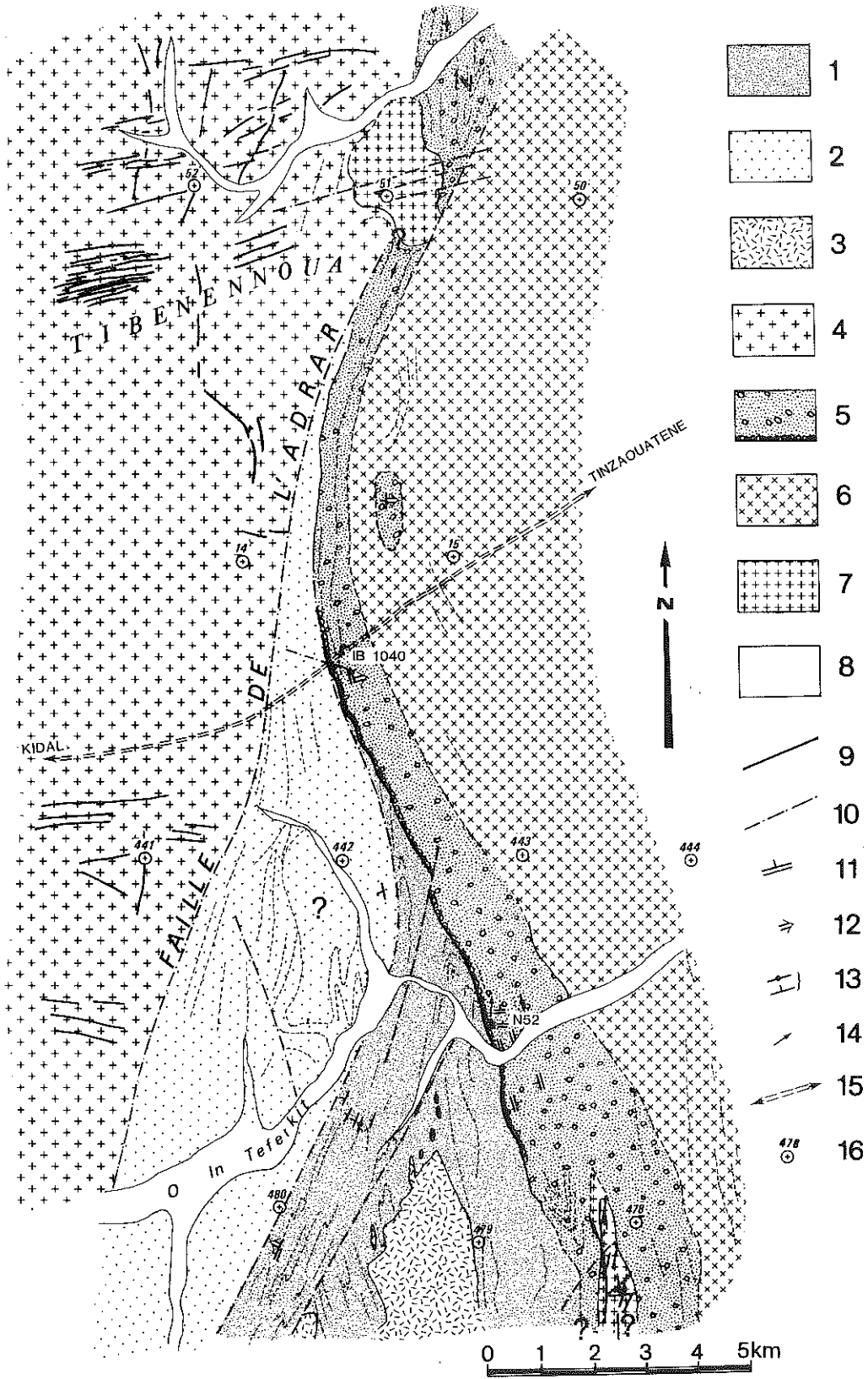
### B - IN TEFERKIT

#### 1 - OBSERVATIONS DE TERRAIN

Les domaines A, B et C sont moins bien délimités que sur la coupe de l'Oued Tamassahart. Au niveau de la vieille piste de Tin Zaouatène, la discordance n'est pas clairement visible et le domaine A est séparé de la barre de conglomérats arkosiques (domaine B) par une faille silicifiée. La Faille de l'Adrar passe un kilomètre à l'Ouest (voir figure 127) ayant "traversé" la discordance au niveau d'In Azerraf.

La série est constituée de grès et conglomérats arkosiques (IB1040) dont les éléments sont parfois très gros (2 à 3 poings, voire métriques, R. Caby, comm. pers.), de silts, et d'ignimbrites (N44). La stratification  $S_0$  a un pendage fort vers l'Est (70-80°) ; elle est recoupée par une schistosité à séricite, subverticale, de plan axial de plis droits serrés, bien visibles sur photographie aérienne. (photo 1, pl. XXV).

A un kilomètre à l'Est de la barre, une mer de diorite affleurant mal, ménage des îles d'enclaves de tufs rubanés et granoclassés que nous avons assimilés à la série décrite plus haut. Il faut reconnaître que l'absence d'affleurement entre ces îles et la barre ne permet pas de confirmer



ni d'infirmer cette hypothèse et qu'il faut donc chercher au Nord ou au Sud une solution à ce problème de continuité. Notons que plus au Nord à quelques centaines de mètres de la sortie du foug d'In Azerraf, au-delà de la Faille de l'Adrar, un granite rose non orienté présente des enclaves de métasédiments arkosiques ou grésopélitiques à cordiérite et se trouve dans la même unité que la diorite citée ci-dessus (Fig. 127 ; photo 3, pl. XXIV). Ce même granite pourrait recouper la série détritique au Sud d'In Azerraf (voir fig. 127, photo aérienne 50).

Au Sud de la vieille piste de Tin Zaouatène, dans le foug de l'Oued In Teferkit, le socle apparaît dans le domaine B. En effet (voir fig. 128), les conglomérats en poches (N52.3), les ignimbrites (N52.5) et autres termes

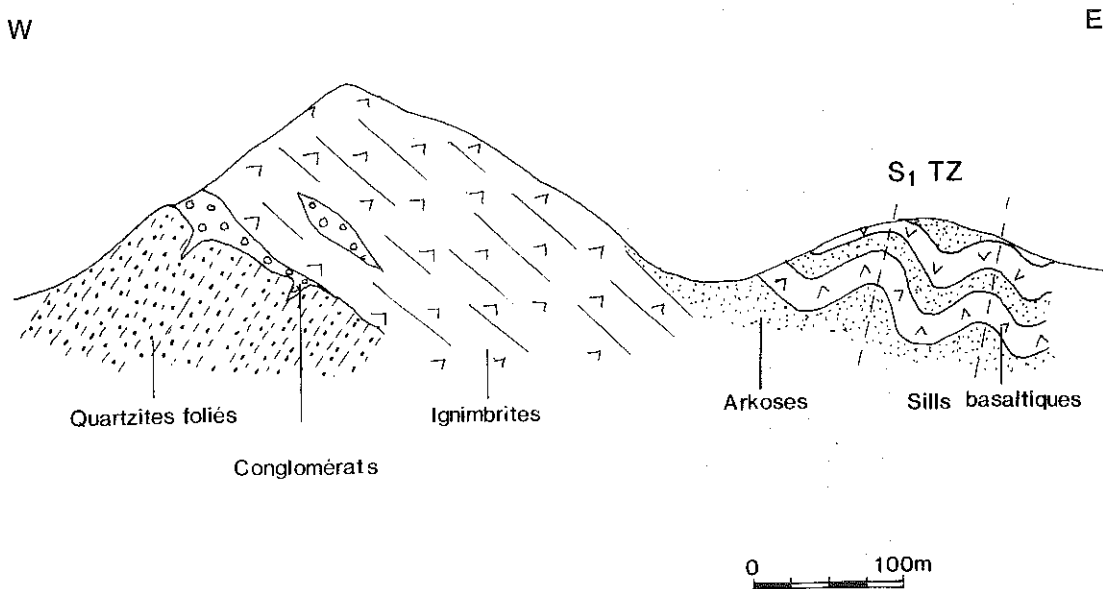


Figure 128 - Coupe de la discordance d'In Teferkit. La série détritique de la Faille de l'Adrar repose par l'intermédiaire d'ignimbrites sur les quartzites foliées et redressés du Protérozoïque moyen (?).

Figure 127 - Carte schématique du secteur d'In Teferkit, d'après photographie aériennes ; 1 : quartzites du Protérozoïque moyen (?) ; 2 : série gneissique indéterminée contenant des serpentinites ; 3 : gabbro dioritique ; 4 : granodiorite d'Achamon (syn à post-tectonique de  $D_2$ ) ; 5 : série détritique de la Faille de l'Adrar ; 6 : diorite intrusive dans 5 ; 7 : granitoïde indéterminé intrusif (?) dans 5 ; 8 : alluvions quaternaires ; 9 : filon ; 10 : faille ; 11 : stratification ; 12 : polarité sédimentaire ; 13 : schistosité ou foliation ; 14 : axe de pli ; 15 : piste ; 16 : centre de photographie aérienne (NE31 XXI).

de la série (N52.3, sill basique) reposent directement sur les quartzites du Protérozoïque moyen à foliation verticale ( $S_1 + S_2$ )  
Là encore la série est plissée (axe 20 N 20) et schistosée ; la schistosité verticale est soulignée par de la séricite dans les arkoses et conglomérats identiques à ceux décrits dans l'Oued Tamassahart et par de l'actinote dans des sills ou filons basiques.

A l'Est du foun, les affleurements sont très mauvais, mais on reconnaît une diorite pré-tectonique (N54), localement très déformée voire mylonitique, suivant un plan N140 à pendage vers l'Est ( $45^\circ$  à  $65^\circ$ ), portant une linéation d'étirement 110 E 60. Cette diorite a subi la même histoire métamorphique que la série discordante. Elle paraît intrusive dans des schistes, méta-arkoses et méta-rhyolites (et méta-basites ?). Aucune discontinuité n'a été observée entre cet ensemble et la série discordante, mais la mauvaise qualité des affleurements oblige à la prudence.

## 2 - DESCRIPTION DES LAMES MINCES

**IB1040.** (Zone B). Arkose rouge schistosée dont les éléments sont : (photo 2, pl. XXV) :

- lithiques : mylonites de quartzite, micaschistes ou talcschistes + roches volcaniques acides dévitrifiées (ignimbrites ?) ;
- minéraux : quartz arrondis ou anguleux, feldspaths potassiques, minéraux hématitisés non reconnaissables, rutile, zircon, mica décoloré.

La matrice est essentiellement composée de séricite qui est syn-schisteuse et de quartz en très petits cristaux. La déformation liée à cette schistosité se traduit aussi par une extinction onduleuse des quartz. Cette roche présente beaucoup de similitudes lithologiques, structurales et métamorphiques avec l'échantillon N36.22 décrit plus haut et 52.3. Ce dernier est un métaconglomérat prélevé plus au Sud de la piste : il contient le même type d'éléments lithiques et minéraux, mais la séricite de la matrice est mieux développée et la déformation des grains de quartz s'accompagne davantage de recristallisation dynamique en petits cristaux équants ( $50 \mu$  environ).

**N52.5.** (Zone B). Ignimbrite dévitrifiée, présentant des fentes ou rubans de quartz à partir desquels se fait la cristallisation du verre à ovoïdes de quartz et d'albite (ph.4, pl. XXV), repoussant les oxydes vers l'extérieur. Elle présente les particularités suivantes: les fentes présentent une première cristallisation centripète de feldspath alcalin, puis un remplissage central de quartz. Postérieurement à la cristallisation, la roche a été déformée : fentes plissotées, ovoïdes déformés définissant une schistosité oblique sur le plan défini par les fentes. La déformation s'accompagne d'une extinction onduleuse du quartz dans lequel apparaît une sous-structure nette et un début de recristallisation en cristaux équants ( $50 \mu$  environ) présentant des points triples à  $120^\circ$ . Il faut donc souligner le caractère plus "chaud" de la déformation dans cette roche par rapport à l'arkose IB1040.

**N52.1.** (Zone B). Sill basique interstratifié dans la série. La structure microlitique est visible en filigrane dans cette roche très altérée, envahie de chlorite, d'actinote, d'épidote, de sphène (autour des opaques). Il semble que ce qu'il reste des microlites de plagioclase soit transformé en albite. (photos 6 et 7, pl. XXV).

Des petits cisaillements correspondent à la schistosité frustrée de plan axial des plis droits qui affectent la série ; de la biotite micro-cristalline brune se développe dans ces cisaillements, à partir de la chlorite.



N54. (Zone B). Diorite pré-tectonique intrusive dans la série d'In Teferkit. Elle contient une hornblende verte à brun vert, en cristaux trapus mais rongés et contenant de nombreuses inclusions d'opakes. La biotite brun rouge est très peu abondante et en général associée à des opakes, du quartz et des plagioclases en amas globuleux. Les plagioclases (An30) automorphes définissent une structure ophitique. Certains sont déstabilisés en albite et se chargent alors en opakes, biotite microcristalline, actinote. Le quartz est peu abondant (environ 70 %) et a une structure porphyroclastique dans laquelle la taille des grains recristallisés est de 0,05 mm environ. L'apatite et le zircon sont les minéraux accessoires. Une paragenèse secondaire apparaît : chloritisation de la biotite, albite remplaçant le plagioclase, actinote poussant sur la hornblende verte ; biotite microcristalline et épidote dans d'autres roches (N54.2 et 3, photos 8 et 9, pl. XXV).

## II - DISCUSSION

Dans un premier temps, nous avons fait des domaines A, B et C définis dans la coupe à la latitude de l'Adrar Achamon, des ensembles lithologiques équivalents (Boullier et al., 1978) : une série grésopélitique présentant un gradient de métamorphisme et de déformation vers l'Est, discordante sur la tectonique D<sub>1</sub> + D<sub>2</sub> et possédant son évolution tectonique et métamorphique propre. L'analogie du métamorphisme BP au voisinage du granite de Tamassahart avec celui de l'Immezarène plus au Nord (Gravelle, 1969), nous permettait d'attribuer un âge voisin de 650 Ma à ce métamorphisme. Des études géochronologiques en Rb/Sr sur le granite de Tamassahart (Bertrand et Davison, 1981) venaient alors appuyer et préciser cette hypothèse (646 ± 37 Ma). Ceci est d'une importance capitale, car la discordance de cette série détritique sur les phases D<sub>1</sub> et D<sub>2</sub> décrites à l'Ouest imposerait alors que cette tectonique est antérieure à 646 ± 37 Ma.

Cette hypothèse est discutée par R.Caby et al. (1985) qui considèrent que le domaine C n'est pas l'équivalent lithologique des domaines A et B. Pour ces auteurs, la série détritique de la Faille de l'Adrar ayant des caractères molassiques, peut être corrélée à la Série pourprée décrite par Caby et Moussu (1968) dans le Hoggar nord-occidental et dont l'âge de dépôt est compris entre 570 et 515 Ma. Les domaines A et B correspondraient alors à la bordure et au centre d'un graben de profondeur supérieure à 5 à 7 km séparés par la Faille de l'Adrar, tandis que le domaine C est rattaché au rameau central de la chaîne pan-africaine.

Je me permettrai ici de souligner certains points de la note de R.Caby et al. (1985) et de les discuter (voir aussi tableau 14.) :

- il ne fait aucun doute que la série de la faille de l'Adrar est la molasse de l'édifice D<sub>1</sub> + D<sub>2</sub> de l'Ouest, décrit dans les chapitres précédents ;

- cette même série étant recoupée par des intrusifs de nature diverse (diorite à Tirek, R.Caby, J.M.Bertrand, A.Attoum, mission 1981; diorite pré-tectonique à In Teferkit, voir ci-dessus) ainsi que l'avaient

Hypothèse BOULLIER et al., 1978 Cycle pan-africain TZ distinct		Hypothèse Caby et al (en prép) Graben molassique de série Pourprée	
POUR	CONTRE (ou insuffisamment élucidé)	POUR	CONTRE (ou insuffisamment élucidé)
<ul style="list-style-type: none"> <li>- Discordance observée sur D<sub>1</sub>+D<sub>2</sub></li> <li>- Cordiérite syn à tardi D<sub>2</sub> sous la discordance là où D<sub>2</sub>TZ est faible</li> <li>- Gradient rapide de déformation et de métamorphisme basse pression</li> <li>- Série discordante arkosique à grésopélitique recoupée par des intrusifs</li> <li>- Volcanisme basaltique dans la série discordante</li> <li>- Analogie de la série discordante avec le pharusien II au fossé central (lithologie déformation et métamorphisme)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Signification de la tectonique tangentielle des domaines D, E et F</li> <li>- Signification des contacts tectoniques dans la série arkosique à grésopélitique</li> <li>- Continuité entre domaines B et C: Un oued peut cacher une faille</li> <li>- Insuffisance voire incohérence des données géochronologiques</li> <li>- Pas d'empreinte du cycle TZ dans le compartiment occidental immédiatement à l'Ouest de la discordance</li> <li>- Analogie du métamorphisme BP sous la discordance et dans le domaine C</li> <li>- Analogie des tectoniques de serrage D<sub>2</sub> et D<sub>TZ</sub></li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Caractère molassiques de la série discordante</li> <li>- Déformation propre liée à la faille de l'Adrar (linéation et axe de plis verticaux)</li> <li>- Discontinuité plutôt que gradient de métamorphisme</li> <li>- Age identique entre un intrusif anté D<sub>2</sub> et un intrusif anté à syn D<sub>TZ</sub> (Ibedouyen et Tamassahart)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Présence de granites et diorites intrusifs dans la série discordante</li> <li>- Insuffisance voire incohérence des données géochronologiques</li> <li>- Existence dans le fossé pharusien (Algérie) de deux cycles de déformation caractérisant le Pharusien I et le Pharusien II</li> <li>- Série Pourprée non métamorphique et peu déformée dans le fossé pharusien et sur l'U.G.I.</li> <li>- Caractère plus évolué des sédiments de la série de la faille de l'Adrar que ceux de la série Pourprée du fossé pharusien, alors qu'ils se trouvent plus près de la chaîne en démolition</li> <li>- Étroitesse du graben (3 km maximum) : Comment expliquer la remontée des niveaux les plus profonds du graben après métamorphisme ?</li> </ul>

Tableau 14 - Listes non exhaustives des arguments pour et contre les différentes hypothèses au sujet de la série de la Faille de l'Adrar.

déjà signalé Lelubre (1952) et Karpoff (1958, granite d'In Abalène et Tin Essalag, p. 116) ; elle possède une évolution métamorphique, plutonique et tectonique propre ;

- la déformation liée à la Faille de l'Adrar, n'est pas connue avec précision et nécessite une étude détaillée. Dans le domaine C, Caby et al. ( 1985 ) signalent des plis à axes verticaux (plis a ou plis b?). La schistosité verticale  $S_{1,TZ}$  portant une linéation d'étirement verticale suggère actuellement des mouvements verticaux ; mais ceux-ci ne s'équilibrent-ils pas, car des granulites mylonitiques réapparaissent en norst? D'autre part, de quelle ampleur sont ces mouvements ?

- Caby et al. ( 1985 ) suggèrent que "la culmination thermique" responsable du métamorphisme de basse pression du domaine C soit grossièrement contemporaine du métamorphisme exclusivement épizonal du centre du graben molassique. La culmination thermique étant liée à l'intrusion de gabbros à olivine et de granites, ceci signifierait que ces intrusions sont postérieures à la série de la Faille de l'Adrar. Le granite de Tamassahart ayant un âge d'au moins 600 Ma, la série de la Faille de l'Adrar serait alors plus vieille que la Série pourprée qui s'est déposée entre 570 et 515 Ma ;

- il faut souligner l'analogie des métamorphismes basse pression (cordiérite) liés d'une part à la granodiorite d'Achamon, dans le compartiment ouest situé sous la discordance de la série de la Faille de l'Adrar, et d'autre part, au granite de Tamassahart situé dans le domaine C. Ces deux intrusifs sont syn- à tardi-tectoniques d'une phase de serrage ( $D_2$ ) et  $D_{1,TZ}$ ) donnant des plis droits d'axe NS à N20. Il est donc tentant d'en faire un seul et même épisode, d'autant plus que la phase  $D_2$  affecte à l'Ouest une série d'arkoses et de grauweekes qui n'est pas sans similarité avec la série du domaine C. La série de la Faille de l'Adrar pourrait donc être postérieure à la fois à  $D_2$  et à  $D_{1,TZ}$ . Ceci n'explique cependant pas pourquoi cette série molassique est métamorphique, déformée et recoupée par des intrusifs (In Teferkit, In Azerraf) dont on ne connaît pas l'équivalent dans la Série pourprée du Hoggar nord-occidental ;

- des résultats géochronologiques en Rb/Sr sur roches totales (isochrones) ont été obtenus par Bertrand et Davison (1981) sur la granodiorite d'Ibedouyen (post  $D_1$  - anté  $D_2$  :  $642 \pm 84$  Ma) et sur le granite de Tamassahart (syn  $D_{1,TZ}$  :  $646 \pm 37$  Ma). Aucune isochrone n'a pu être définie sur la granodiorite Achamon (syn à post- $D_2$ ) qui est antérieure à la série de la Faille de l'Adrar. Une étude en U/Pb sur zircons est en cours sur les mêmes échantillons. Les résultats sont les suivants (Caby et al., 1985);

600<sup>±</sup>2Ma pour Ibedouyen

581<sup>±</sup>7/-6Ma pour Tamassahart

pour Achamon les données ne seraient pas interprétables dans l'état actuel de l'étude.

Curieusement, les âges U/Pb sont plus jeunes que les âges Rb/Sr.

Il devient donc indispensable de dater avec précision des intrusifs situés sous la discordance (granodiorite d'Achamon par exemple) et des intrusifs dans la série de la Faille de l'Adrar (diorite située à l'Est d'In Teferkit). ;

- je suis tentée, d'après les descriptions très précises de Lelubre (1952) et Gravelle (1969), de comparer cette série détritique avec la Série d'In Temerouelt plus au Nord en territoire algérien. Gravelle décrit en effet cette série comme un ensemble volcano-détritique, contenant des laves et pyroclastites rhyo-andésitiques, des grauwackes et conglomérats à éléments volcaniques et la considère comme la couverture pharusienne épizonale (sous faciès à chlorite) plissée, transgressive sur le socle méso- et catazonal (Série de Tekouiat et de l'Oued 296), mais dont l'ancienne surface de transgression est oblitérée par une phase au moins de déformation souple (Gravelle, 1969, page 109).

En conclusion, je pense que le problème reste ouvert et nécessite une étude plus complète et détaillée surtout sur le plan structural et géochronologique. Un fait est certain cependant : il n'existe nulle part dans le centre et l'Ouest de l'Adrar des Iforas de série équivalente à la série pélitique du secteur de Tin Zaouatène (domaines D, E, F) qui pourrait se rattacher aux séries du rameau oriental de la chaîne pan-africaine ou pharusienne. L'originalité de ces séries réside aussi dans la nature des granites intrusifs, type batholite d'Immezarène (Gravelle, 1969), qui sont alumineux et à nombreuses enclaves de métasédiments, contrastant avec les lignées calco-alkalines à enclaves homogènes de l'Ouest de la Faille de l'Adrar (Bertrand et al., 1984). Un "autre pays" commence donc à l'Est de la Faille de l'Adrar qui correspond à une discontinuité très importante de la chaîne pan-africaine du bouclier touareg (Lelubre, 1952 ; Karpoff, 1958).

## CHAPITRE VIII

### INTERPRETATION STRUCTURALE ET CINEMATIQUE

#### I - MISE EN EVIDENCE D'UNE TECTONIQUE TANGENTIELLE PAN- AFRICAINNE

Après sa mission dans les Iforas en 1977, L.I.Wright suggérait que l'U.G.I. était en position anormale sur l'assemblage kidalien dans la partie Nord (voir Wright, 1979). L'année suivante, deux équipes (I.Davison et M.Coward d'une part, J.M.Bertrand et A.M.Boullier, d'autre part) arrivaient à la même conclusion après avoir travaillé sur deux secteurs différents (Tin Essako et feuille Tin Zaouatène - Essali) : l'ensemble de l'U.G.I. est une gigantesque klippe. Ceci est fondé sur une somme d'observations qui sont les suivantes :

- \* les granulites éburnéennes (U.G.I.) sont géométriquement sur les gneiss pan-africains de l'assemblage kidalien dont le métamorphisme se situe dans le faciès amphibolite. Il y a donc discordance métamorphique au contact de deux unités.

- \* la foliation pan-africaine mylonitique  $S_{G1}$  des bordures Nord et Est de l'U.G.I. est parallèle à la foliation régionale  $S_{K1}$  de l'assemblage kidalien et à la foliation principale des métasédiments de Tin Essako ( $S_2$  - Davison, 1980). Il y a donc "accordance structurale" entre l'U.G.I. et ces deux unités. Il en est de même entre les granulites et les métasédiments (quartzites-schistes-marbres) des chaînons d'Ibedouyen (foliation  $S_{M1}$ ) : ces métasédiments constituent donc une seconde unité allochtone.

- \* bien que très souvent redressée par la phase  $D_2$  (voire  $D_3$ ), la base mylonitique des granulites est localement à faible pendage ; dans ces cas, la foliation pend toujours sous les granulites (contact NE de l'U.G.I., et contact E, au N de la piste de Tin Essako).

- \* la déformation  $D_1$  est concentrée sur la bordure des granulites et dans le secteur de Tin Essako, dans l'encaissant immédiatement à l'E de l'U.G.I. (Davison, 1980).  $D_1$  est donc une déformation hétérogène. En outre, elle est exprimée par une foliation mylonitique  $S_{G1}$  portant une linéation d'étirement très prononcée ; l'ellipsoïde des déformations a un paramètre K (Flinn, 1962) très variable mais plutôt supérieur à 1 (contraction) (Davison, 1980) : la variabilité du paramètre de Flinn est très

fréquente dans les semelles de nappes (Coward et Kim, 1981 ; Milton et Williams, 1981).

\* dans le secteur de Tin Essako les plis liés à  $D_1$  sont des plis isoclinaux à flèche plurikilométrique et à plan axial subparallèle au litage sédimentaire. Ils ne peuvent s'expliquer que par un régime tangentiel (plan axial subhorizontal).

\* l'assemblage kidalien est caractérisé par une foliation subhorizontale  $S_{k1}$ , subhorizontale sur de très larges domaines ; localement, des linéations d'étirement  $l_{k1}$  courbes indiquent un cisaillement hétérogène dans le plan de foliation.

\* le métamorphisme synchrone de la phase  $D_1$  (et de  $D_2$ ) diminue du bas vers le haut de l'édifice de nappes (assemblage kidalien - U.G.I.-métasédiments).

\* les granulites se trouvent toujours en synforme de phase  $D_2$  au-dessus de l'assemblage kidalien, et les métasédiments en synforme de phase  $D_2$  au-dessus des granulites (Ibedouyen et synforme pincée au NE de l'U.G.I.).

\* la gravimétrie (Fig. 129) montre que l'extrémité Nord de l'U.G.I. se marque peu sur l'anomalie de Bouguer (Ly, 1979) ; un léger contraste existe cependant entre les granulites et l'assemblage kidalien qui définit une faible anomalie négative au NW, N et NE de l'U.G.I. Un gradient positif apparaît au niveau des granulites de l'Adrar Bezeg et de son prolongement Sud ; ceci est confirmé sur la carte de dérivée première (gradient vertical). Le fait que le Nord de l'U.G.I. marque peu en anomalie de Bouguer est donc interprété, non pas en terme d'absence de contraste de densité entre l'U.G.I. et l'assemblage kidalien, mais en termes de faible épaisseur des granulites, cohérente avec l'hypothèse de nappe de l'U.G.I.

Trois unités ont donc été reconnues dans l'édifice de nappes schématisé sur la figure 130. Il est probable que l'unité supérieure (métasédiments: quartzites-schistes-marbres d'Ibedouyen) soit localement parautochtone (synclinal pincé au NE de l'U.G.I.).

## II - CARACTERISTIQUES GEOMETRIQUES DE L'EDIFICE DE NAPPES

Les granulites étant en synforme de phase  $D_2$  au-dessus de l'assemblage kidalien, l'édifice de nappes s'est construit pendant la phase  $D_1$ . Aussi, ce sont les phases  $D_{1a}$  et  $D_{1b}$  seules que je considérerai dans ce paragraphe, la phase  $D_2$  pouvant s'expliquer par une phase de serrage ultérieure.

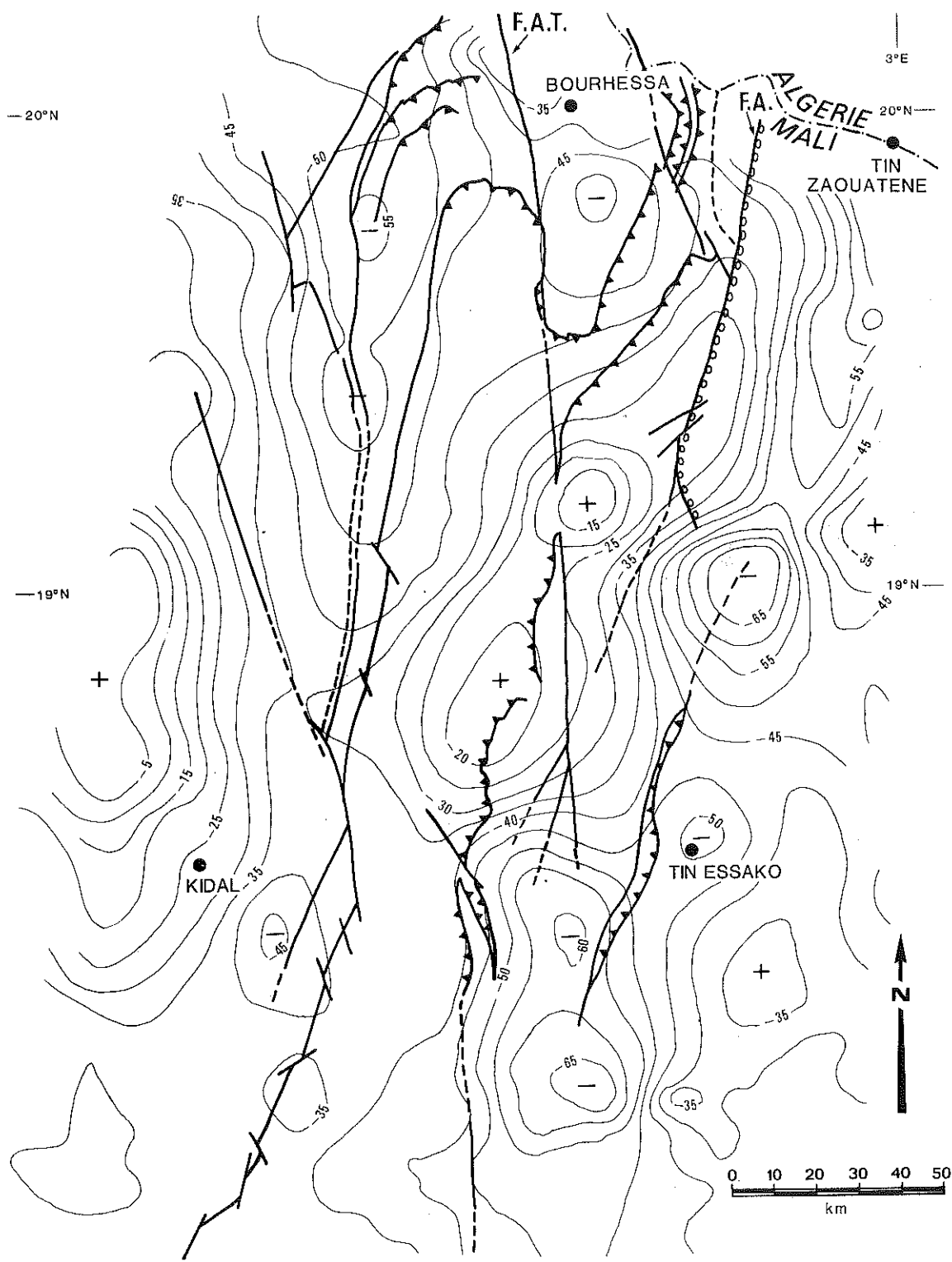


Figure 129 - Carte de l'anomalie de Bouguer du domaine central des Iforas (Ly, 1979) et contours des unités géologiques principales.

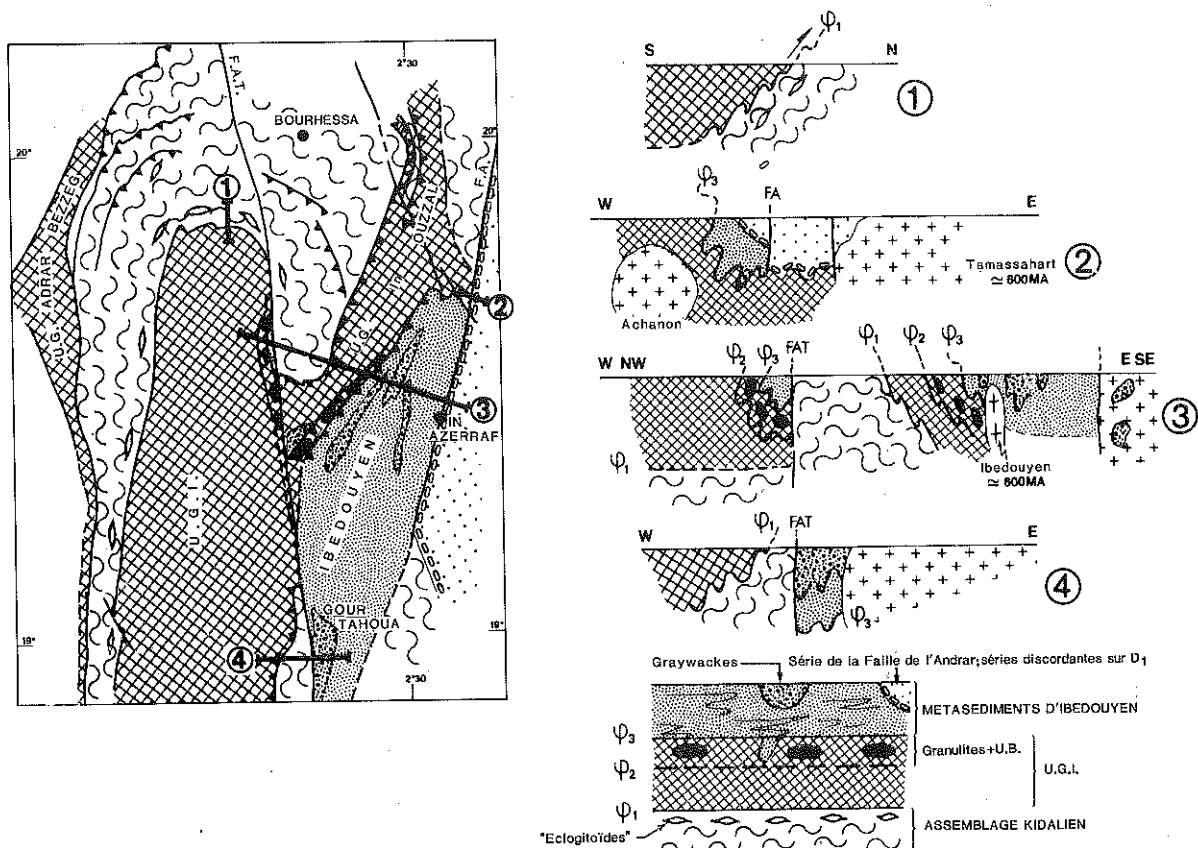


Figure 130 - Schématisation de l'édifice de nappes, représentant les différentes unités impliquées dans la tectonique tangentielle D<sub>1</sub>, ou postérieure à celle-ci.

### A - DIRECTION DU MOUVEMENT

J'assimilerai la direction de mouvement à la linéation d'étirement  $l_1$  visible dans les mylonites des bordures Nord et Est de l'U.G.I. ( $l_{G1}$ ) et dans l'assemblage kidalien ( $l_{k1}$ ). Cette linéation d'étirement est beaucoup moins nette dans les métasédiments d'Ibedouyen car oblitérée par la phase D<sub>2</sub>.

Dans les zones où la foliation  $S_{k1}$  est subhorizontale dans l'assemblage kidalien, la linéation  $l_{k1}$  est orientée NNW à NNE. Il en est de même pour la bordure mylonitique Nord de l'U.G.I. (voir chapitre 2). Sur la bordure orientale de l'U.G.I., fortement perturbée par la phase D<sub>2</sub>, la linéation



serait donc approximativement N-S, comme l'ont déjà suggéré Boullier et al. (1978), Wright (1979, rés. non publiés) et Davison (1980).

La direction de mouvement étant approximativement N-S, est aussi sub-parallèle à l'allongement des grandes unités de granulites éburnéennes connues dans le domaine central des Iforas (voir carte 131) :

- l'U.G.I. elle-même ;
- l'U.G. de l'Adrar Bezeg qui se prolonge vers le Sud en une étroite bande parallèle à l'U.G.I. ;
- l'U.G. d'In Ouzzal ;
- l'U.G. décrite par Davison (1980) à l'Est de la feuille de Tin Essako.

La direction de mouvement étant comprise entre SSW-NNE et SSE-NNW, la nappe de l'U.G.I. peut venir soit des granulites prolongeant l'U.G. de l'Adrar Bezeg, soit de l'U.G. d'In Ouzzal, soit des granulites de Tin Essako (Fig. 131).

## B - SENS DU MOUVEMENT

Plusieurs arguments permettent de proposer un sens de déplacement des nappes du Sud vers le Nord. Ce sont :

\* les données de l'O.P.R. du quartz dans l'assemblage kidalien; mais trop peu nombreuses (voir chapitre 3) ces données ne suffisent pas à elles seules.

\* un déversement apparent systématiquement vers le N, NW ou NE des plis  $P_1$  observés dans l'assemblage kidalien des secteurs N et NE. Ce déversement doit cependant être utilisé avec méfiance car les plis  $P_1$  sont souvent des plis d'axe parallèle à la direction de mouvement comme le suggère les O.P.R. du quartz.

\* un déversement vers le Nord des plis couchés dans les marbres situés à l'Est du Takellout (Wright, rés. non publiés), dans les quartzites du Protérozoïque moyen du secteur de Tin Essako (Davison, 1980).

\* un déversement vers le N des charriages internes à l'assemblage kidalien (Wright, rés. non publiés)

Il est donc fort probable que les nappes se soient déplacées vers le Nord. Un argument suggère que le sens de déplacement soit plutôt du SSW vers le NNE que du SSE vers le NNW comme nous l'avons proposé antérieurement (Boullier et al., 1978) : c'est la différence d'intensité de métamorphisme entre l'assemblage kidalien et les quartzites et gneiss du secteur de Tin Essako. En effet, il n'a jamais été observé de relique de métamorphisme haute pression à l'E entre l'U.G.I. et les granulites de Tin Essako, alors qu'à l'W celles-ci existent tout le long de l'U.G.I. dans l'assemblage kidalien. Ce métamorphisme HP étant contemporain de  $D_{1a}$ , indique que

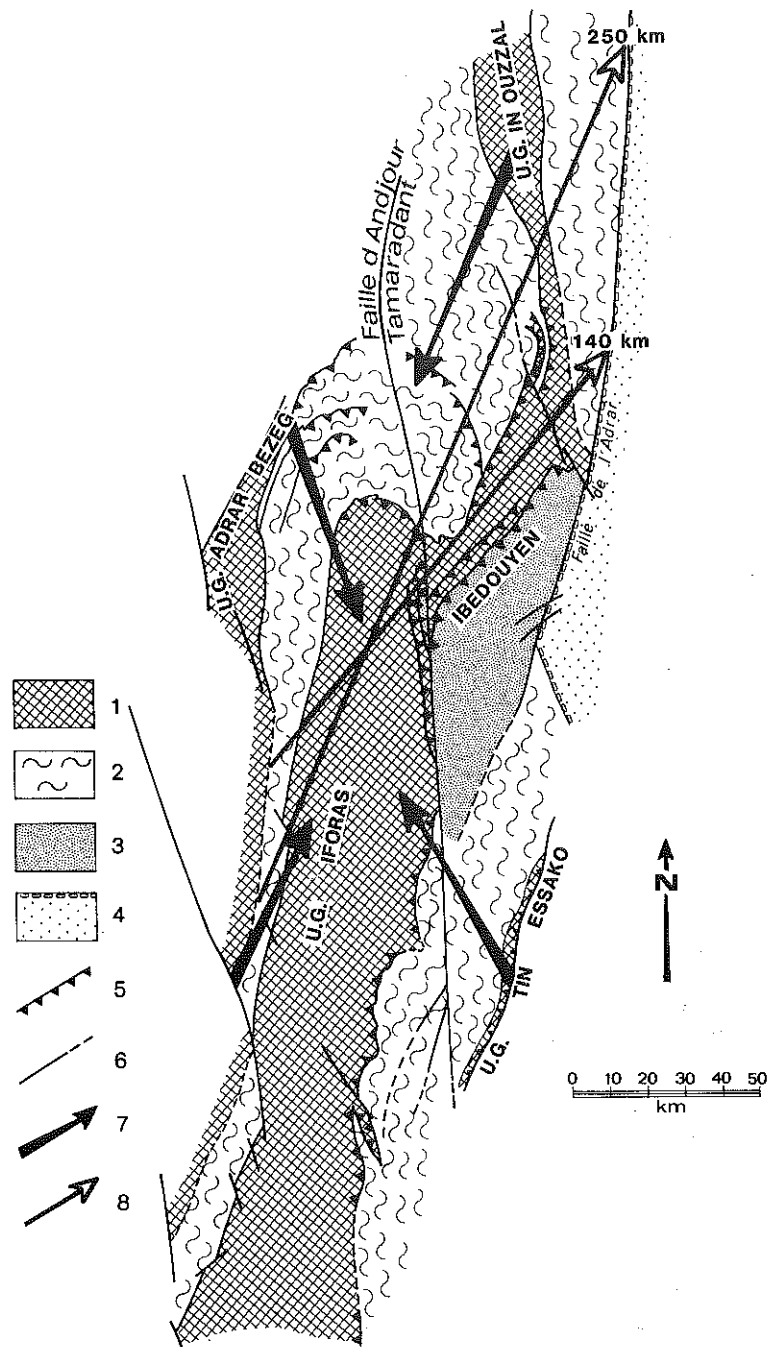


Figure 131 - Différentes origines possibles de la klippe de l'U.G.I. et directions de mouvement correspondantes (flèches épaisses). La direction choisie étant SSW-NNE, le déplacement de la nappe est de 140 à 250 km en fonction de l'azimuth de la direction du mouvement de la nappe de granulites. Reconstruction cartographique en annulant le décrochement de 35 km de la faille d'Andjour-Tamaradant - 1 : granulites éburnéennes - 2 : assemblage kidalien et unités situées sous la nappe de granulites - 3 : métasédiments alloctones du Protérozoïque supérieur - 4 : série de la Faille de l'Adrar - 5 : contact anormal chevauchant - 6 : faille - 7 : origine possible de l'U.G.I. 8 : déplacement de l'U.G.I.

l'assemblage kidalien situé à l'Ouest de l'U.G.I. était plus proche de la zone de racine que les métasédiments du secteur de Tin Essako.

Je prendrai donc comme hypothèse que la nappe de l'U.G.I. vient du SSW et trouve son équivalent dans les granulites de l'Adrar Bezeg et de son prolongement sud. La limite orientale de ces granulites de l'Adrar Bezeg correspondraient donc à la base de la nappe granulitique, le long de laquelle se sont produits des mouvements postérieurs.

### C - AMPLITUDE DU MOUVEMENT

L'amplitude du mouvement de l'édifice de nappes ne peut être qu'approchée en faisant des hypothèses sur la zone de racine et le front des nappes c'est-à-dire en considérant les différentes unités granulitiques actuellement à l'affleurement ; il faut aussi tenir compte des zones à foliation subhorizontale et supposées situées en-dessous des nappes : ainsi l'assemblage kidalien a probablement été recouvert par la nappe de l'U.G.I. et correspond actuellement à un grand anticlinorium courbe (phases D<sub>2</sub> et D<sub>3</sub>). De même deux phases isoclinales à foliations subhorizontales sont reconnaissables dans les métasédiments et gneiss situés entre l'U.G.I. et les granulites de Tin Essako : on peut donc supposer que ces deux unités font partie d'une seule et même nappe replissée. Le déplacement des nappes peut être estimé suivant ces données. Dans l'hypothèse d'un mouvement du SSW au NNW, et en reconstituant la place des différentes unités granulitiques avant le jeu de la faille Andjour-Tamaradant, le déplacement des granulites serait le suivant (voir figure 131) :

- pour une direction N40 : 140 à 155 km ;
- pour une direction N25 : 190 km si on considère l'U.G. de l'Adrar Bezeg et la limite orientale de l'U.G. In Ouzzal, ou 250 km et plus si on considère l'Adrar Bezeg et la faille de l'Adrar (Fig. 131), les gneiss et métasédiments situés entre l'U.G. In Ouzzal et cette faille étant affectés d'au moins une phase de plissement isoclinale subhorizontale, à linéation d'étirement horizontale et subméridienne (Bertrand, rapport de mission février 1981).

Ces déplacements ne semblent pas aberrants quand on les compare à d'autres nappes telles que le Jotun (Calédonides norvégiennes : 290 km, Hossack, 1978) ou la dalle du Tibet (MCT, déplacement supérieur à 100 km d'après Ganser, 1966 ; Mattauer, 1975), ou aux chevauchements hercyniens du Massif Central (150 km ; Mattauer et Etchecopar, 1977 ; Burg et Matte, 1978), ou aux Appalaches (Piedmont interne, au moins 225 km, Hatcher, 1980).

Il est plus difficile d'évaluer le déplacement de la nappe supérieure des métasédiments d'Ibedouyen (Fig. 130). Il est probablement voisin de celui de l'U.G.I. car les métasédiments sont parfois parautochtones sur les granulites.

## D - EPAISSEUR DES NAPPES

Les conditions (P, T) déduites du métamorphisme (chapitre 5) sont reportées dans le tableau 15, de même que les épaisseurs déduites pour les différentes unités. La base de la nappe de l'U.G.I. devait donc se situer à une profondeur approximative de 17 km. Les gradients géothermiques correspondant à la phase D<sub>1</sub> sont sensiblement identiques pour l'assemblage kidalien et pour la base de l'U.G.I. Ne connaissant pas la pression par les paragenèses minérales pour les métasédiments du synclinal discordant et d'Ibedouyen, j'ai calculé les profondeurs correspondant aux valeurs

	ASSEMBLAGE KIDALIEN	U. G. I.		METASEDIMENTS D'IBEDOUYEN
		NORD	SYNCLINAL DISCORDANT	
D <sub>1a</sub>	11 à 12 Kb 700 ± 50°C  30 à 33 km ΔT/h = 20 à 25°C/km			
D <sub>1b</sub>	6,5 Kb 565 < T < 620°C  → 17,55 km ΔT/h = 32 à 35°C/km	5,5 Kb < P < 7kb 570° < T < 650°  15 km < h < 19 km 43°/km ΔT/h 30°/km moyenne ≈ 36°/km  17 ± 2 km	420° < T < 500  si ΔT/h = 60°/km h > 7 km si ΔT/h = 36°/km h > 12 km  13 ± 1 km	<< 420°  Si ΔT/h = 60°/km h < 7 km si ΔT/h = 36°/km h < 12 km  << 12 km

Tableau 15 - Résumé des données du métamorphisme (voir chapitre 5).

limites de température en prenant comme gradient géothermique la même valeur que celui calculé pour la base de la nappe de l'U.G.I. : 36°/km. On obtiendrait ainsi une épaisseur approximative de 5 km minimum pour la nappe des granulites. On estime, pour ce calcul, que les paragenèses observées sont l'expression figée des conditions de pression et température au moment de la superposition des nappes, en négligeant tout réajustement ultérieur. Les modèles géophysiques montrent que ces réajustements ne sont pas toujours négligeables ; les chiffres obtenus d'après le métamorphisme sont donc probablement sous-estimés, au moins en ce qui concerne la pression

### III - MODELES GEOPHYSIQUES DE L'EDIFICE DES NAPPES

#### A - EXPOSE DU PROBLEME

L'assemblage kidalien montre un métamorphisme polyphasé : le premier épisode se situe dans les conditions de métamorphisme barrovien (pressions intermédiaires, 11 à 12 kb éclogitoïdes) ; le second épisode s'accompagne de mobilisation (migmatites, mobilisats plagioclasiques dans les ombres de pression des boudins d'éclogitoïdes) et correspond à des pressions moindres que celles du premier épisode (environ 6,5 kb). Comment expliquer cette dualité du métamorphisme synchrone de  $D_1$  dans l'assemblage kidalien?

Récemment plusieurs modèles de chemins (P, T) post-tectoniques ont été proposés. Celui d'Albarède (1976) considère la simple décompression liée à la seule érosion et fondée sur les paragenèses rétrogrades des granulites du Haut-Allier (Massif Central). Il obtient des vitesses d'érosion anormalement élevées et suggère que la décompression rapide de ces roches est le résultat de mouvements tectoniques, ce qui a été démontré ensuite sur le terrain (Burg et Matte, 1978). Les modèles présentés ci-dessous partent de l'hypothèse d'un épaissement de la croûte par superposition instantanée de nappes (Fig. 132) et étudient l'évolution du gradient géothermique en fonction du temps et de divers paramètres. Ces modèles que Couturié et Kornprobst (1977) ont déjà appliqué aux granulites béticorifaines et du Massif central (Fig. 133) apportent des éléments de réponse au problème posé ci-dessus pour l'édifice de nappes du domaine central des Iforas.

#### B - PRINCIPAUX MODELES

##### 1 - OXBURGH ET TURCOTTE (1974)

Leur modèle ne tient compte ni de l'érosion de la partie supérieure de l'édifice, ni de l'échauffement visqueux dans la zone de cisaillement, ni de l'apport thermique par radio-activité. Mais il montre déjà dans les grandes lignes, les conséquences d'une tectonique tangentielle sur l'évolution métamorphique et magmatique de la croûte en zone orogénique : un méta-

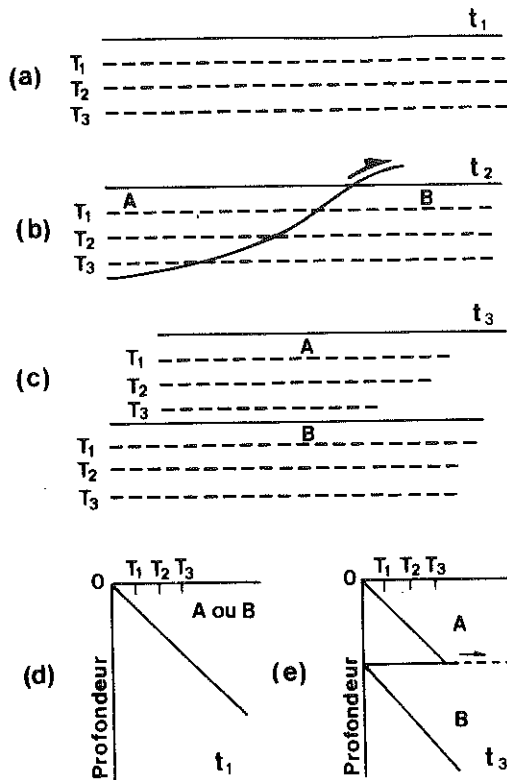


Figure 132 - Modèle de charriage de Oxburgh et Turcotte (1974). a) conditions initiales au temps  $t_1$  ( $T_1 < T_2 < T_3$ ) et gradient géothermique correspondant (d). b) Localisation et début du charriage (temps  $t_2$ ). c) : situation suivant immédiatement le charriage et profil thermique correspondant (e).

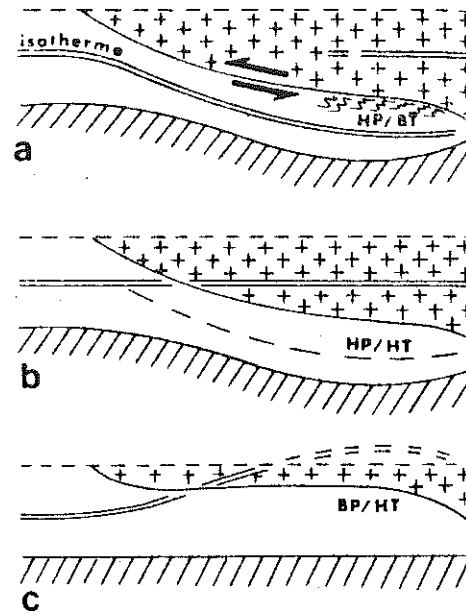


Figure 133 - Interprétation géodynamique des données pétrographiques sur les granulites dans les chaînes bético-rifaines et le Massif Central français (Couturié et Kornprobst, 1977).

morphisme haute pression est possible sous l'édifice ; il est suivi par un maximum thermique (métamorphisme HT) plusieurs millions d'années après la date de la superposition des nappes.

## 2 - GRAHAM ET ENGLAND (1976)

Partant d'un exemple concret de zonation métamorphique inverse sous un charriage de Californie du Sud, les auteurs présentent un modèle voisin du précédent dans lequel ils tiennent compte de l'échauffement visqueux lié au cisaillement dans la semelle de la nappe. Celui-ci peut entraîner une augmentation de température de 200°C à la base d'une nappe de 20 km d'épaisseur. Aussitôt que la déformation cesse, la température diminue très vite et le gradient géothermique est rétabli après 10 Ma.

### 3 - RYBACH ET AL. (1977)

Ils intègrent toutes les données géophysiques connues sur une géotrasverse des Alpes centrales suisses. Ils utilisent un modèle de chevauchement progressif et continu avec érosion simultanée à taux constant (Kahle et Werner, 1975) en utilisant les chiffres suivants :

- durée du chevauchement 10 Ma
- épaisseur de la pile 15 km

Après 20 Ma les conditions d'équilibre sont rétablies dans le socle (Fig. 134).

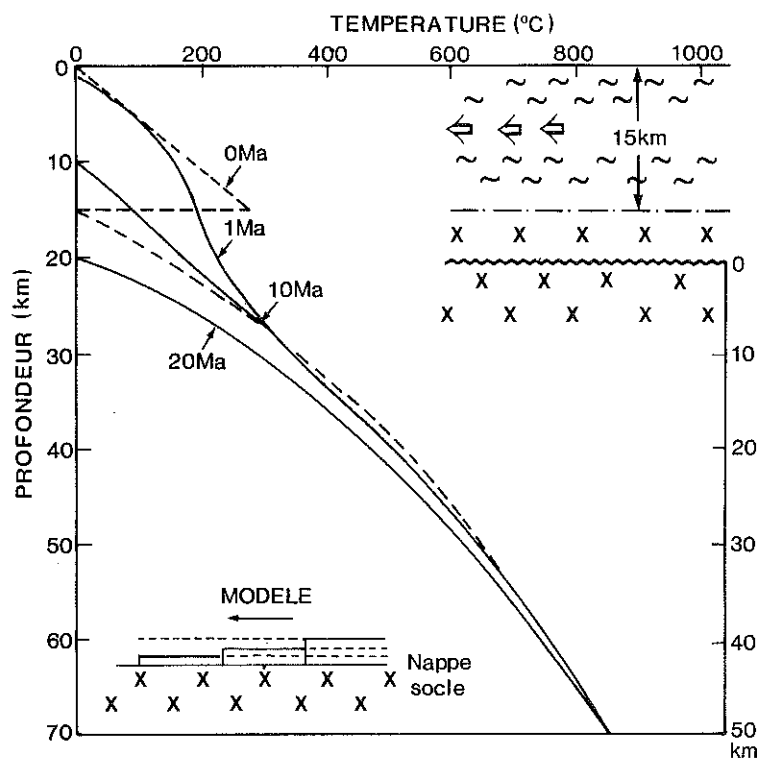


Figure 134 - Modèle de Rybach et al. (1977).

### 4 - RICHARDSON ET ENGLAND (1979)

Ils apportent quelques modifications aux modèles 1 et 2 en considérant les changements de densité liés aux transformations minérales du faciès granulite au faciès éclogite (Fig. 135) en base de croûte. Ces transforma-

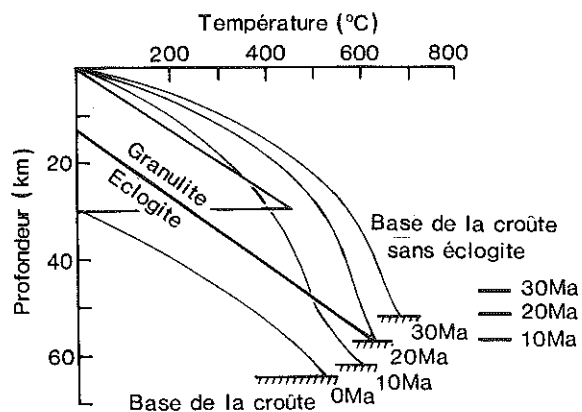


Figure 135 - Modèle de Richardson et England (1979).

tions ralentissent la surrection isostatique de l'édifice et donc ralentit l'érosion des niveaux supérieurs. Le réajustement du gradient géothermique et par conséquent le pic thermique sous la nappe s'en trouvent retardés d'autant plus que le taux d'érosion choisi est faible (calculs effectués pour  $0.1$ ,  $0.2$  et  $0.4 \text{ Ma}^{-1}$ )\*. Ainsi pour une nappe d'épaisseur  $20 \text{ km}$  le maximum de température atteint à la base de la nappe est à peine de  $400^\circ\text{C}$  (pour un flux thermique de  $80 \text{ mWm}^{-2}$  en surface et un taux d'érosion de  $0.1 \text{ Ma}^{-1}$ ). Pour une nappe de  $30 \text{ km}$  d'épaisseur, la température maximale atteint  $550^\circ\text{C}$  environ pour les mêmes paramètres. Dans les deux cas, il se passe  $30 \text{ Ma}$  avant que cette température  $T_{\text{max}}$  soit atteinte, que la base de la croûte passe dans le faciès éclogite ou non. Ce n'est que pour un flux thermique plus faible en surface (calculs pour  $40$  et  $65 \text{ mWm}^{-2}$ ) que la transformation en éclogite de la base de la croûte induit des retards supplémentaires (jusqu'à  $25 \text{ Ma}$  de plus) du pic thermique.

Il ressort également de leur modèle que des mouvements verticaux importants pourront se produire à l'aplomb de la zone où la croûte inférieure est transformée en éclogite (Fig. 135).

### 5 - THOMPSON, BEISS ET ENGLAND (1981)

Leur modèle, fondé sur celui de Oxburgh et Turcotte (1974), tient compte de l'érosion et d'un paramètre supplémentaire : laps de temps entre le charriage et le début de l'érosion. Le chemin (P, T, temps) dépend peu de l'épaisseur de la nappe, du temps nécessaire pour éroder la nappe et du laps de temps entre le charriage et l'érosion s'il est inférieur à  $20 \text{ Ma}$ . Il faut noter que dans l'exemple donné par Thompson (1981) où l'épaisseur de la nappe est de  $35 \text{ km}$ , il se passe  $100 \text{ Ma}$  avant que le gradient géothermique soit normal mais supérieur au gradient initial.

\* unité  $\text{Ma}^{-1} = \text{km} \cdot (\text{Ma} \cdot \text{km surface hauteur})^{-1}$



## C - APPLICATION A LA TECTONIQUE D1 DU DOMAINE CENTRAL DES IFORAS

### 1 - RECONSTITUTION DE L'EDIFICE DE NAPPES (Fig. 136)

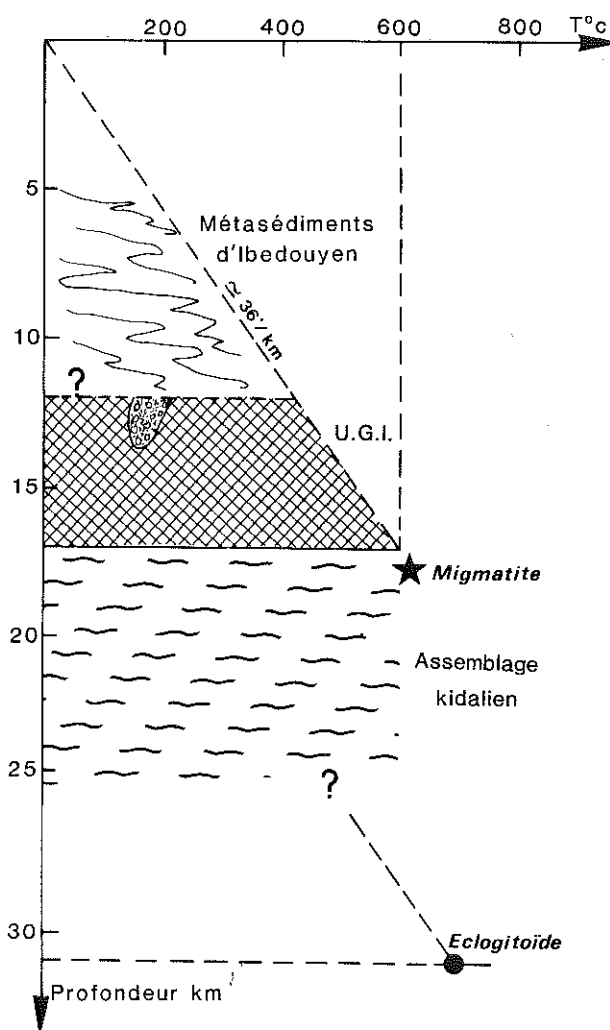


Figure 136 - Reconstitution de l'édifice de nappes.

L'épaisseur de la nappe des métasédiments n'est pas connue avec précision mais est certainement inférieure à 12 km. Etant donné que les métasédiments sont localement parautochtones, les deux unités supérieures (métasédiments et U.G.I) seront donc considérées comme un seul et même ensemble

chevauchant l'assemblage kidalien. Ces données du métamorphisme indiquent que la base de la nappe de l'U.G.I. (bordure SE et NE par exemple) se situe à 17 km de profondeur environ (tableau 15). La température correspondante (environ 600°C) a une signification imprécise car les modèles géophysiques montrent qu'il y a déplacement du gradient thermique après superposition des nappes. Cependant tous ces modèles montrent que, si les unités immédiatement sous-jacentes au plan de charriage peuvent subir un échauffement important, par contre la température de la base de la nappe n'est que faiblement augmentée (Graham et England, 1976 ; Richardson et England, 1977) ou fortement diminuée (Ryback et al., 1977 ; Thompson et al., 1981). La valeur de 600°C a donc probablement une signification de maximum de température atteint à la semelle de la nappe.

Une remarque s'impose : le gradient géothermique ainsi calculé est élevé (35°/km) si on le compare à d'autres gradients géothermiques (voir figure 137) compilés par Lucazeau (1981). Il est supérieur aux gradients obtenus actuellement dans les aires continentales en distension ( $\approx 30^\circ/\text{km}$ ) telles que le Massif central français (Lucazeau, 1981), graben du Rhin (Werner et Kahle, 1980).

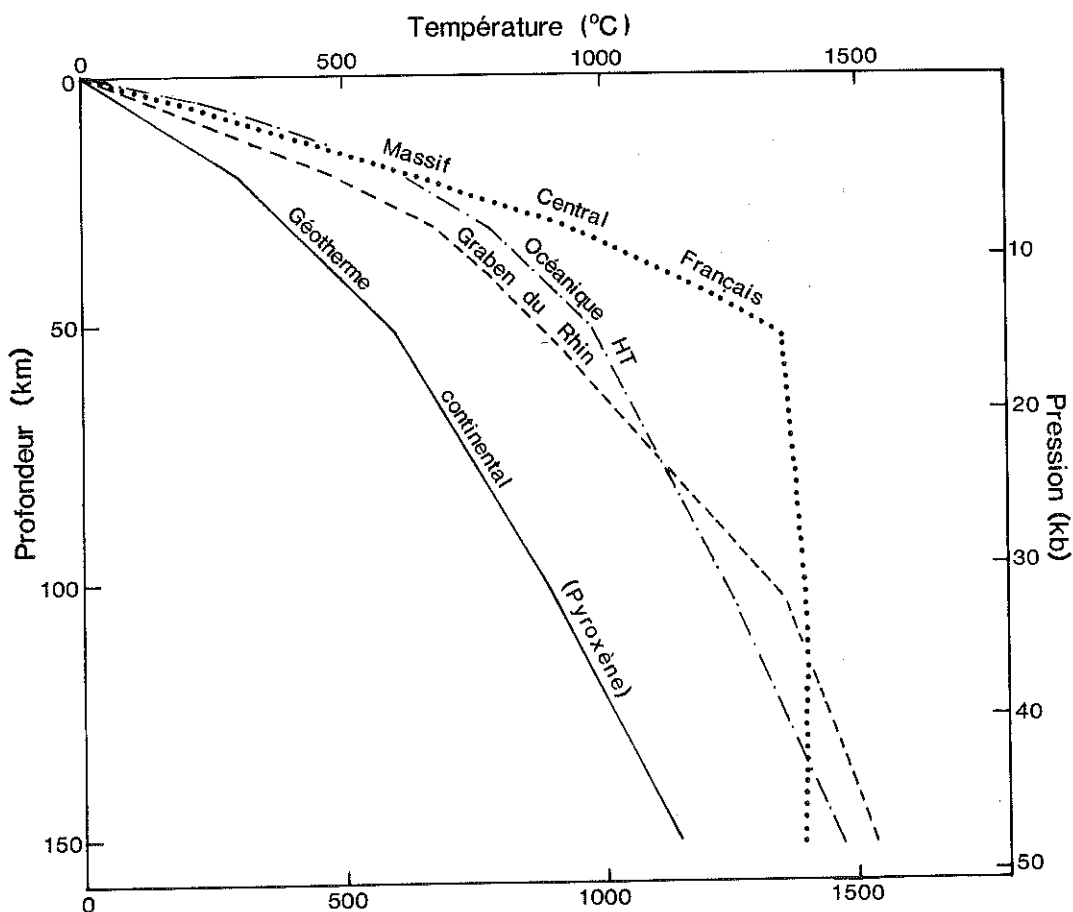


Figure 137 - Géothermes du Massif Central français (modèle cinématique Lucazeau et Vasseur, 1981), du graben du Rhin (modèle cinématique de Werner et Kahle, 1980) et géothermes continental et océanique déduites des pyroxènes des enclaves de péridotites (Mercier et Carter, 1975).

Les modèles proposés par les différents auteurs sont fondés sur des valeurs faibles du gradient géothermique ( $17^\circ/\text{km}$ , Rybäck et al., 1977;  $11,5$  à  $20^\circ/\text{km}$ , Richardson et England, 1979 ;  $25^\circ/\text{km}$ , Graham et England, 1976 ;  $12^\circ/\text{km}$ , Thompson, Beiss et England, 1981, in Thompson, 1981) qui se rapproche davantage du gradient géothermique déduit des péridotites en enclaves dans les basaltes (environ  $12^\circ/\text{km}$ , Mercier et Carter, 1975).

La semelle de la nappe de l'U.G.I est un plan de chevauchement intra-continental car le socle situé sous la nappe est identique au matériel charrié (granulites éburnéennes). Cependant il n'est pas certain que le gradient géothermique ait été le même dans les deux ensembles avant charriage. En effet, les intrusions dioritiques et granodioritiques pré-tectoniques sont beaucoup plus volumineuses dans l'assemblage kidalien que dans l'U.G.I. Suivant la longueur de l'intervalle de temps entre l'intrusion de ces diorites et granodiorites et la mise en place de la nappe, le gradient géothermique aura eu ou n'aura pas eu le temps de se rétablir. En effet, d'après les travaux de Wells (1980), 50 à 100 Ma sont nécessaires pour rétablir un gradient géothermique à l'équilibre dans une croûte où se sont mis en place des volumes importants de magma sous forme de lopolites. Il est donc possible que le gradient géothermique ait été plus fort dans l'assemblage kidalien que dans les granulites de l'U.G.I., avant la tectonique  $D_1$ .

## 2 - SIGNIFICATION DES ECLOGITOÏDES

Les éclogitoïdes, témoins d'un métamorphisme de pression intermédiaire (voir tableau 15 ) peuvent avoir deux significations différentes (Fig. 138) :

a. la pression mesurée dans les éclogitoïdes correspond à la pression effective sous la nappe au moment de la superposition, et est contemporaine des pressions estimées par ailleurs en des points structurellement équivalents. En supposant la nappe d'épaisseur variable, mais la surface topographique horizontale, il est possible de calculer le pendage  $\alpha$  du plan de charriage en prenant la différence de pression estimée en deux points éloignés d'une distance  $D$  parallèlement à la direction de transport.

Ainsi en considérant la bordure Ouest de l'U.G.I. (éclogitoïdes de Rahrous) et la bordure Est de l'U.G.I. (série du Protérozoïque moyen au niveau de la piste Tin Zaouatène sans éclogitoïdes), on obtient une différence de pression de 5 kb environ ( $\approx 14$  km) pour une distance  $D$  de 70 km (sans tenir compte du raccourcissement  $D_2$ ). Le pendage du charriage ainsi obtenu est de  $10^\circ$  environ. Dans ce calcul on suppose que la paragenèse haute température des gneiss encaissant des éclogitoïdes est postérieure à la superposition des nappes ; ceci n'est pas exact car cette paragenèse est synchrone de  $D_1$ .

b. la pression mesurée dans les éclogitoïdes n'est pas significative de celle régnant au point d'échantillonnage au moment de la superposition des nappes. On considère alors que l'essentiel du cisaillement lié

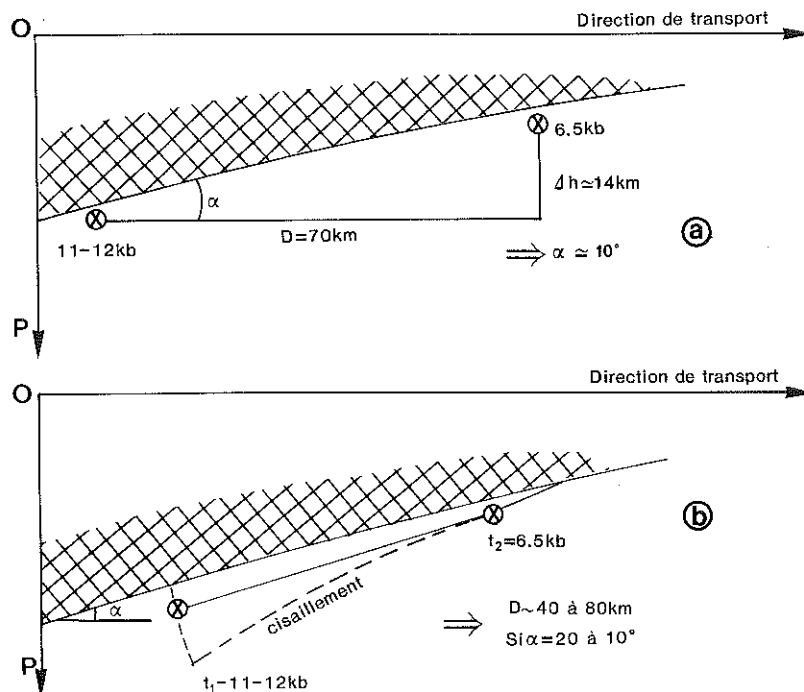


Figure 138 - Significations des éclogitoïdes de l'assemblage kidalien. Voir explications dans le texte.

à la mise en place de la nappe de l'U.G.I. se fait dans la couche d'assemblage kidalien immédiatement sous-jacente (Fig. 138). Les éclogitoïdes proviendraient dans ce cas d'un endroit situé plus au SSW et plus profond, dont ils auraient conservé le souvenir dans leur paragenèse à 700°C et 11-12 kb. Ce point d'origine est situé à une distance  $D$  du point actuel d'échantillonnage. En imposant un angle de chevauchement  $\alpha$  on obtient :

$\alpha = 5^\circ$	$D = 160 \text{ km}$
$\alpha = 10^\circ$	$D = 80 \text{ km}$
$\alpha = 15^\circ$	$D = 52 \text{ km}$
$\alpha = 20^\circ$	$D = 38,5 \text{ km}$

L'angle proposé pour le MCT qui est un chevauchement intracontinental comparable, est de  $10^\circ$  (Le Fort, 1975, 1977) ou de  $15 \pm 5^\circ$  (Warsi et Molnar, 1977).  $D$  serait donc comprise entre 80 et 40 km environ. Cette interprétation des éclogitoïdes est plus cohérente avec le synchronisme de la déformation  $D_1$  et du métamorphisme haute température d'une part, et avec l'absence de paragenèse de pression intermédiaire à la base de la nappe de l'U.G.I.

Dans les deux cas, a et b, il semble logique de placer la zone de racine de la nappe au SSW, le long du prolongement Sud de l'Adrar Bezeg.

### 3 - RETARD DU PIC THERMIQUE

Etant donné que dans l'assemblage kidalien, le pic thermique lié au charriage de l'U.G.I. semble synchrone de la mise en place de la nappe (migmatisation syntectonique  $D_1$ ), c'est le modèle de Rybach et al. (1977) qui semble le plus adapté, car tenant compte du temps de mise en place de la nappe. D'après ce modèle (épaisseur de la nappe 15 km, durée de mise en place 10 Ma, gradient géothermique  $17^\circ/\text{km}$ ), le pic thermique suit de moins de 10 Ma le début de la tectonique tangentielle.

Etant donné que le déplacement de l'U.G.I. est de 150 km minimum (peut-être 250 km ou plus), la durée de la mise en place est de 7,5 Ma ou 15 Ma (12,5 ou 25 Ma ou plus) pour des vitesses de 2 cm/an ou 1 cm/an respectivement (ces chiffres sont donnés par comparaison avec le MCT himalayen d'après Molnar et al., 1977). La nappe ayant 17 km d'épaisseur est comparable à l'édifice de nappes alpines. Par comparaison avec le modèle de Rybach et al. (1977) il est donc logique d'observer sous la nappe de l'U.G.I un pic thermique contemporain de sa mise en place.

Il semble que le faciès éclogite n'ait jamais été atteint dans l'assemblage kidalien (voir chapitre 5) et n'a donc pas pu induire de retard supplémentaire du pic thermique selon les calculs de Richardson et England (1979). D'après ces mêmes calculs, il apparaît que l'érosion a été assez rapide (plus de  $0.2 \text{ Ma}^{-1}$ ) compte-tenu du gradient géothermique apparemment élevé.

On sait que les granitoïdes post-tectoniques de  $D_1$  (type Ibedouyen, Achamon) sont calco-alcalins et ont un chimisme voisin de celui des granitoïdes situés en arrière de la subduction andine (Bertrand et al., 1984). Il est donc difficile d'en faire le résultat d'une fusion crustale liée à un épaissement de la croûte continentale consécutif à la tectonique tangentielle. Par contre, une partie des granitoïdes ( $G_3$ , I. Davison, 1980) pourraient s'expliquer ainsi.

De même, les structures de recuit observées dans l'assemblage kidalien et dans la semelle de l'U.G.I., dans des roches déformées pendant  $D_1$ , sont probablement la conséquence du rétablissement du gradient géothermique à travers la pile de nappe et du maintien d'une température relativement élevée à l'interface des unités.

### 4 - MOUVEMENTS VERTICAUX

Dans les Alpes (géotraverse suisse NW-SE, Rybach et al., 1977) on voit que les mouvements verticaux de surrection les plus importants se situent à 40 km au Sud de la crête des Alpes, mais au Nord de la ligne insubrienne. Au contraire, les zones subsidentes sont celles qui se trouvent

en avant et en arrière des nappes. Ce schéma se retrouve dans les Iforas, dans la mesure où les séries détritiques ou volcano-détritiques se trouvent au Nord Est et au Sud-Ouest des Iforas (Ibedouyen, Tafeliant), c'est-à-dire de part et d'autre des nappes. Certaines failles comme la limite de l'Adrar Bezeg et la faille de l'Adrar ont donc pu jouer pro parte en faille normale liée à la surrection de la chaîne.

En conclusion, la nappe de l'U.G.I. est un bon exemple de chevauchement intracrustal profond auquel on peut appliquer certains modèles géophysiques et qui permet de montrer les limites de ces modèles. Ainsi, le chevauchement de l'U.G.I. ne suffit pas à induire un métamorphisme de haute pression immédiatement sous la nappe comme le suggèrent Oxburgh et Turcotte (1974). D'autre part, l'ensemble des modèles, à l'exception de Rybah et al. (1977) considèrent la mise en place instantanée des nappes ; or ceci n'est pas exact, la durée de mise en place n'étant pas négligeable par rapport au laps de temps nécessaire à rétablir l'équilibre géothermique. C'est sans doute la raison pour laquelle on observe davantage les effets d'un métamorphisme dynamique plus que statique dans les semelles de nappes.

Cependant beaucoup d'inconnues demeurent dans le cas de la nappe de l'U.G.I. En premier lieu, l'âge précis de la tectonique  $D_1$  fait cruellement défaut. D'autre part, une meilleure connaissance des conditions de température et surtout de pression sur une coupe verticale à travers l'édifice, permettrait de fixer des limites et des contraintes pour un éventuel modèle géophysique et de mettre en évidence l'existence ou l'absence de gradient métamorphique inverse sous la nappe.

## IV - TECTONIQUE PAN-AFRICAINE POSTERIEURE A $D_1$

### A - PHASE DE DEFORMATION $D_2$

Elle correspond généralement à des plis plus ou moins serrés, droits (Ibedouyen) ou déversés vers le NNW (Nord de l'U.G.I.) et parfois à des zones de décrochements (zones internes de l'U.G.I.). Les directions de raccourcissement déduites de l'orientation des plis  $P_2$  et des cisaillements  $D_2$  varient d'une localité à une autre, alors que les structures et microstructures suggèrent un même événement tectonique.

Les différentes étapes de la phase  $D_2$  sont illustrées par la figure 139. Dans un premier stade (fin de  $D_1$  ou début de  $D_2$  ?), de grandes ondulations d'axe WNW-SSE se forment dans l'édifice de nappes et sont déterminantes pour l'évolution ultérieure des structures. Elles déterminent l'orientation des plis  $P_2$  au NE de l'U.G.I. et dans l'assemblage kidalien

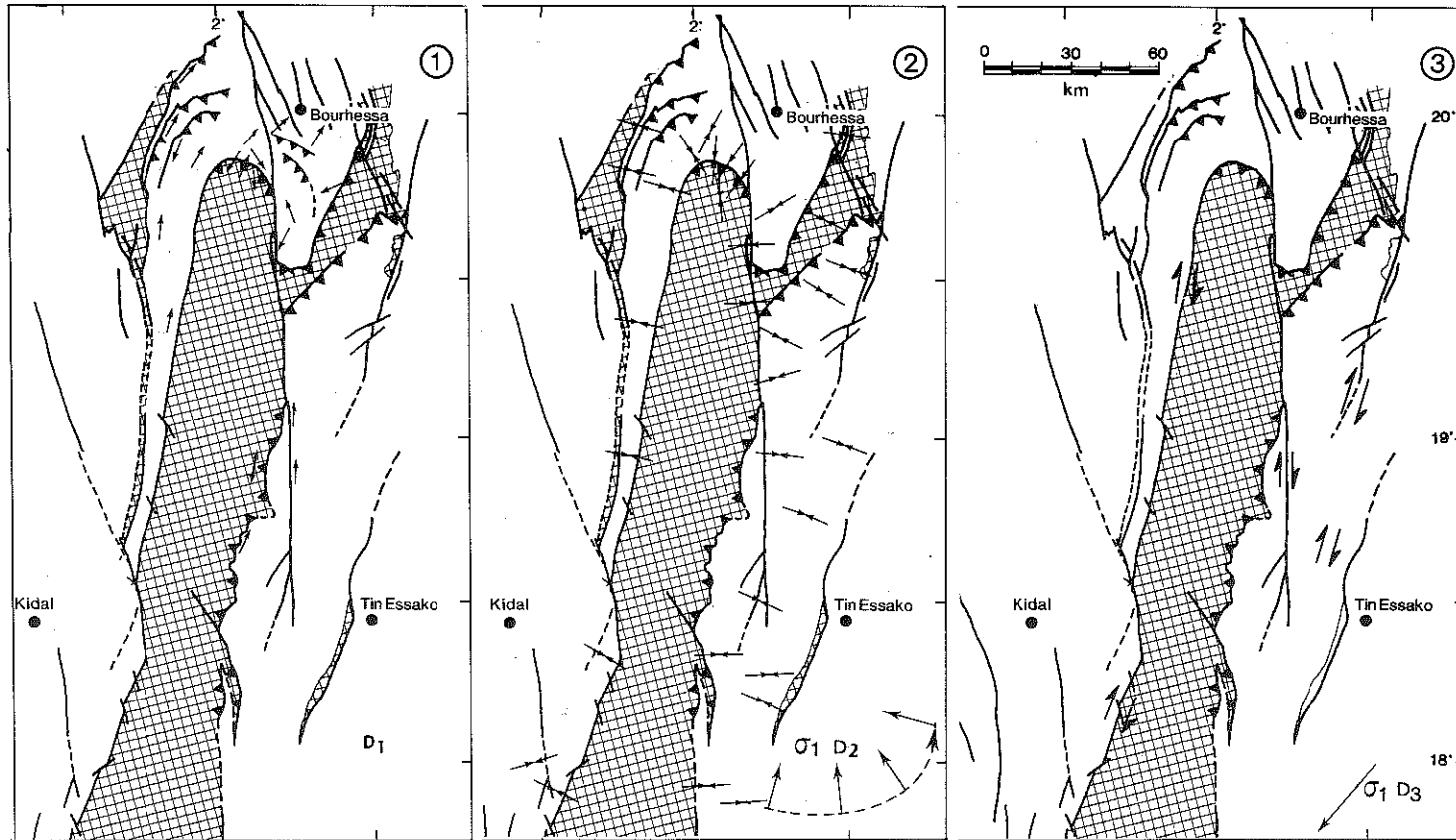


Figure 139 - 1 : directions de mouvement déduites des linéations d'étirement de phase D1 ; 2 : directions de raccourcissement déduites des plis P2 et contrainte horizontale maximale  $\sigma_1$  correspondante ; 3 : décrochement D3 et contrainte maximale horizontale  $\sigma_1$  correspondante.

de la virgation. Puis la direction de raccourcissement devient N-S, avec des plis  $P_2$  sensiblement E-W (Nord de l'U.G.I., coeur de la virgation). Progressivement, la direction de raccourcissement devient SSE-NNW et de grandes écailles en forme de gouge (Boullier, 1979) se dessinent dans l'U.G.I. à l'emplacement d'une synforme créée précédemment. Enfin, la direction de serrage devenant ESE-WNW, l'U.G.I. acquiert sa forme en gouttière d'orientation N20 (anticlinorium de l'assemblage kidalien à l'Ouest de l'U.G.I.) et les plis  $P_2$  se forment au niveau d'Ibedouyen. A ce dernier stade, pourraient être attribuées des déformations du secteur de Tin Essako: surfaces de chevauchement au centre et au Sud-Ouest du secteur, plis de serrage d'axe N20.

En assimilant la direction de raccourcissement à la contrainte maximale  $\sigma_1$ , en première approximation, j'interprète cette phase de déformation  $D_2$  comme un serrage continu dans le temps, mais dans un champ de contrainte d'orientation variable (direction de la contrainte maximale  $\sigma_1$  passant de NNE-SSW à N-S puis WNW-ESE). Ainsi, toutes les structures  $D_2$  ne seraient pas synchrones dans le domaine central de l'Adrar des Iforas.

## B - PHASE DE DEFORMATION $D_3$

On a vu qu'elle correspond essentiellement à des décrochements dextres dont la bordure occidentale de l'U.G.I. et la faille d'Andjour-Tamaradant. La faille de l'Adrar qui a probablement joué en décrochement dextre à un moment de son histoire (Caby et al., 1985) peut être pro parte reliée à cet épisode  $D_3$ , de même que les zones de cisaillement dextre du secteur de Tin Essako (In Tillit, Davison, 1980). Ces décrochements correspondent à une contrainte  $\sigma_1$  orientée sensiblement SW-NE.

## V - AGE DES DEFORMATIONS $D_1$ , $D_2$ ET $D_3$

### A - AGE DE LA TECTONIQUE TANGENTIELLE

Aucune donnée géochronologique ne permet de le préciser de façon affirmative. La tectonique  $D_1$  est postérieure au métamorphisme granulitique éburnéen (environ 2150 Ma, Lancelot et al., 1983) et antérieur aux granitoïdes post-tectoniques, c'est-à-dire Tamaradant ( $642 \pm 24$  Ma, Bertrand et Davison, 1981), Ibedouyen ( $642 \pm 84$  Ma, Bertrand et Davison, 1981);



600  $\pm$  2 Ma, Caby et al., 1985) et Tamassahart (646  $\pm$  37 Ma, Bertrand et Davison, 1981 ; 581  $\pm$  7/-6, Caby et al., 1985). La marge est donc grande.

Cependant, plusieurs indices permettent de réduire cette marge :

\* la série de quartzites-schistes-marbres impliquée dans la tectonique D<sub>1</sub> est probablement l'équivalent de la série du Hank (1000-800 Ma, Bertrand-Sarfati, 1972 ; Trompette, 1972 ; Clauer, 1976) qui s'est déposée sur le craton ouest-africain. D<sub>1</sub> est donc postérieure à cette série.

\* les granulites de l'U.G.I. ont enregistré un événement à 749  $\pm$  22 Ma (intercept inférieur, U/Pb sur zircons, MY3, Lancelot et al., 1983) . Cet événement pourrait correspondre au métamorphisme pan-africain dans le faciès amphibolite qui est contemporain de la phase D<sub>1</sub>.

\* la série des graywackes de l'Adrar des Iforas central est discordante sur la série des quartzites schistes et marbres dont elle est séparée par une phase de tectonique tangentielle (Ibedouyen, cet ouvrage, p. ).

Au Sud du Takellout, le terme tillitique de base de la série de Tafeliant est discordante sur la série de plate-forme recoupée par une adamélite (O.Teggart) datée à 693  $\pm$  1 Ma (U/Pb sur zircons, Ducrot et al., 1979). La déformation du synclinal de Tafeliant ( $\approx$  610 Ma, mêmes auteurs) passe latéralement vers l'Est à une tectonique tangentielle qui affecte la tillite de base et son socle (Ball et Theunissen, 1981). Ces auteurs posent la question de l'équivalence de cette tectonique à 610 Ma et de la tectonique tangentielle D<sub>1</sub> décrite par Boullier et al. (1978) plus à l'Est. Si ces deux tectoniques sont synchrones, alors il faut admettre que les séries volcano-détritiques du domaine central des Iforas ne le sont pas, les unes étant antérieures à la tectonique tangentielle (Tafeliant), les autres postérieures (Ibedouyen, A.Ourdjan).

Les deux tectoniques tangentielles peuvent aussi se rapporter à deux épisodes distincts : l'une (D<sub>1</sub>, nappe de l'U.G.I.) serait alors précoce (pan-africaine s.l.) et antérieure à 640 Ma environ ; l'autre (Tafeliant) serait pan-africaine s.s. ( $\approx$  610 Ma) et liée à une déformation hétérogène en relation avec la mise en place diapirique du batholite pan-africain, situé à l'Ouest de l'Adrar Bezeg et de son prolongement, c'est-à-dire à l'Ouest de la zone de racine supposée des nappes granulitiques. Cette deuxième interprétation me semble plus vraisemblable d'après mes observations de terrain ; Caby et al. (1981) situent cette tectonique tangentielle D<sub>1</sub> aux environs de 700-685 Ma par comparaison avec la nappe du Tassendjanet, dans le Hoggar nord-occidental où le métamorphisme syn-cinématique est daté à 685 Ma par Clauer (1976). L'âge de la tectonique tangentielle D<sub>1</sub> appuyé sur trop peu de données, reste cependant spéculatif.

## B - DONNEES GEOCHRONOLOGIQUES SUR D2

Elles sont beaucoup plus abondantes que les précédentes et se situent

entre 646 et 570 Ma (voir tableau 1, ). Ces données sont cependant parfois discordantes d'une méthode à l'autre (U/Pb sur zircons, Rb/Sr isochrone sur roches totales) et donc difficiles à interpréter dans certains cas, d'autant plus que l'écart ne se fait pas toujours dans le même sens. Dans le secteur Est, les données Rb/Sr indiquent que la déformation  $D_2$  est terminée à  $642 \pm 34$  Ma (granite de Tamaradant, Bertrand et Davison, 1981), tandis que la méthode U/Pb donne un âge de  $600 \pm 2$  Ma pour le début de cette phase (granodiorite d'Ibedouyen ; Caby et al., 1985).

A l'Ouest, les données sont en moyenne plus cohérentes entre les deux méthodes : le batholite précoce commence à se mettre en place à  $614 \pm 45$  Ma (Tadjoudjemet, Rb/Sr, Bertrand et Davison, 1981) ou  $616 \pm 11$  Ma (Adma, U/Pb, Ducrot et al., 1979). Ce batholite marque le début du serrage E-W, probablement péné-contemporain de la déformation  $D_2$  dans le domaine central, et dont la fin est calée par le batholite tardif ( $570 \pm 12$  Ma, Aoukenek, Rb/Sr, Bertrand et Davison, 1981) et par les complexes alcalins annulaires ( $590 \pm 6$  Ma, Kidal, U/Pb, Ducrot et al., 1979 ;  $538 \pm 6$  Ma, même massif, Rb/Sr, J.P.Liégeois, comm. pers.).

### C - DONNEES GEOCHRONOLOGIQUES SUR LA PHASE D3

La phase  $D_3$  de la bordure occidentale de l'U.G.I., est encadrée par deux événements : la mise en place du granite d'Abeibara qui fournit un âge supérieur de  $566 \pm 8$  Ma et la fermeture du système  $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$  des feldspaths des mylonites qui donne un âge minimum de  $535 \pm 6$  Ma. (Boullier et al., 1979 ; Lancelot et al., 1983). Ces âges tardifs sont confirmés par celui du granite de Tedreq qui recoupe la schistosité  $S_3$  ( $508 \pm 43$  Ma, Rb/Sr, Bertrand et Davison, 1981).

### D - CONTINUUM OU DISCONTUUM DE LA DEFORMATION

Dans le secteur situé au Nord de l'U.G.I., il n'y a pas de coupure nette au point de vue structure et microstructures entre  $D_2$  et  $D_3$ . Les décrochements dextres  $D_3$  semblent prendre le relai de la déformation  $D_2$ . Il en est de même au point de convergence entre les cisaillements internes de l'U.G.I. ( $D_2$ ) et les bordures mylonitiques occidentales et orientales. C'est la raison pour laquelle je propose que  $D_3$  se produit dans la foulée de  $D_2$ , par rotation de la contrainte maximale  $\sigma_1$  de WNW-SSE à SW-NE.

En ce qui concerne les phases  $D_1$  et  $D_2$ , le problème est moins clair du fait même de l'absence de datation précise de la déformation  $D_1$ . Wright (1979, rés. non publiés) considère que  $D_1$  et  $D_2$  (pro parte) constituent

un continuum donnant naissance à la tectonique tangentielle à déversement vers le Nord, antérieure au batholite donc antérieure à la collision avec le craton ouest-africain. On a vu que le premier stade de serrage  $D_2$  correspond à un raccourcissement SSW-ENE qui n'est pas éloigné de la direction supposée de transport des nappes pendant  $D_1$  (page ) d'une part ; d'autre part, les structures et le métamorphisme liés à  $D_2$  diffèrent peu de ceux liés à  $D_1$  (faible baisse de température dans le faciès amphibolite). Il est donc possible que  $D_1$  et  $D_2$ - $D_3$  constituent un continuum de déformation. Il faut cependant admettre alors que l'édifice de nappes a été érodé et qu'une série volcano-détritique s'est déposée pendant ce continuum, au moins dans la partie orientale (chaînon d'Ibedouyen). Tant que des données plus nombreuses ne seront pas disponibles sur la géochronologie du secteur central de l'Adrar des Iforas, il sera impossible d'être plus affirmatif quant à un continuum de la déformation entre  $D_1$  et  $D_2$ - $D_3$ .

Dans l'hypothèse d'un continuum  $D_1$ - $D_3$ , les deux événements distingués par Wright (1979, rés. non publiés) se suivent immédiatement dans le temps. Les séries volcano-détritiques se déposant à des époques différentes montrent des états de déformation différents (Ourdjan, Tafeliant, Ibedouyen Faille de l'Adrar). Il faut cependant remarquer que dans ce cas, une tectonique tangentielle intracontinentale s'accompagne ou est immédiatement suivie d'une activité volcanique et plutonique caractéristique d'un contexte géodynamique de type andin (plutonisme calco-alkalin, Bertrand et al., 1984 ; volcanisme andésitique, Chikhaoui, 1981).

## VI - RELATION ENTRE LA DEFORMATION $D_{2-3}$ ET LA COLLISION AVEC LE CRATON OUEST-AFRICAIN

La tectonique de serrage sensiblement E-W, dans les secteurs situés à l'Ouest de l'Adrar des Iforas, est attribuée à la collision entre la zone mobile pan-africaine et le craton ouest-africain (Black et al., 1979a, 1979b ; Caby, 1978 ; Caby et al., 1981 ; Wright, 1979, rés. non publiés). Pour connaître les directions de contraintes liées à la collision entre ces deux continents, et par conséquent pour connaître quelle tectonique pouvait lui être attribuée, j'ai utilisé un programme de calcul numérique (programme LQ3F, élaboré au CERCHAR, M.Dejean) permettant de calculer par la méthode des éléments finis, les déplacements et les contraintes dans une structure bidimensionnelle quasi-continue à comportement élastique.

J'ai donc considéré la déformation d'un secteur déformable compris entre le craton ouest-africain considéré comme non déformable et une limite orientale de direction N15 (orientation des plis de serrage loin du craton) située à 500 km à l'Est du promontoire du bouclier éburnéen (Fig. 140). La limite du craton ouest-africain a été assimilée à la bordure actuelle du craton telle qu'elle est dessinée par Caby et al. (1981 et Fig. 8). Au Nord, la limite du craton est moins bien connue car oblitérée par la chaîne hercynienne de l'Anti-Atlas ; mais on est obligé de la placer au

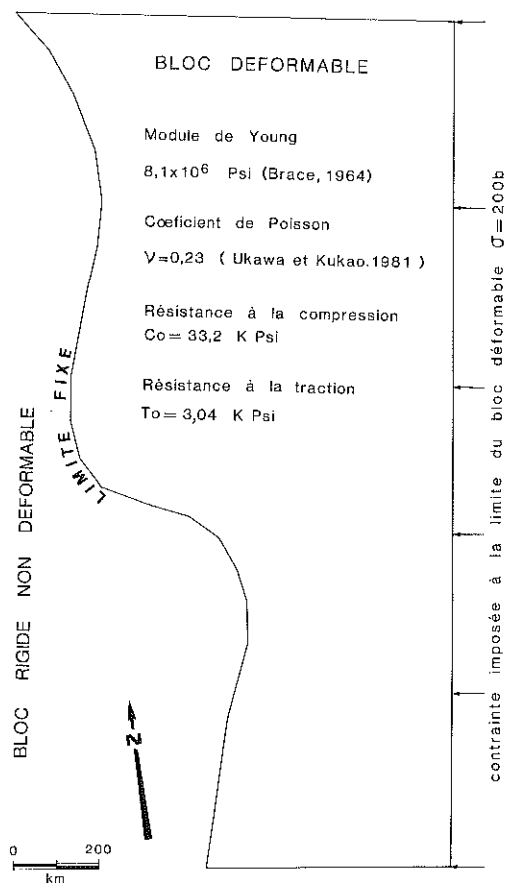


Figure 140 - Modèle de déformation en élasticité et paramètres utilisés.

Nord des fenêtres de socle précambrien de Bou Azzer, Kerdous et Ifni, dans lesquelles en outre, la déformation du Protérozoïque supérieur semble décroître vers l'Ouest (Leblanc, 1975 ; Hassenforder, 1979 et Jeannette et al., 1981). Même si les valeurs des paramètres physiques choisies pour ce calcul sont discutables, la forme des trajectoires des contraintes et des lignes de glissement restent significative (Fig. 141 et 142). Plusieurs remarques s'imposent :

\* l'allure du champ de contrainte ne permet pas de rendre compte de la déformation  $D_1$  (raccourcissement N-S) ;  $D_1$  serait donc bien antérieure à la collision de la chaîne mobile pan-africaine avec le craton ouest-africain.

\* la contrainte maximale  $\sigma_1$  s'écarte très peu de la direction perpendiculaire à la limite orientale ; à l'exception de la zone du Gourma et du promontoire du bouclier éburnéen. Si on admet que les plis de serrage naissent perpendiculairement à la contrainte maximale, ils doivent avoir une direction assez constante sur l'ensemble de la chaîne. C'est ce qui est en effet observé dans l'Adrar des Iforas (direction moyenne N20 des

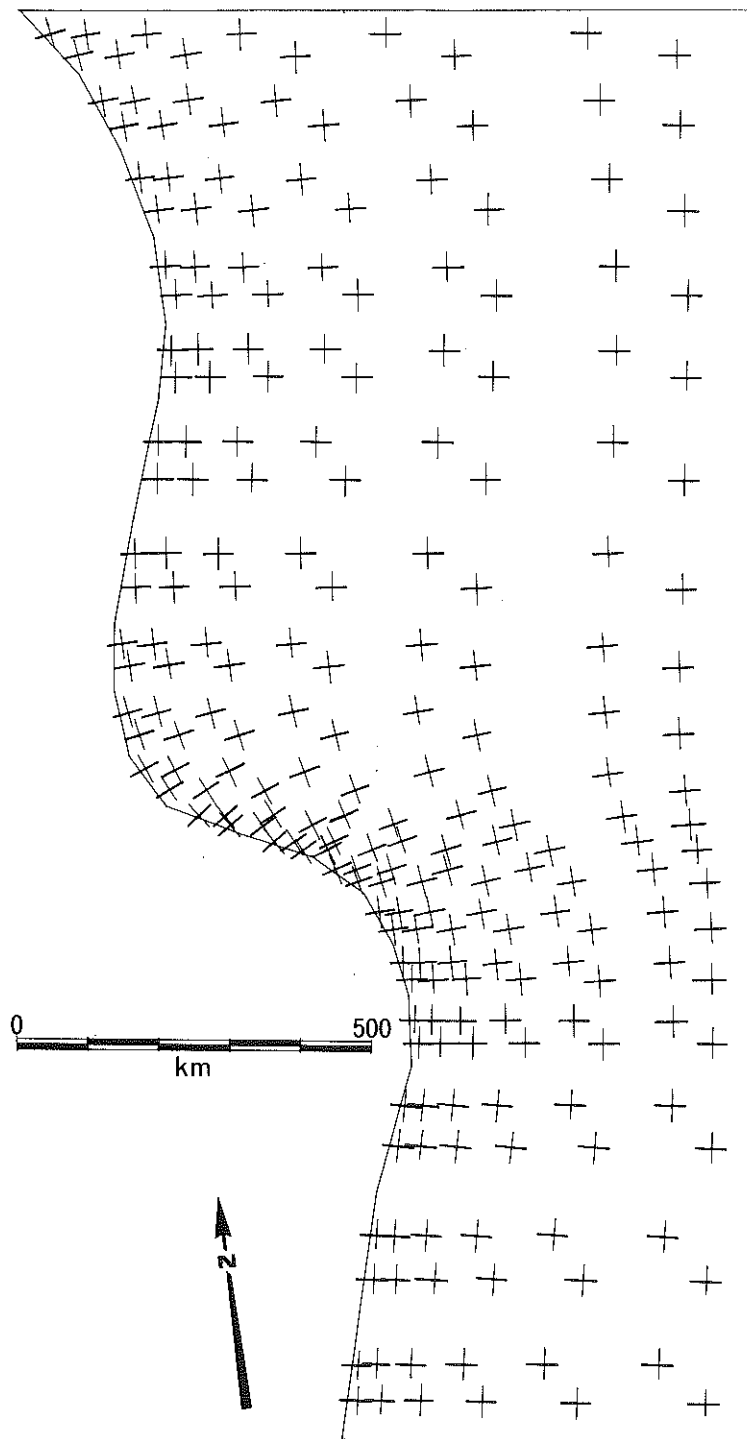


Figure 141 - Contraintes principales ( $\sigma_1$  : trait épais ;  $\sigma_2$  : trait fin) obtenues par calcul en déformation élastique, de la collision de la zone mobile pan-africaine avec le craton ouest-africain.

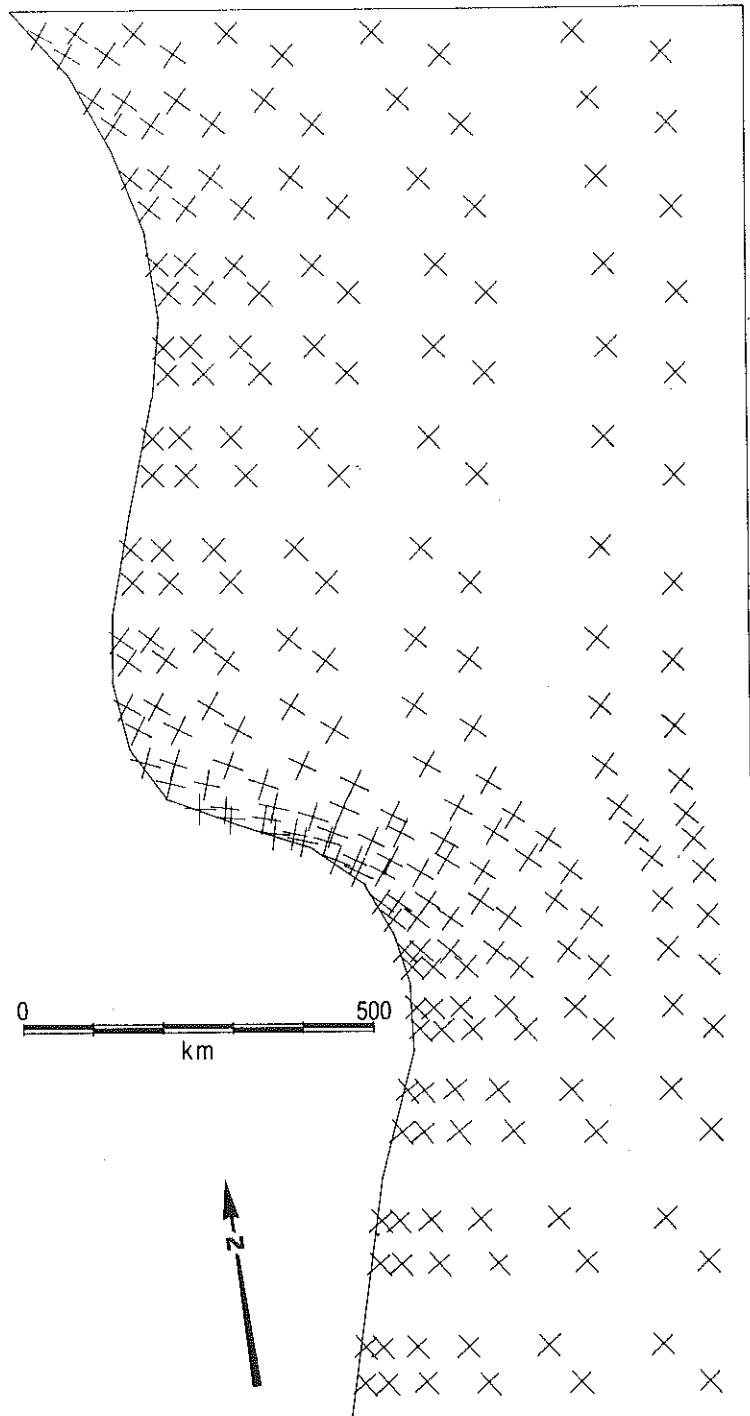


Figure 142 - Lignes de glissement obtenues par calcul en déformation élastique de la collision de la zone mobile pan-africaine avec le craton ouest africain

axes de plis), au Nigéria du Nord (McCurry, 1976), au Togo-Dahomey (Affaton, 1975), au Hoggar occidental (Caby, 1970) et dans la chaîne pharusienne orientale (Gravelle, 1969). Dans le Gourma, les directions de  $\sigma_1$  sont divergentes ; il en est de même des directions de raccourcissement déduites de mouvement des nappes du Gourma interne (Davison, 1980 ; Caby et al., 1978, 1981).

\* dans l'Adrar des Iforas, la zone mylonitique occidentale de l'U.G.I. est une ligne de glissement dextre ayant fonctionné entre 566 et 535 Ma. Elle est parfaitement compatible avec les lignes de glissement déduites du modèle numérique (Fig. 142).

\* en régime plastique, les déplacements seront plus importants que ceux déterminés par le modèle en élasticité (environ 0,1 km maximum). Le modèle simulé présenté ici pour la chaîne pan-africaine ne peut donc prétendre représenter la réalité et l'évolution dans le temps de la collision. Il est possible par exemple qu'un point situé au niveau de la protubérance du bouclier éburnéen au début de la collision se retrouve plusieurs millions d'années après, à l'Ouest de cette protubérance (Fig. 143) ; dans ce cas, si l'allure générale des trajectoires de  $\sigma_1$  est conservée, on verra se superposer en ce point des structures de serrage ESE-WNW, puis E-W et enfin ENE-SSW (Fig. 143). C'est probablement ce qui s'est produit

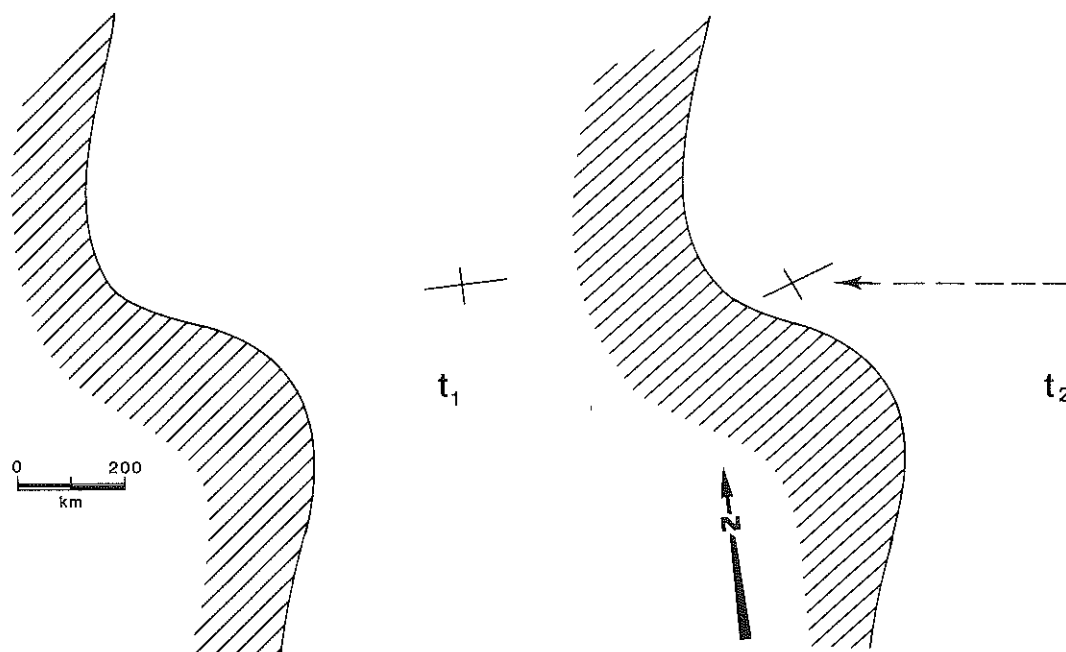


Figure 143 - Variation de l'orientation des contraintes  $\sigma_1$  et  $\sigma_3$  en un point aux temps  $t_1$  et  $t_2$ .

pour le domaine central des Iforas entre  $D_2$  et  $D_3$ , donc entre 613 et 535 Ma environ. Cet intervalle de temps est un maximum estimé d'après les données géochronologiques : 613 Ma diorite syntectonique du raccourcissement E-W du bassin de Tafeliant (Ducrot et al., 1979) et 535 Ma fin de la déformation des granulites le long de la bordure occidentale de l'U.G.I. (Boullier et al., 1979 ; Lancelot et al., 1983 ). Le passage du cap de la protubérance du bouclier éburnéen représente une distance de 250 km environ; la vitesse approximative calculée est faible (0,3 mm/an) du fait même que le raccourcissement lié aux phases  $D_2$  et  $D_3$  n'a pas été pris en considération.

\* les failles conjuguées observées dans tout le bouclier touareg par Ball (1980) sont cohérentes avec le modèle présenté, à l'exception du "creux" du Gourma. L'auteur les attribue à l'indentation de la chaîne mobile pan-africaine par le craton ouest-africain. Cependant, ces failles recoupant toutes les autres structures attribuables de cette collision ( $D_2$ - $D_3$ ) et les granites tardifs (508 Ma, Tedreq, Bertrand et Davison, 1981), ne représentent probablement que le stade ultime de l'indentation.

## VII - LA CHAÎNE PAN-AFRICAINE DANS LE HOGGAR OCCIDENTAL ALGERIEN

### A - LE HOGGAR NORD-OCCIDENTAL (Fig 144)

#### 1 - DIFFERENTES UNITES LITHOLOGIQUES

Le Hoggar nord-occidental a été étudié par Lelubre (1952), Le Fur (1966) et Caby (1970). Ce dernier y décrit plusieurs ensembles lithologiques (voir aussi Bertrand et Caby, 1978) :

##### a) Socles éburnéens

Ce sont le socle granitique du Tassendjanet et le socle granulitique du "Môle In Ouzzal".



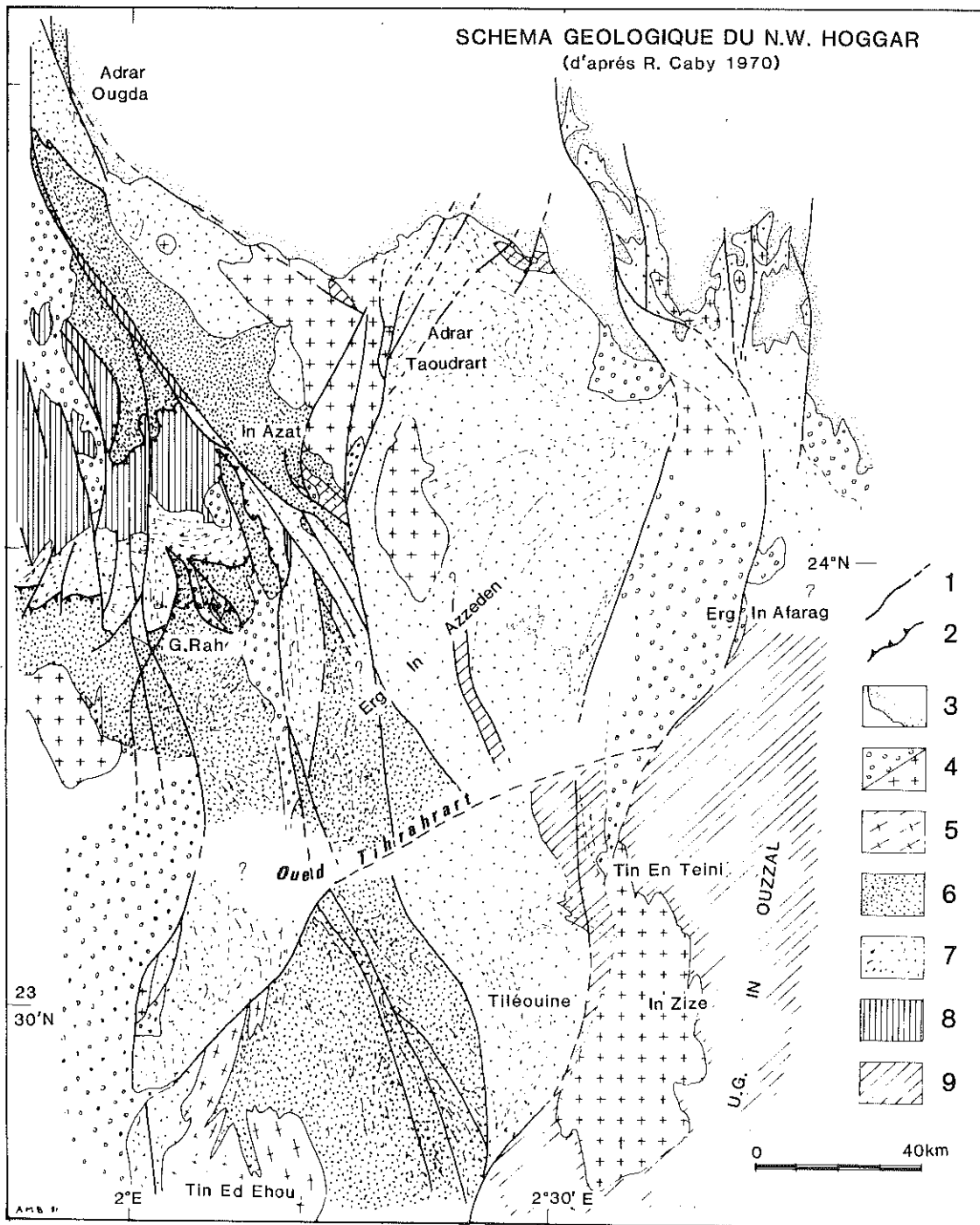


Figure 144 - Schéma géologique de NW Hoggar, d'après Caby (1970) ; 1 : faille ; 2 : plan de chevauchement ; 3 : Grès ordoviciens (Tassili) ; 4 : Série pourprée et granites la recoupant ; 5 : orthogneiss ; 6 : Série Verte : volcanosédimentaire du Protérozoïque terminal ; 7 : Protérozoïque moyen et supérieur ; 8 : socle éburnéen du Tassendjanet (non granulitique) ; 9 : socle éburnéen de l'U.G. In Ouzzal.

### b) Sédiments du Protérozoïque moyen

Ce sont des quartzites (formation de l'Ahnet, Arène, 1968) dans lesquels se sont mis en place des coulées, sills et intrusions rubanées alcalines. Ces quartzites n'existent pas sur le socle du Tassendjanet.

### c) Sédiments du Protérozoïque supérieur

C'est une série de plate-forme constituée de quartzites, schistes et marbres et appelée "Série à stromatolites" (Caby, 1970) et dont l'âge de dépôt est compris entre 1100 Ma (Allègre et Caby, 1972) et 800 Ma (Clauer 1976). Cette série est recoupée par des intrusions basiques à ultrabasiques (processus d'océanisation, Caby, 1970).

### d) Sédiments du Protérozoïque terminal

Ce sont essentiellement des roches volcaniques, volcano-détritiques recoupées par des intrusions calco-alcalines : andésites d'Ougda-Tassendjanet (Chikhaoui, 1981) ; graywackes de la "Série verte" ; basaltes de la Gara Akofou discordante sur l'U.G.In Ouzzal.

### e) Dépôts molassiques

C'est la Série pourprée (Monod et Bourcart, 1932), discordante sur tous les terrains précédents, dont le dépôt est compris entre 580 et 530Ma environ (Allègre et Caby, 1972). Elle est localement déformée et épizonale dans des grabens N-S en relation avec les déplacements verticaux ou horizontaux le long de grandes failles (Caby, 1970).

## 2 - EVOLUTION STRUCTURALE

R.Caby (1970) décrit dans le Hoggar nord-occidental une tectonique tangentielle  $F_1$  impliquant le socle du Tassendjanet. Caby et al. (1981) y associent le Môle In Ouzzal (Fig. 145'). Les effets de cette tectonique

SCHEMA STRUCTURAL DU HOGGAR NORD  
 OCCIDENTAL (d'après R. Caby, 1970)

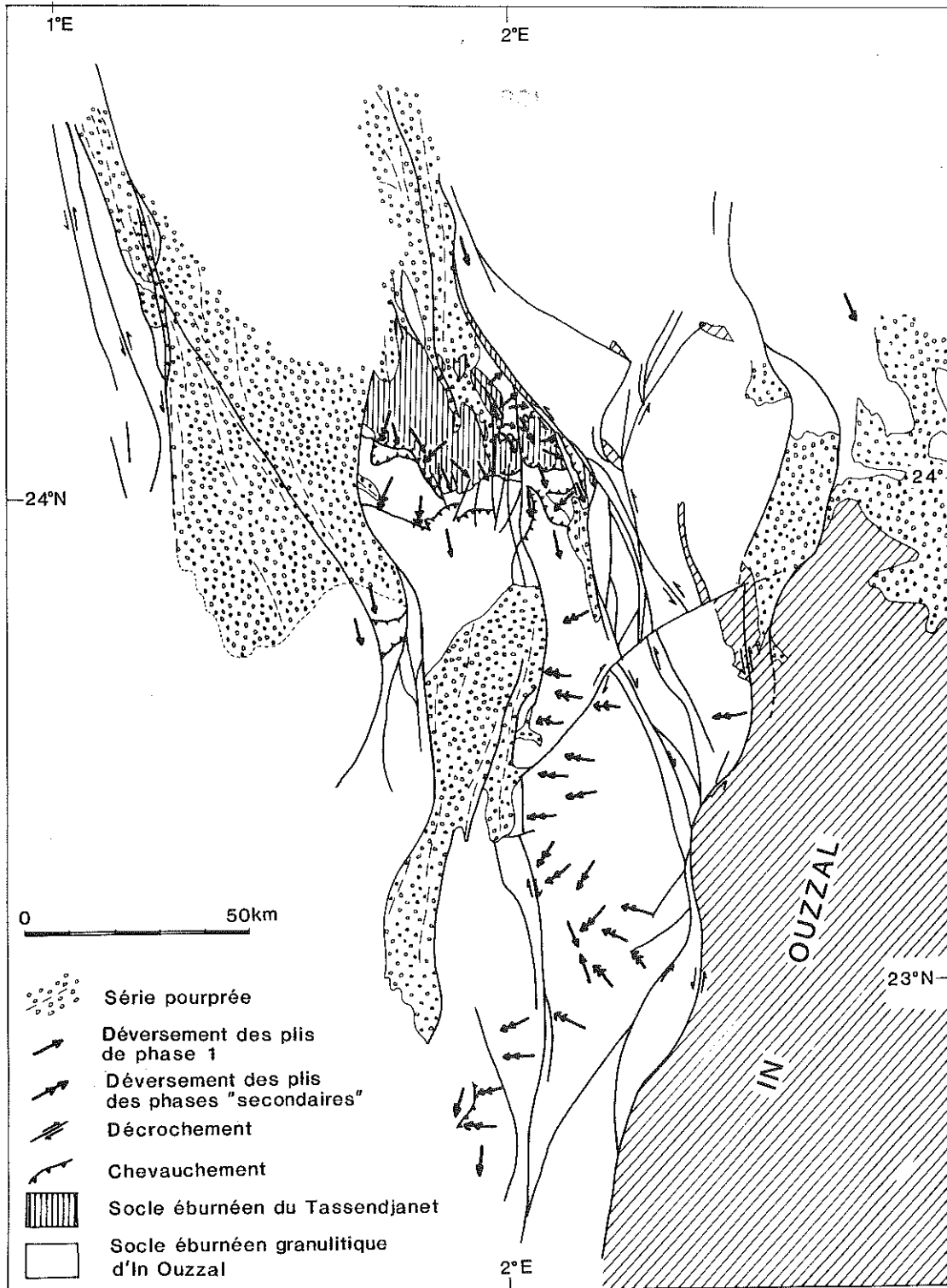


Figure 145 - 1 : Série Pourprée ; 2 : Déversement des plis de phase 1 ; 3 : déversement des plis des phases "secondaires" ; 4 : décrochement ; 5 : chevauchement ; 6 : socle éburnéen du Tassendjanet ; 7 : socle éburnéen granulitique d'In Ouzzal.

sont observables à différents niveaux structuraux et la bonne conservation des critères de polarité dans les quartzites et marbres du Protérozoïque supérieur, permet en général de déterminer un déversement vers le S à SSE des structures plissées de première phase. "Cette phase de plissement majeure, omniprésente, est transversale à l'allongement apparent de la chaîne et à la bordure du craton ouest-africain" (Caby, 1970, p. 312). Le métamorphisme accompagnant cette première phase de plissement est de type barrovien ; il est variable d'un secteur à un autre du fait des grandes failles décrochantes tardives qui sont un des caractères principaux du Hoggar nord-occidental et qui rendent difficile toute reconstitution de la zonéographie métamorphique ; mais il semble que les "régions à métamorphisme barrovien précoce constituaient une ceinture juxtaposée au môle In Ouzzal" (Caby, 1970, p. 196 et Fig. 146 ). L'âge de cette tectonique est donné par le métamorphisme de la série à stromatolites impliquée dans la nappe du Tassendjanet (689±25 Ma, Clauer, 1976).

Les phases secondaires sont de direction subméridienne produisant des plis déversés ou couchés vers l'Ouest. "Le degré de métamorphisme pendant ces phases secondaires est au moins égal à celui acquis à la fin de la première phase" mais correspondrait à des "conditions de pression inférieures (type intermédiaire de basse pression)". La phase  $F_2$  est datée à 640 Ma par des granites syntectoniques (Allègre et Caby, 1972, données analytiques non publiées).

Le contact de l'U.G.In Ouzzal avec les métasédiments situés à l'Ouest se fait par l'intermédiaire d'un décrochement sinueux souligné par des cataclasites ("décrochement ouest-ouzzalien", Caby, 1970). Cependant quelques fragments de granulites demeurent à l'Ouest et ont pu être impliqués dans les phases  $F_1$  et/ou  $F_2$  (NE de l'Adrar Taoudrart, NE de l'Adrar Tiléouine) car leurs contours et foliations rétomorphiques sont concordants avec ceux des roches déformées avoisinantes.

### 3 - DONNEES GRAVIMETRIQUES

Un lever gravimétrique et une étude approfondie existe pour le Hoggar nord-occidental : cartes de Rechenmann (1972), de Bourmatte (1975) et thèse de Bourmatte (1977). L'U.G.In Ouzzal correspond dans son ensemble à des anomalies de Bouguer positives moyennes (15 mgal). Elle est ceinturée par des anomalies fortes et positives correspondant à des gabbros ou roches ultrabasiques situées dans les unités adjacentes.

La bordure du craton est soulignée par des anomalies lourdes dont les plus importantes sont décalées vers l'Ouest de la limite en surface du craton ouest-africain (esquisse structurale du Hoggar au 1/2 000 000e).

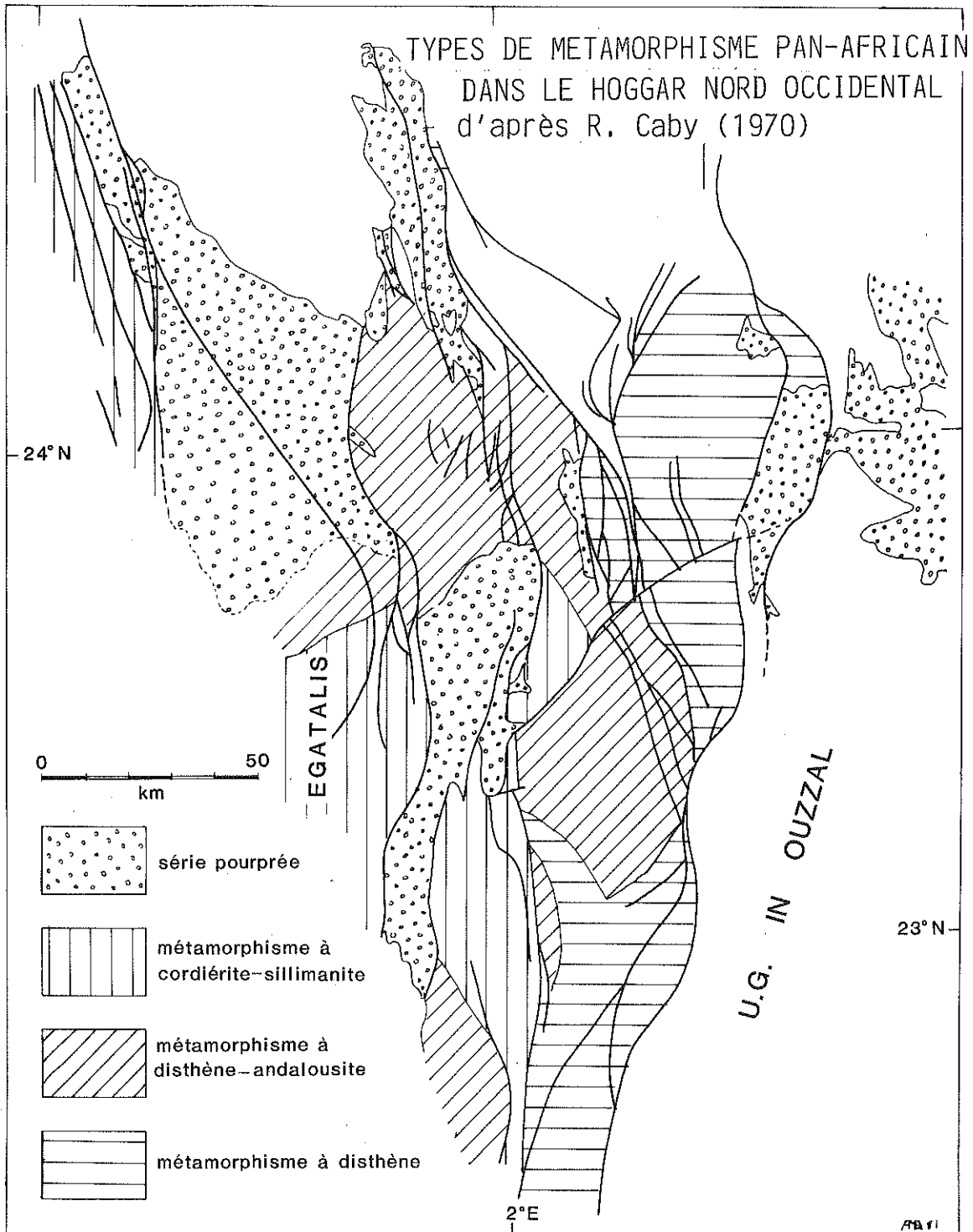


Figure 146 - 1 : Série Pourrée ; 2 : Métamorphisme à cordiérite-sillimanite ;  
3 : métamorphisme à disthène - andalousite ; 4 : métamorphisme à disthène.

## B - L'ADRAR DES IFORAS ALGERIEN

Il est séparé du Hoggar nord-occidental par le fossé crétacé de l'Oued Tekouiat de direction NE-SW ; il a été étudié par Lelubre (1952), Karpoff (1958), Giraud (1960) et Caby (1973) et présente certaines similitudes avec le Hoggar nord-occidental.

### 1 - L'U.G. IN OUZZAL

Ses bordures sont soulignées par une rétromorphose irrégulière dans le faciès schistes verts liée à des failles. Mais "aux environs du 21°N apparaît plus à l'Ouest une étroite bande de roches où l'on reconnaît de nombreux termes analogues aux roches de l'Ouzzalien secondairement rétromorphosées dans le faciès amphibolite" (Caby, 1973).

### 2 - LE NOYAU DE TISANGUENINE

Lelubre (1952) y reconnaît un socle et sa couverture ; Caby (1973) montre que l'ensemble est impliqué dans une tectonique tangentielle pan-africaine dans le faciès amphibolite.

## C - SECTEUR COMPRIS ENTRE L'U.G. IN OUZZAL ET LA FAILLE DE L'ADRAR

Etudié par Lelubre (1952), Karpoff (1958) et Gravelle (1962, 1969) ce secteur fait actuellement et partiellement l'objet d'une thèse de 3e cycle (A.Attoum, en cours). Les renseignements cités ci-dessous sont tirés des rapports de mission (1981) de A.Attoum et R.Caby (CGGM) et J.M.Bertrand (CRPG).

### 1 - LA ZONE MYLONITIQUE EST-OUZZALIENNE

Elle est marquée par une foliation N-S verticale à la linéation d'étiement horizontale, rétromorphique dans les granulites éburnéennes, puis

vers l'Est dans un ensemble de quartzites, d'amphibolites, de méta-aplites et d'orthogneiss alcalins. Des gabbros et dolérites sont synchrones de la déformation mylonitique. Des plis en fourreaux ont été observés dans cette zone mylonitique ainsi que des plis en chevrons indiquant un mouvement décrochant dextre.

## *2 - LE DOMAINE DE L'ADRAR DHEREG*

Sans discontinuité, il y a passage vers l'Est des mylonites verticales au domaine de l'Adrar Dhereg où la foliation principale subhorizontale (plis couchés) est replissée par des plis droits N-S. La linéation d'étiement est N-S.

## *3 - LE BATHOLITE D'IN ALLARENE*

Apparemment tardif par rapport à la tectonique tangentielle citée ci-dessus, il induit un métamorphisme statique de basse pression.

## *4 - LA FAILLE DE L'ADRAR*

Une schistosité verticale rétromorphique apparaît à l'approche de la faille. Tout au long de la faille de l'Adrar, affleurent des lambeaux d'une série détritique débutant souvent par des rhyolites (Pharusien de Lelubre, 1952 et Karpoff, 1958) et recoupée par des intrusions (granite à Ti-m Missaou et à l'Adrar Denat, diorite à Tirek).

## **D - COMPARAISONS AVEC L'ADRAR DES IFORAS**

Les grandes unités décrites dans le centre de l'Adrar des Iforas semblent donc se retrouver au Nord en Algérie (Fig. 147 hors texte) et plusieurs points communs se dégagent :

1 - Un socle éburnéen et sa couverture sédimentaire prouvant qu'il était à l'affleurement avant l'orogénèse pan-africaine, sont impliqués dans la tectonique tangentielle précoce. L'allochtonie de l'U.G.In Ouzzal ne peut pas être mise clairement en évidence, comme dans les Iforas mais est suggérée par divers arguments : l'U.G.In Ouzzal est entourée de toutes parts de métasédiments affectés par la phase tangentielle, alors que sa couverture sédimentaire ne l'est pas ; elle est bordée à l'Ouest par une ceinture de métamorphisme barrovien qui pourrait être l'équivalent de la "ceinture des éclogitoïdes" autour de l'U.G.Iforas.

Il faut souligner les différences existant entre le socle du Tassendjanet et celui d'In Ouzzal. Outre les différences de métamorphisme de ces roches, le Protérozoïque moyen semble absent dans la couverture sédimentaire du premier, ce qui le rapproche du craton ouest-africain (Caby, 1967). Inversement, partout où des granulites sont impliquées dans les déformations tangentielles (Nord de l'U.G.I., divers lambeaux granulitiques du NW Hoggar) elles le sont en compagnie de quartzites et gneiss alcalins du Protérozoïque moyen. Les socles de Tassendjanet et de l'U.G.In Ouzzal-Iforas ont donc des significations paléogéographiques différentes.

2 - Les unités situées au SE de l'U.G.In Ouzzal offrent des similitudes importantes avec celles du secteur de Tin Essako : même lithologie (mais plus grande abondance de marbres), intense déformation liée à une tectonique tangentielle, intrusions gabbroïques et granitiques postérieures à cette tectonique mais accompagnant des mouvements décrochants. Je les interprète donc comme situés sous la nappe du Sud de l'U.G.In Ouzzal.

3 - La direction de mouvement pendant la tectonique tangentielle est sensiblement N-S comme dans l'Adrar des Iforas, mais le déversement des structures est différent (du Nord vers le Sud pour le secteur du Tassendjanet et du Sud vers le Nord à Tideridjaouine ; Fig. 145 ).

4 - Le noyau de Tissanguénine a subi une évolution de haut degré comparable à celle de l'assemblage kidalien : socle, couverture sédimentaire et intrusifs divers sont impliqués dans une tectonique tangentielle. Cependant, on ne connaît pas exactement l'histoire métamorphique du noyau de Tissanguénine et on ne sait donc pas si elle présente la même dualité HP puis HT que celle de l'assemblage kidalien.

5 - Le long de la faille de l'Adrar, se dépose une série détritique comparable à celle décrite en Adrar des Iforas (Chapitre 7, "Série de la faille de l'Adrar") et postérieure à la tectonique tangentielle.

Il faut souligner que les séries volcano-détritiques sont beaucoup plus développées au Hoggar nord-occidental (Série verte) que dans le domaine central de l'Adrar des Iforas (Ibedouyen) dans lequel elles ne sont pas affectées par la tectonique tangentielle pan-africaine précoce. D'autre part le batholite pan-africain qui occupe la moitié de l'Adrar des Iforas



central, est absent au Hoggar nord-occidental. Ces deux régions ont donc eu une évolution différente au moment de la collision avec le craton ouest-africain.

En conclusion, à la suite de Caby et al. (1981) et malgré l'absence de données géochronologiques dans l'Adrar des Iforas, j'assimilerai les tectoniques tangentiels du Hoggar nord-occidental ( $F_1$ , Caby, 1970) et de l'Adrar des Iforas central à un seul et même événement (raccourcissement N-S), les granulites des U.G.Iforas-In Ouzzal jouant le rôle de "traineau écraseur" de P.Termier (1903). Les phases "secondaires" ( $F_2 - F_3$ ) seraient l'équivalent des phases  $D_2 - D_3$ ; plus particulièrement, la bordure verticale orientale de l'U.G.In Ouzzal pourrait avoir la même signification que la bordure occidentale de l'U.G.I. (grand décrochement) à la différence près que la première est accompagnée d'intrusions gabbroïques (A.Attoum, 1983

). Caby (1968, 1970) souligne l'importance des failles décrochantes sénestres dans le Hoggar nord-occidental. Ces décrochements correspondent bien aux lignes de glissement sénestres obtenues dans le modèle de calcul numérique présenté plus haut. L'importance de ces failles suggère en outre que, contrairement au modèle numérique, la bordure nord de la zone déformable est une bordure libre c'est-à-dire qu'une partie de la déformation se fait par la "fuite" vers le Nord de compartiments limités par des décrochements (voir modèle de Daignières, 1982 et Vilotte et al., 1982 ).

## VIII - LA CHAÎNE PAN-AFRICAINE A L'EST DE L'ADRAR DES IFORAS

Bertrand et Caby (1978) l'ont subdivisée en trois domaines :

- la chaîne pharusienne orientale, entre la faille de l'Adrar et le  $4^{\circ}50'$  ;
  - le Hoggar central polycyclique, entre le  $4^{\circ}50'$  et le  $8^{\circ}30'$  ;
  - le Hoggar oriental à l'Est du  $8^{\circ}30'$  ;
- qui sont décrits ici succinctement.

### A - LA CHAÎNE PHARUSIENNE ORIENTALE

Appelée aussi "fossé pharusien" (Lelubre, 1952), la chaîne pharusienne orientale (Bertrand et Caby, 1978) a fait l'objet de plusieurs études (Lelubre, 1952; Gravelle, 1969). Trois domaines ayant eu une évolution différente sont distingués. Ce sont, d'Est en Ouest :

- le domaine Timgaouine-Silet-Tin Akkor constitué de Pharusien I (Pr3) et de Pharusien II (Pr4) ;
- une zone centrale, province Immezarienne de Gravelle (1969)

où la discontinuité Pharusien I - Pharusien II n'a jamais été observée  
 - une lanière allongée le long de la faille de l'Adrar et attribuée au Protérozoïque terminal (Pr4).

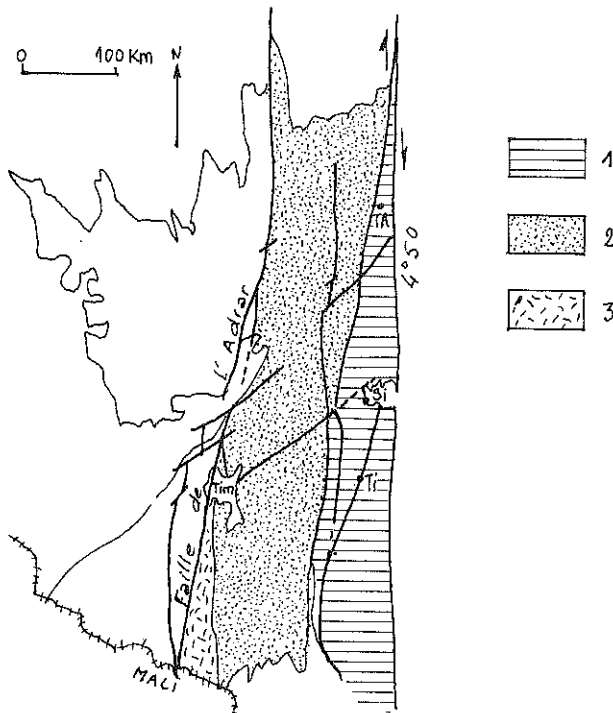


Figure 148 - Schéma de la chaîne pharusienne orientale montrant les trois grands secteurs décrits dans le texte. 1 : domaine constitué essentiellement de Pharusien I (Pr2) ; 2 : domaine constitué essentiellement de Pharusien II (Pr3) ; 3 : domaine constitué de Protérozoïque terminal longeant la faille de l'Adrar. TA : Tin Akkar ; Si : Silet ; Ti : Timgaouine ; Tim : Ti-m Missaou.

### 1 - LE DOMAINE TIMGAOUINE - SILET - TIN AKKOR

Quatre ensembles lithostratigraphiques constituent ce domaine :

- un socle d'âge probablement éburnéen (socle de Timgaouine, Lelubre, 1952 ; Gravelle, 1969) ;

- le pharusien I (Pr3) constitué de conglomérats polygéniques, grès, schistes, calcaires à stromatolites et volcano-sédiments de type calco-alcalin (Chikhaoui, 1981). Le Pharusien I est transgressif sur le socle de Timgaouine (Lelubre, 1952 ; Reboul et Bouvet, 1959). Il contient des serpentinites (Chayka, 1976 ; Mégard et al., 1982) .

- le pharusien II, série essentiellement grésopélitique avec intercalations de niveaux volcaniques calco-alcalins (Fabriès et Gravelle, 1961 ; Chikhaoui, 1981). Il est discordant sur le Pharusien I épimétamorphique (Bertrand et al., 1966 ; Gravelle, 1969) ;

- les "séries intermédiaires", lambeaux de molasse comparable à la Série pourprée de l'Ahnet (Monod et Bourcart, 1932 ; Caby et Moussu, 1967 ; Gravelle, 1961 ; Caby et Fabre, 1981) et au Nigritien de l'Adrar des Iforas (Karpoff, 1946).

Dans ce secteur dont la structure est schématisée sur la figure 149, le Pharusien I dans lequel sont intrusives des granodiorites pré-tectoniques, est affecté d'une tectonique tangentielle dont l'intensité semble diminuer du Nord vers le Sud et dont la signification cinématique est mal connue. Une étude récente permet de placer cette déformation tangentielle après 2000 Ma et avant  $839 \pm 4$  Ma sinon  $868 \pm 3$  Ma (Caby et al., 1982) avant le dépôt du Pharusien II.

Puis le tout est déformé par des plis droits d'axes horizontaux N-S à N20, accompagnés d'une schistosité verticale dans le faciès schistes verts. Le Pharusien II affleure dans des gouttières de cette phase de plissement pan-africaine. Des granites syntectoniques et post-tectoniques (Taourirts) recourent l'ensemble, les derniers étant datés à  $560 \pm 40$  Ma (Boissonnas et al., 1969).

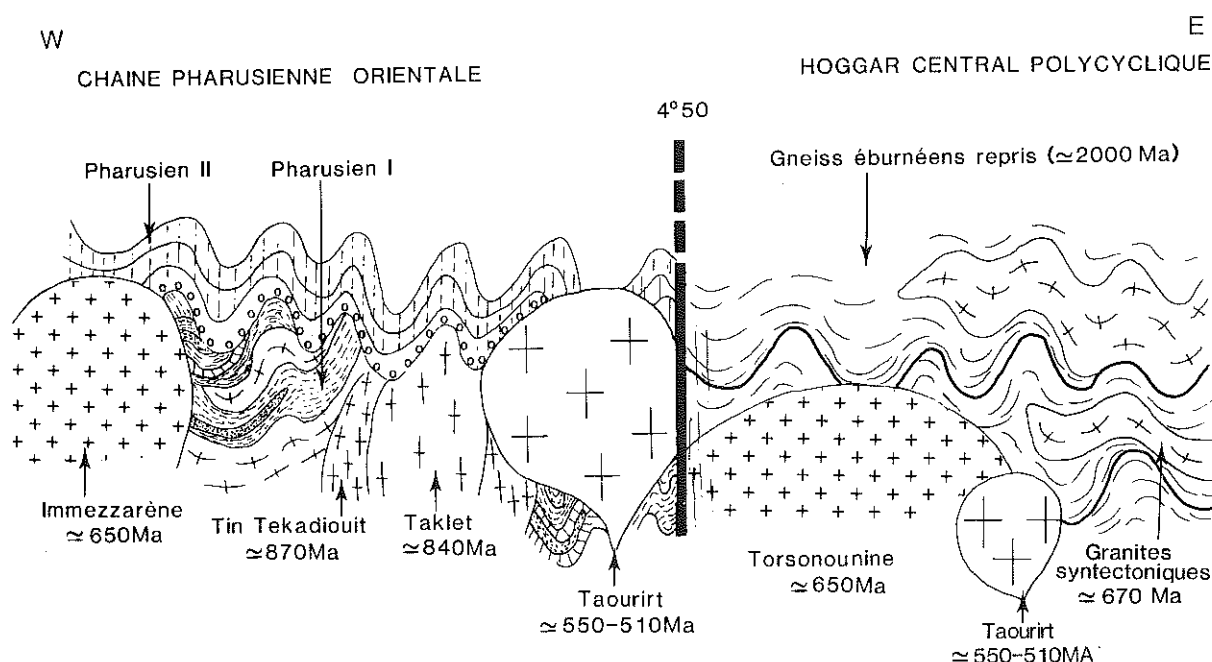


Figure 149 - Schématisation de la chaîne pharusienne orientale et du Hoggar Central Polycyclique dans le secteur de Silet. Données géochronologiques tirées de Boissonnas (1973), Vialette et Vitel (1979), Picciotto et al. (1965), Caby et al. (1982).

## 2 - LA ZONE CENTRALE

Au Nord du 23°N, elle est essentiellement constituée de Pharusien II (série grésopélique, Gravelle, 1969 ; Bertrand et Boissonnas, 1970), épi- à méso-métamorphique et déformée par des plis droits. Le granite alumineux d'Immezzarène est synchrone de cette déformation (Gravelle, 1969).

Le Sud de ce secteur est moins bien connu. Il est cartographié en Pr3 (Pharusien I) sur la carte géologique du Hoggar (1977), et se trouve en continuité cartographique et structurale avec les gneiss, quartzites, marbres, schistes à disthène, metabasites de Tan Ramir - Tin Essako, où une tectonique tangentielle a été reconnue (domaine F du chapitre 7 et Davison, 1980).

### 3 - PROTEROZOIQUE TERMINAL LONGEANT LA FAILLE DE L'ADRAR

Cette lanière de série volcano-détritique (Pr4 sur carte géologique du Hoggar, 1977), envahie de diorites et gabbros, est le prolongement septentrional des domaines C (?), D et E du domaine oriental des Iforas (chapitre 7).

La chaîne pharusienne orientale, dans laquelle de vastes domaines sont encore mal connus, fait l'objet actuellement d'études détaillées par les géologues de la SONAREM (Algérie). Aussi peut-on espérer mieux comprendre dans un proche avenir quelles sont les relations exactes avec la chaîne pharusienne occidentale d'une part (NW du Hoggar et Adrar des Iforas) et avec le Hoggar central d'autre part. On ne peut pour l'instant que faire les remarques suivantes :

\* la phase de déformation pan-africaine (plis droits d'axe N-S à N20) peut être corrélée à la phase D<sub>2</sub> de serrage dans l'Adrar des Iforas et dans le NW Hoggar.

\* il y a de grandes analogies pétrographiques et structurales entre les granites de type Immezarène et les granites de Tamassahart (secteur de Tin Zaouatène) et de Tamaradant (secteur de Tin Essako) : ils sont tous syn- à tardi-tectoniques par rapport à la phase de plis droits. Si le parallélisme s'avère justifié et exact chronologiquement (le granite d'Immezarène est plus ancien que 560±10 Ma, Boissonnas et al., 1969), ceci permettrait de donner un âge de 590 Ma environ pour le batholite d'Immezarène (âge U/Pb sur Tamassahart, Caby et al., 1985).

\* rien ne permet pour l'instant, d'attribuer la tectonique tangentielle dans le Pharusien I et la tectonique tangentielle D<sub>1</sub> de l'Adrar des Iforas, à un même événement, du fait notamment de la mauvaise connaissance du domaine central de la chaîne pharusienne orientale.

## B - LE HOGGAR CENTRAL

Il a été étudié par Lejubre (1952), Duplan (1972), Guérangé (1966), Blaise (1967), Bertrand (1974), Ferragne (1964), Latouche (1978) et Vitel

(1979). Ce vaste domaine reste cependant encore insuffisamment connu surtout sur le plan géochronologique.

C'est là que Kilian (1934) a découvert l'existence de deux orogénèses superposées (Suggarien et Pharusien), dont les composants ont été précisés ultérieurement. On peut donc distinguer dans ce domaine :

\* un socle essentiellement gneissique, parfois granulitique (Gour Oumelalen, Sud de Tamanrasset) dont le métamorphisme principal est éburnéen (Bertrand, 1974 ; Latouche et Vidal, 1974 ; Bertrand et Lasserre, 1976 ; Vialette et Vitel, 1979) : ce sont les gneiss d'Arechchoum (Lelubre, 1952).

\* une série sédimentaire de plate-forme (quartzites-schistes-marbres et roches volcano-détritiques) appelée série de l'Aleksod (Bertrand, 1974), déformée et métamorphisée dans les conditions du faciès amphibolite de type Barrow aux environs de 930-1050 Ma (Bertrand, 1974 ; Bertrand et Lasserre, 1976) ; cet âge est fondé sur des isochrones sur roches totales de métasédiments migmatisés et demande donc à être confirmé si possible sur des granitoïdes associés à cet épisode.

\* une série volcanique et volcano-détritique attribuée au Pharusien et cantonnée à des couloirs limités par des failles (Arefsa, Serkout, Temassint pro parte : carte géologique du Hoggar, 1977).

Le Hoggar central est recoupé par de nombreux granites pan-africains dont la mise en place s'échelonne dans le temps :

- 750 Ma : isochrone de référence sur la granodiorite de l'Adrar Ounane (Latouche et Vidal, 1974 ; Latouche, 1979).

- 650 ± 30 Ma : granites syntectoniques du type Torsonounine (Picciotto et al., 1965). Cet âge, déterminé par une fraction de zircons sur plusieurs granites du Hoggar central et de la chaîne pharusienne orientale, demande à être vérifié massif par massif.

- 546 ± 9 Ma : granite pan-africain tardif à biotite et muscovite (Vialette et Vitel, 1979).

- 514 ± 20 Ma : granite d'In Akoulmou, taourirt (Vialette et Vitel, 1979). Cet âge concorde avec les âges sur minéraux donnés par Boissonnas (1973) sur les granites taourirts du Hoggar central et de la chaîne pharusienne.

---

Figure 150 - Carte schématique du Hoggar polycyclique occidental. (Boullier et Bertrand, 1981)

a : zones à foliation mylonitique subhorizontale, plus ou moins replissée, liée à une tectonique tangentielle ; b : zones à foliation mylonitique verticale ; c : volcanisme récent ; d : granites taourirts post-orogéniques ; e : granite pan-africain (650 Ma environ (Picciotto et al., 1965)) ; f : granite syntectonique de  $S_{n+1}$  ; g : rameau oriental de la chaîne pharusienne ; h : direction lithologique ; i : chevauchement ; j : faille ; Ab : Abalessa ; A.I. : Adrar Ihétane ; Am : Amsel ; AZ : Aou Zebeouène ; IA : Ian Ataram ; Ta : Tamanrasset ; Te : Tedjorart ; Ti : Tidjénéouine ; TL : Ian Afella ; To : Torsonounine ; TI : Iin Tegamet. Seuls les granites cités dans le texte sont dessinés sur la carte.

En cartouche : situation de la zone étudiée. 1 : chaîne pharusienne ; 2 : Hoggar central polycyclique ; 3 : Est Hoggar ; 4 : craton ouest-africain (voir Bertrand et Caby, 1978).

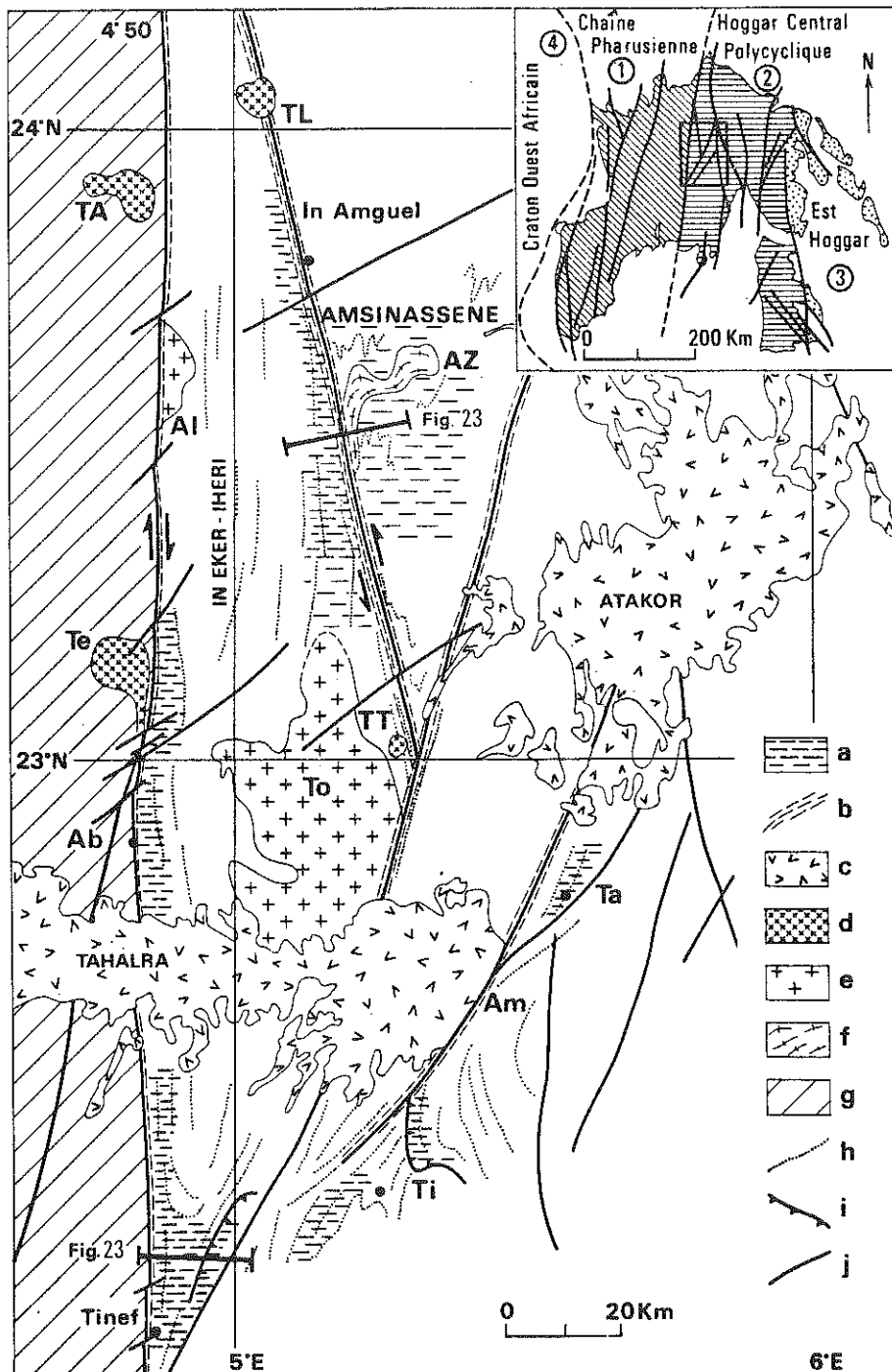


figure 150

Au point de vue structural, trois épisodes sont à dissocier :

- épisode éburnéen ( 2000 Ma) ;
- épisode kibarien ( 1000 Ma) ;
- épisode pan-africain (650-500 Ma).

Deux phases de déformation isoclinales sont attribuables à l'épisode kibarien, la première s'accompagnant d'un métamorphisme barrovien (Bertrand, 1974 ; Sautter, 1982) . Etant donné la signification imprécise des données géochronologiques, il n'est pas impossible que cet épisode kibarien, présent également dans les Gour Oumelalen (Latouche, 1978) où il est post-daté par la granodiorite d'Ounane (750 Ma, Latouche et Vidal, 1974), soit l'équivalent de la déformation du Pharusien I plus à l'Ouest.

Dans la partie occidentale du Hoggar Central, les gneiss et migmatites de l'Arechchoum (éburnéens, Vialette et Vitel, 1979) sont repris dans une tectonique tangentielle développant des mylonites subhorizontales dans le faciès amphibolite (Fig. 150 à 152) (Boullier et Bertrand, 1981) Cette tectonique antérieure au granite de Torsonounine, est mal calée dans le temps ; elle pourrait être contemporaine de la déformation du Pharusien I (avant 850 Ma, Caby et al., 1982) Les mylonites subhorizontales développées par cette tectonique tangentielle dans le secteur de Tinef, existent aussi à l'Ouest de 4°50, dans le secteur de Tin Reroh (mission SONAREM, M. Gravelle, G. Rocci, 1982).

Postérieurement à ces épisodes de tectonique tangentielle, se produit la déformation pan-africaine s.s. se traduisant par un serrage E.W. (plis droits d'axe sensiblement N-S), accompagné d'une granitisation intense. Cette déformation est parfois localisée dans des "couloirs de déformation verticale" (Latouche, 1975) qui affectent le Pharusien et dans lesquels se sont surimposés ou non des décrochements (Vitel, 1975, 1979) d'âge variés: certains décrochements sont antérieurs aux taourirts (In Amquel, sénestre), d'autres semblent postérieurs à ces mêmes granites (4°50, droite). Ces "couloirs de déformation verticale" sont d'autant plus impressionnants sur photographie aérienne ou ERTS, qu'ils se surimposent presque partout à des zones de déformation tangentielle plus ancienne importante.

Certaines de ces failles ont joué ultérieurement à diverses époques du Phanérozoïque (exemple de la faille d'Amguid-Arefsa, carte géologique du Sahara, 1/200 000e, SONATRACH, et du 4°50, Guiraud et Alidou, 1981). La Série pourprée est très mal représentée dans le Hoggar central (Sud de Tamanrasset, Gravelle et Thébaud, 1965). Les grès ordoviciens se sont déposés sur la pénéplaine arasée, les directions de transport étant SSW-NNE à SE-NW (Beuf et al., 1971).

## C - LE HOGGAR ORIENTAL

Trois domaines sont distingués par Bertrand et Caby (1978) et Bertrand et al. (1978) :

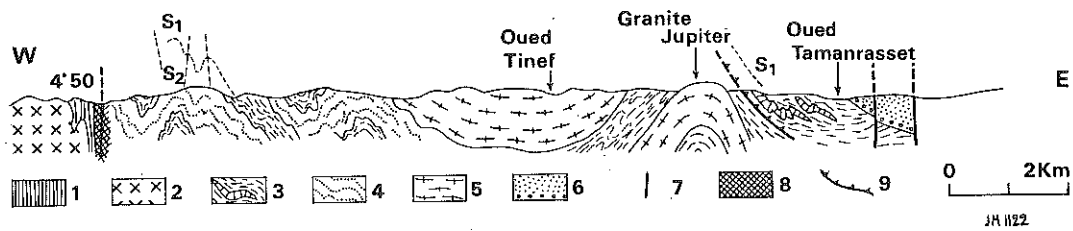


Figure 152 - Coupe schématique de l'ief (Boullier et Bertrand, 1981) localisées sur la figure 150 et montrant la reprise tectonométamorphique des gneiss éburnéens dans une tectonique tangentielle.

1 : Terrains pharusiens ; 2 : granite du rameau oriental de la chaîne pharusienne ; 3 : gneiss de la Série d'In Azarou ; 4 : intrusif pré-tectonique mylonitisé (Série de l'ief) ; 5 : granite syn- à tardi-tectonique ; 6 : série intermédiaire d'In Abeless ; 7 : faille ; 8 : Cataclastes ; 9 : plan de charriage.

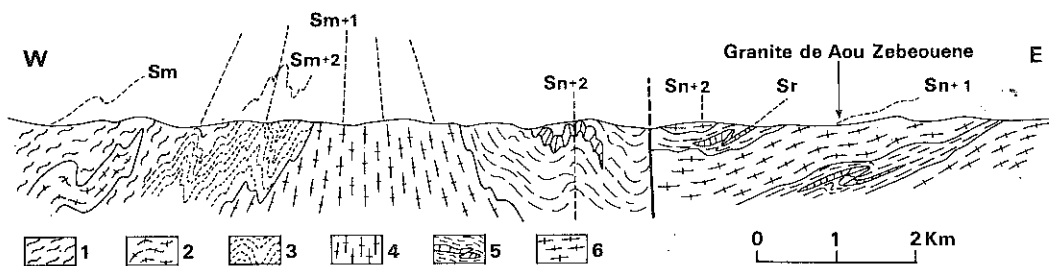


Figure 152 - Coupe schématique d'In Amguel (Boullier et Bertrand, 1981) localisées sur la figure 150 et montrant la reprise tectonométamorphique des gneiss éburnéens dans une tectonique tangentielle.

1 : migmatites du bloc In Eker-Iheri ; 2 : granodiorite syntectonique de  $S_m$  ; 3 : zone à foliation mylonitique  $S_{m+1}$  ; 4 : granite pré-tectonique de  $S_{m+2}$  ; 5 : série d'Amsinassène (migmatites et marbres) ; 6 : granite syntectonique de  $S_{n+1}$ .

- le domaine pré-pan-africain d'Issalane constitué de gneiss, migmatites et métasédiments très métamorphiques ;

- le domaine de Djanet-Tafassasset, dans lequel il convient de séparer un socle consolidé à 725 Ma et recouvert en discordance par une série molassique, antérieure à 660 Ma, la Série de Tiririne équivalente à la Série du Proche Ténéré au Niger (Raulais, 1959 ; Black et al., 1967) ;

- la chaîne de Tiririne : elle montre une évolution en deux temps (Fig. 153). Tout d'abord le domaine d'Issalane chevauche le domaine de Djanet-Tafassasset vers l'Est ; la Série de Tiririne montre une déformation croissante vers le contact tectonique ( $8^{\circ}30'E$ ), qui a rejoué ensuite en



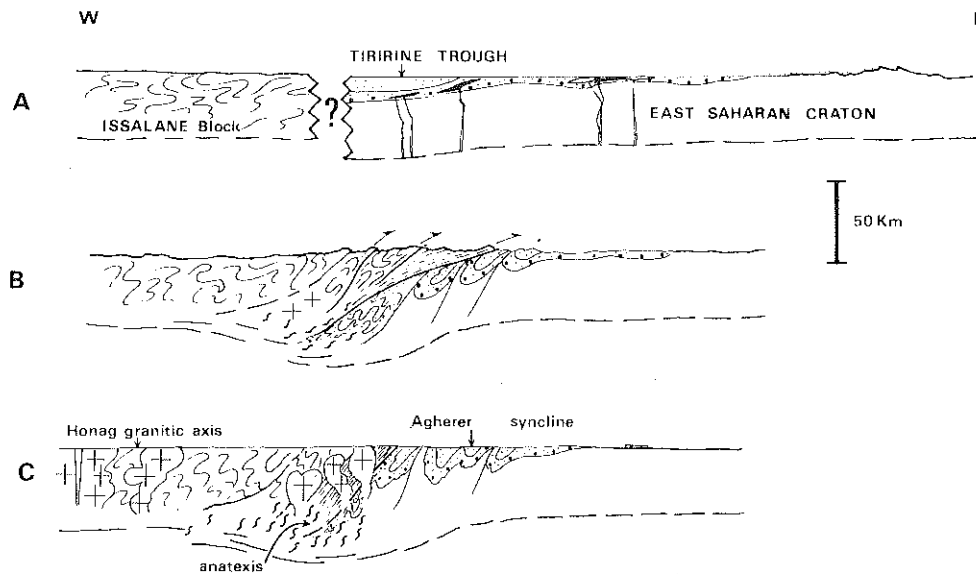


Figure 153 - Evolution tectonique de la chaîne de Tiririne (Bertrand et al., 1978).

décrochement dextre (Bertrand et al., 1978). Un granite syn- à tardi-tectonique de la déformation a été daté à  $604 \pm 13$  Ma et  $585 \pm 14$  Ma (Bertrand et al., 1978), attribuant donc cette chaîne à l'orogénèse pan-africaine.

#### D - CONCLUSIONS

On voit que dans toute la chaîne pan-africaine du Hoggar, une tectonique tangentielle post-ébournéenne ( $\approx 2$  Ba) et antérieure à la phase de serrage E-W pan-africaine ( $\approx 600$  Ma), a été mise en évidence par différents auteurs. Cependant, si la phase de serrage est cohérente en direction et âge à travers tout le bouclier touareg, il n'en est pas de même pour la tectonique tangentielle ; toutes les interprétations sont possibles tant que l'âge de cette (ou ces) tectonique(s) n'est pas précisé. De cette condition dépend aussi tout essai de corrélation entre les différentes séries de plate-forme (quartzites-schistes-marbrés) présentes : Série à stromatolites de l'Ouest, formation de plate-forme de la Province Immézarienne, Pharusien I, Série de l'Aleksod, Série de l'Egéré ou des Gour Oumelalen.

Les grandes failles N-S ont été longtemps considérées comme le trait majeur du Hoggar (Lelubre, 1961 ; Bertrand et Caby, 1978). Il a été démontré depuis que certaines d'entre elles peuvent s'expliquer essentiellement par des serrages (Latouche, 1975 ; Boullier et Bertrand, 1981). D'après les travaux de Bertrand et al. (1978), le  $8^{\circ}30'$  (Tiririne) rentre pro-partie

dans cette catégorie puisqu'il correspond à un chevauchement dont la direction de mouvement est E-W ; il est cohérent en âge et en direction avec les directions de raccourcissement maximal déduites du modèle numérique présenté plus haut, pour la collision du craton ouest-africain avec la zone mobile pan-africaine. Par contre, le jeu en décrochement dextre du 8°30 et du 4°50 ne s'intègre pas dans ce modèle numérique et ne correspond pas à la contrainte globale E-W mais à un champ de contrainte différent et postérieur aux granites taourirts (post 510 Ma, Vialette et Vitel, 1979) au moins en ce qui concerne le 4°50.

## IX - CONCLUSIONS GENERALES

Il ressort de l'étude du domaine central des Iforas et de la revue rapide de l'ensemble du bouclier touareg, qu'il est possible de retrouver sur une très vaste étendue, les effets de la tectonique de serrage liée à la collision entre la zone mobile pan-africaine et le craton ouest-africain (D<sub>2</sub>, plis droits N-S, chevauchement de Tiririne) aux environs de 630-580 Ma. Par contre, beaucoup de questions restent en suspens en ce qui concerne la (ou les) tectonique(s) tangentielle(s) antérieure(s) à cette collision : quelle est sa (ou leur) signification géodynamique? Où est (ou sont) la (ou les) suture(s) correspondante(s) ?

Les problèmes à résoudre dans un proche avenir pourraient être de deux types :

- localisation et cinématique des grands charriages crustaux dans le Hoggar central, le Pharusien I et la Province Immezarienne ;
- chronologie relative et absolue de ces grands charriages.

Les données existantes montrent, quoiqu'il en soit, qu'il serait presque possible de trouver n'importe quel âge isotopique (Rb/Sr, U/Pb) entre 1300 et 500 Ma dans le bouclier touareg, ce qui montre que ce domaine a connu une longue histoire de déformation et de mise en place de granitoïdes. Si sur les bases de l'uniformitarisme, on admet que les processus géodynamiques étaient les mêmes au Protérozoïque supérieur qu'actuellement, on peut en déduire soit que le bouclier touareg est le résultat de l'agglomération de nombreux microcontinents comme la cordillère américaine (Windley, 1977), soit que les différents mécanismes (ouvertures, subductions et/ou collisions) se sont échelonnés dans le temps.

Si on laisse libre cours à son imagination, on peut interpréter les déformations ante-850 Ma (Pharusien I et Kibarien) comme le résultat d'une collision entre un continent "suggarien" (Hoggar central) et sa couverture de plate-forme, et un continent "pharusien" précédé d'un arc insulaire indiquant une subduction sous le continent "pharusien" (Fig. 154 ). Cette collision demeure très spéculative mais pourrait expliquer les grands écaillages crustaux du Hoggar central et le métamorphisme haute pression de l'Aleksod (Bertrand, 1974 ; Sautter, 1982). On en connaît cependant ni

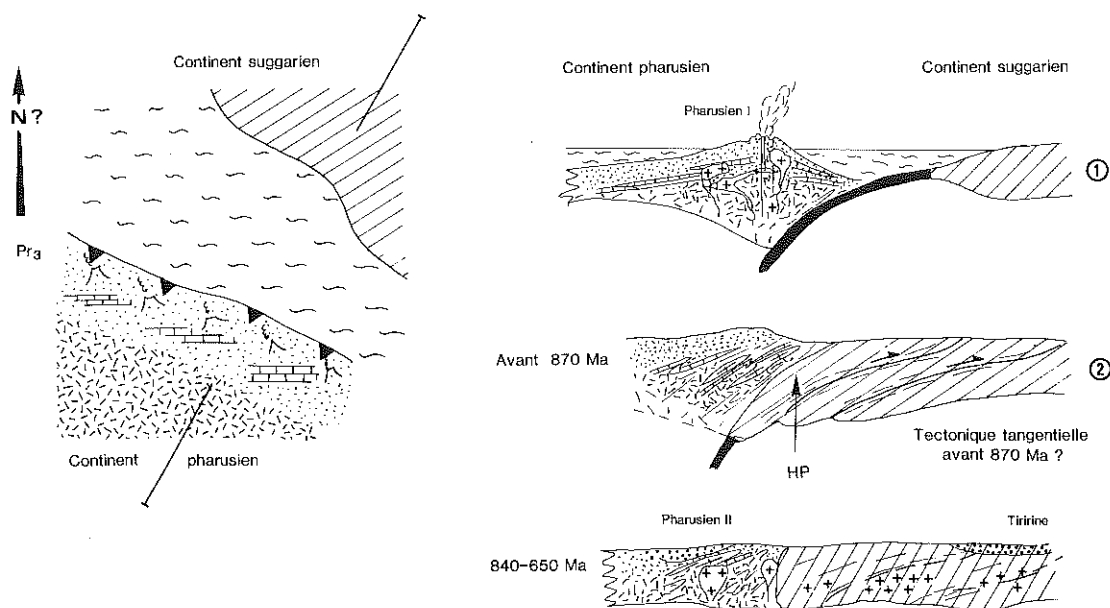


Figure 154 - Schéma de l'épisode anté 870 Ma, interprété en termes de collision d'un continent pharusien et d'un continent suggarien. La subduction se ferait sous le continent pharusien jalonné d'une marge active caractérisée par un dépôt de plate-forme suivi d'un volcanisme calco-alcalin (Pharusien I, Pr3). La collision engendrerait une tectonique tangentielle avec de grands clivages intracrustaux dans le continent suggarien. Puis se déposeraient la série molassique de Tiririne et la série volcanodétritique du Pharusien II (Pr4).

la suture (4°50 et ligne Silet-Timgaouine ?), ni la direction de raccourcissement. Ceci suppose d'autre part qu'il y ait identité entre les deux tectoniques tangentielles de part et d'autre du 4°50, ce qui est une hypothèse non vérifiée.

En ce qui concerne la tectonique tangentielle Iforas - NW Hoggar, un schéma de collision par indentation et rejet latéral de petits blocs continentaux (Tapponnier, 1974) pourrait rendre compte d'une continuité  $D_1$  -  $D_2$  avec rejet vers le N-NE d'une partie du continent granulitique "ouzzalien" dans un stade précoce de l'indentation de la chaîne mobile pan-africaine par le bouclier éburnéen (craton ouest-africain, Fig.155 ). Ceci expliquerait pourquoi :

1 - la tectonique tangentielle (750 ? - 680) se produirait en même temps que la subduction sous le continent "ouzzalien" (subduction effective à 730 Ma, Caby, comm. pers.) .

2 - plusieurs séries volcano-détritiques s'échelonnent dans le temps : les unes étant antérieures à la tectonique tangentielle  $D_1$  (Série verte du NW Hoggar, Caby, 1970), les autres étant postérieures à cette tectonique (Ibedouyen, ce volume).

3 - si l'âge de  $D_1$  se confirme à 750-680 Ma, le laps de temps entre  $D_1$  et le début de  $D_2$  ( $\approx$  70 Ma) : c'est le temps qui est nécessaire pour que la courbure du Gourma soit comblée (minimum 500 km).

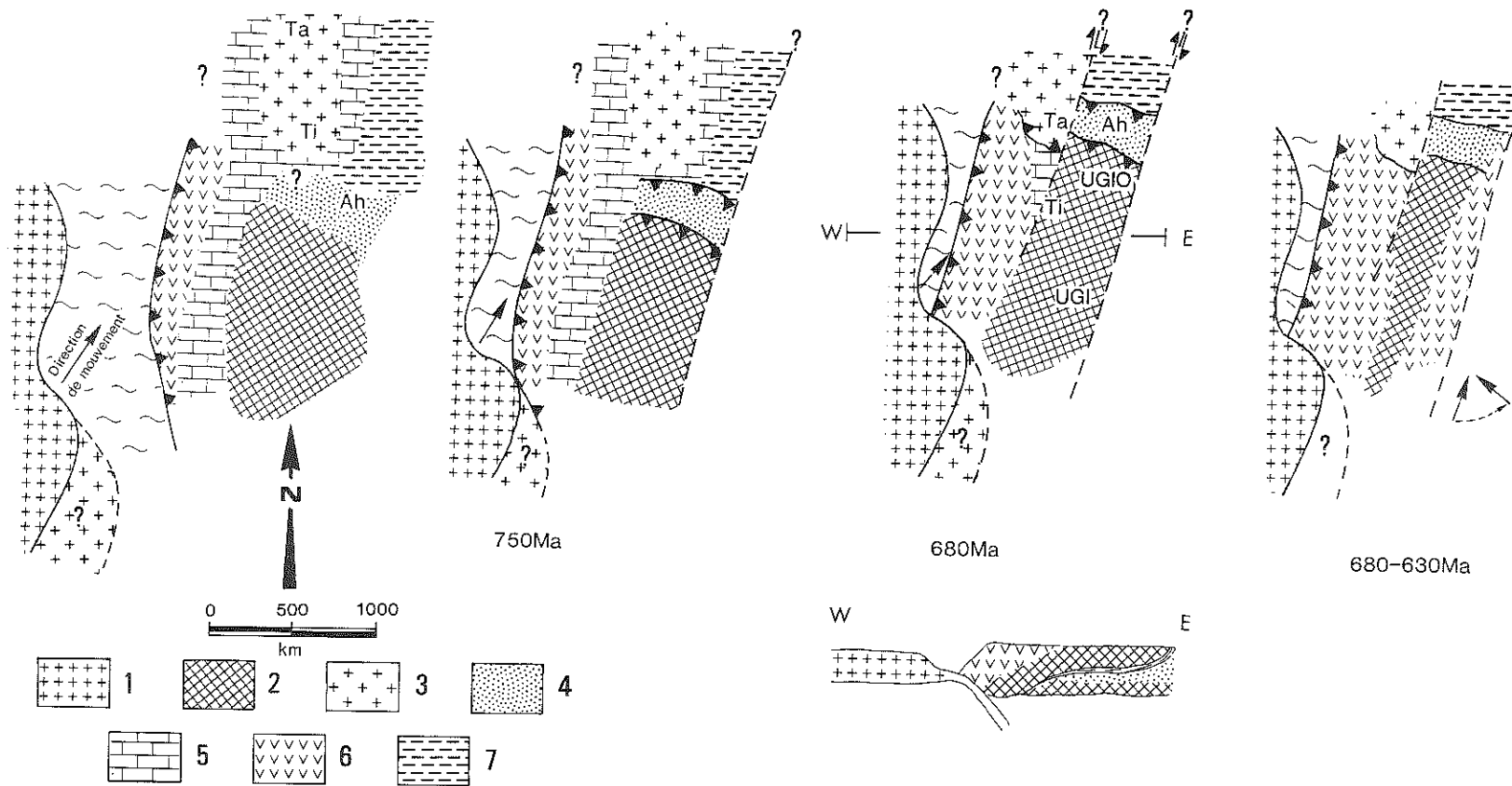


Figure 155 - Schéma montrant une interprétation possible de l'épisode pan-africain précoce ( $\approx 700$  Ma) par un mécanisme de collision avec rejet latéral de blocs continentaux (modèle de Tapponnier, 1977). La direction de mouvement du craton Ouest-Africain serait oblique par rapport à la limite du continent Ouzzalien sur la bordure duquel se trouve une zone de subduction avec arc insulaire (zone d'accrétion du Tilemsi) ; la tectonique tangentielle impliquant les granulites serait liée à un mouvement vers le Nord d'un bloc continental chassé par la protubérance méridionale du craton ouest africain. Entre 680 et 630 Ma se déposeraient des séries volcanodétritiques discordantes sur la tectonique tangentielle D<sub>1</sub>. 1 : craton Ouest-africain ; 2 : continent ouzzalien ; 3 : socle de l'assendjanet (Ta) et Tissenguénine (Ti) ; 4 : Protérozoïque moyen (quartzites de l'Ahnet, Ah) ; 5 : Protérozoïque supérieur (Série à stromatolites) ; 6 : formation d'arc insulaire (zone d'accrétion) ; 7 : série pélitique du Protérozoïque terminal (Pharusien II).

W.NW

E.SE

Craton  
Ouest AfricainZone  
d'accrétion

Batholite pan-africain

Domaine central

Domaine Oriental

In Assadjé

Taouant

Tlemsi

Tessalit

Dumassène

Adrar Bezzeg

UGI

FAT

I bedouyen

Tamassahart

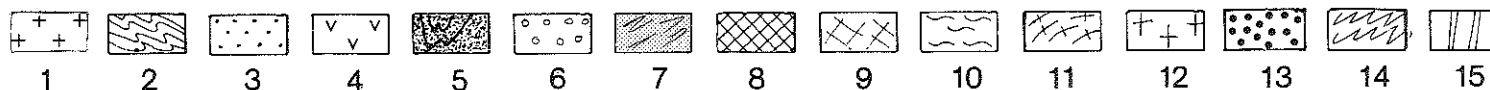
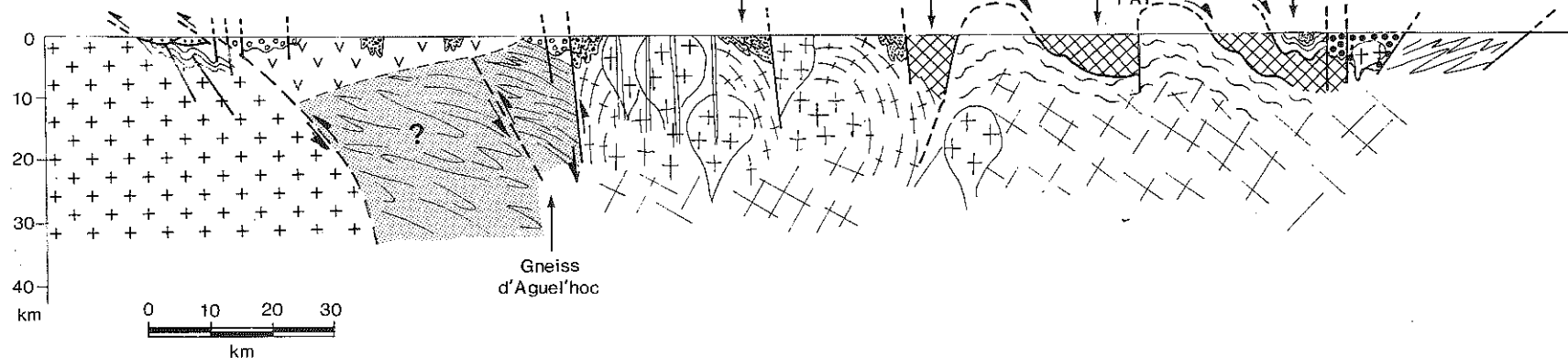


Figure 156 - Coupe interprétative de l'Adrar des Iforas, d'après Caby (1978), Bayer et Lesquer (1978), Boullier et al. (1978), Davison (1980), Caby et al. (1981), Wright (rés. non publiés) et cet ouvrage. 1 : craton ouest-africain ; 2 : sa couverture Protérozoïque supérieur ; 3 : matériel de marge passive (nappes de Taouant) ; 4 : roches lourdes ; formations d'arc insulaire ; 5 : graywackes ; 6 : molasse nigritienne ; 7 : gneiss HI-Bp d'Aguel'hoc ; 8 : granulites éburnéennes ; 9 : croûte continentale éburnéenne remobilisée ; 10 : assemblage kidalien ; 11-12 : batholite pan-africain précocé, termes orientés (11) ou non (12) ; 13 : séries volcano-détritiques discordantes sur  $D_1$  ou  $D_2$  ; 14 : Séries grésopélitiques du secteur de Tin Zaouatène ; 15 : filons.

Cette interprétation s'écarte sensiblement de celle de Caby et al. (1981) qui considèrent une collision autour de 700-680 Ma entre le continent "ouzzalien" et le continent "Tassendjanet" avant même que ne commence la collision avec le craton ouest-africain. Elle n'en reste pas moins spéculative étant donné les nombreuses inconnues. Par contre la collision pan-africaine s.s. est relativement bien comprise (Caby, 1978 ; Black et al., 1979b ; Caby et al., 1981) et le résultat final est reporté sur la figure 156. La très longue histoire (1000-600 Ma) du bouclier touareg, comparée à la grande stabilité du craton ouest-africain, explique pourquoi les effets de la collision pan-africaine s.s. se retrouvent sur une vaste étendue: en effet, Molnar et Tapponnier (1981) ont montré que l'aptitude d'un continent à se déformer dans une chaîne collisionnelle, dépend de l'âge de la dernière orogénèse ayant affecté ce continent. Le serrage lié à la collision pan-africaine s.s. a induit un épaissement de la croûte et une fusion de celle-ci donnant un volume important de granites pan-africains dans tout le bouclier touareg (granite de type Immezarène, Torsonounine, etc....).

Le schéma interprétatif de l'Adrar des Iforas que je présente ici n'est pas sans analogie avec celui de Coward (1981a) pour le Damara : premier mouvement chevauchant parallèle à la zone de subduction puis serrage perpendiculaire à cette zone de subduction. A l'échelle de l'Afrique, les directions de mouvements sont cohérentes mais sont probablement diachroniques (voir Coward, 1981b, et figure 157). Ces résultats soulignent l'absence de relation entre les directions de mouvement déduites des déformations à l'intérieur d'un continent et les contours de ce continent, d'où l'importance de l'étude de la signification cinématique des déformations.

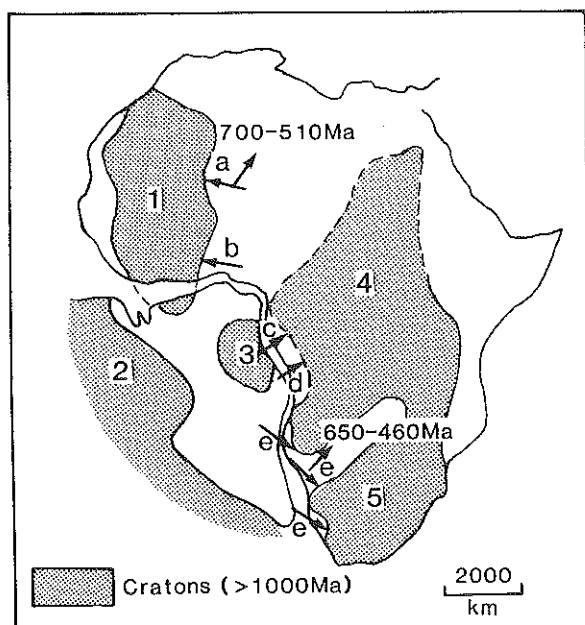


Figure 157 - Direction de mouvement dans différents segments de la chaîne pan-africaine (d'après Coward, 1981a) - 1 : Craton ouest-africain ; 2 : Craton de Guapore ; 3 : Craton de Sao Francisco ; 4 : Craton de Congo ; 5 : Craton du Kalahari - Directions données d'après : a : Boullier, cet ouvrage. Les âges sont les extrêmes pan-africains s.l. du tableau I.1-b : Trompette, 1980- c : Coward, 1981b- d : Hossié, 1980- e : Coward, 1981a. Les âges donnés pour le Damara sont empruntés à Kröner, 1980.

## BIBLIOGRAPHIE

- AFFATON P. (1975) - Etude géologique et structurale du Nord-Ouest Dahomey, du Nord Togo et du Sud-Est de la Haute Volta. *Trav. Lab. Sci. Terre*, St Jérôme, Marseille (B) n°10, 201 p.
- ALBAREDE F. (1976) - Thermal models of post-tectonic decompression as exemplified by the Haut-Allier granulites (Massif Central, France). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XVIII, pp 1023-1032.
- ALLEGRE C.J., CABY. (1972). - Chronologie absolue du Précambrien de l'Ahaggar occidental. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 275, Série D, pp 2095-2098.
- ALTHAUS E. (1967). - The triple point andalusite-sillimanite-kyanite. *Contrib Mineral. Petrol.* 16, pp 29-44.
- ALTHAUS E. (1968). - Der Einfluss des Wassers and Mineral Reaktionen. *N. Jb Mineral., Mh.*, 9, pp 289-306.
- ARENE J. (1968). - Stratigraphie et évolution structurale du Précambrien dans la région de l'Adrar Ahnet (Sahara Central). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 266, D, pp 868-870.
- ASHBY M.F., VERRALL R.A. (1973). - Diffusion-accomodated flow and superplasticity. *Acta Metallurgica* 21, pp 149-163.
- BAETA R.D., ASHBEE K.H.G. (1969) - Slip systems in quartz. I : Experiments. II : Interpretation. *Amer. Mineral.* 69, pp 1551-1582.
- BALL E. (1980) - An example of very consistent brittle deformation of a wide intracontinental zone : late Pan-African fracture system of the Tuareg and Nigerian shield , structural implications. *Tectonophysics*, 61, pp 363-379.
- BALL E., THEUNISSEN K. (1981) - La série volcano-sédimentaire de Taféliant, Adrar des Iforas (Mali). Aspect structural. *11th Coll. African Geol.*, Open Univ., Milton Keynes, p 33.
- BALL E., CABY R., FABRE J., MOUSSINE-POUCHKINE A., THEUNISSEN K. (1981) - Le Protérozoïque terminal en Adrar des Iforas : la série de Taféliant. *11th Coll. African Geol.*, Open Univ., Milton Keynes, p 32.
- BARBEY P. (1982) - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie (Fennoscandie) : une suture de collision continentale d'âge Protérozoïque inférieur (2, 3-1, 9 Ga). Reconstitution géochimique et pétrologique. Thèse Doct. Etat. Univ. Nancy I, 346 p. et *Mém. Docum. Centre Arm. et Struct. Socles*, Rennes, n°7, 1986.
- BARBEY P., CUNEY M. (1982) - K, Rb, Sr, Ba, U and Th geochemistry of the Lapland granulites (Fennoscandia). LILE controlling factors and metamorphic trends. *Contrib. Mineral. Petrol.* 81, pp 304-316.
- BAYER R., LESQUER A. (1978) - Les anomalies gravimétriques de la bordure orientale du craton ouest africain : géométrie d'une suture pan-africaine. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), XX, pp 863-876.
- BEACH A. (1976) - The interrelations of fluid transport, deformation, geochemistry and heat flow in early Proterozoic shear zones in the Lewisian Complex. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, 280, pp 569-604.
- BEHR H. (1978) - Subfluenz-Prozesse im Grundgebirgs - Stockwerk Mittel Europas. *Z. dt. Geol. Ges.*, 129, pp 283-318.
- BELL T.H. (1978) - Progressive deformation and reorientation of fold axes in a ductile mylonite zone : the Woodroff thrust. *Tectonophysics* 44, pp 285-320.
- BERTHE D., CHOUKROUNE P., GAPAIS D. (1979) - Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant : l'exemple du cisaillement sud-armoricain. *Bull. Minéral.* 102, pp 265-272.
- BERTHE D., BRUN J.P. (1980) - Evolution of folds during progressive shear in the South Armorican shear zone , France. *J. Struct. Geol.*, 2, pp 127-134.
- BERTRAND J.M., CABY R., FABRIÈS J., VITEL G. (1968) - Sur la structure et l'évolution orogénique du Précambrien du Tazat (Ahaggar oriental). *C.R. Somm. Séances Soc. Géol. Fr.*, 8, pp 257-258.
- BERTRAND J.M., BOISSONNAS J., CABY R., GRAVELLE M., LELUBRE M. (1966) - Existence d'une discordance dans l'Antécambrien du "Fossé Pharusien" de l'Ahaggar occidental (Sahara Central). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 262, D, pp 2197-2200.
- BERTRAND J.M., BOISSONNAS J. (1970) - Schéma stratigraphique et structural du Pharusien aux environs d'Im Meseknane et de Tinnirt (Sahara Central, Algérie). *C.R. Somm. Séances Soc. Géol. Fr.*, 1, pp 13-14.

- BERTRAND J.M.L. (1974) - Evolution polycyclique des gneiss précambriens de l'Aleksod (Hoggar Central, Sahara algérien). Aspects structuraux, pétrologiques, géochimiques et géochronologiques. Thèse Doct. Etat, USTL, Montpellier, Edit. CNRS, Paris, *Coll. CRZA, Série Géol.* 19, 370p.
- BERTRAND J.M.L., LASSERRE M. (1976) - Pan-African and pre-Pan-African history of the Hoggar (Algerian Sahara) in the light of new geochronological data from the Aleksod area. *Precambrian Res.* 31, pp 343-362.
- BERTRAND J.M.L., CABY R. (1977) - Carte géologique du Hoggar. Direction des Mines et de la Géologie, SONAREM, Algérie, 1/1000 000è, 2 feuilles.
- BERTRAND J.M.L., CABY R., DUCROT J., LANCELOT J., MOUSSINE-POUCHKINE A., SAADALLAH A. (1978) - The late Pan-African ensialic linear fold belt of eastern Hoggar (Algérie) : Geology, structural development, U/Pb geochronology, tectonic implications for the Hoggar shield. *Precambrian Res.*, 7, pp 349-376.
- BERTRAND J.M.L., CABY R. (1978) - Geodynamic evolution of the Pan-African orogenic belt : a new interpretation of the Hoggar shield (Algerian Sahara). *Geol. Rundschau*, 67, 2, pp 357-388.
- BERTRAND J.M.L., DAVISON I. (1981) - Pan-African granitoid emplacement in the Adrar des Iforas mobile belt (Mali) : A Rb/Sr isotope study. *Precambrian Res.* 14, pp 333-361.
- BERTRAND-SARFATI J. (1972) - Stromatolites colonnaires du Précambrien supérieur du Sahara nord-occidental. Inventaire, morphologie et microstructures des laminations. Corrélations stratigraphiques. Thèse Doct. Etat. U.S.T.L. Montpellier, éd. CNRS, Paris, Coll. CRZA, Sér. *Géol.* n°14, 245 p.
- BERTRAND-SARFATI J., FABRE J., MOUSSINE-POUCHKINE A. (1977) - Géodynamique des aires sédimentaires cratoniques : quelques exemples sahariens. *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine* 1, 1, pp 217-213.
- BESSELES B. (1977) - Le craton Ouest-Africain. *Mémoires du B.R.G.M.*, n°88, 402 p.
- BEUF S., BIJU-DUVAL B., CHARPAL O. de, ROGNON P., GARIEL O., BENNACEF A. (1971) - Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara. *Technip*, Paris, 464 p.
- BILAL A., TOURET J. (1976) - Les inclusions fluides des enclaves catazonales de Bournac (Massif Central). *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.* 99, pp 134-139.
- BLACIC J.D. (1975) - Plastic deformation mechanisms in quartz : the effects of water. *Tectonophysics*, 27, pp 271-294.
- BLACK R. (1966) - Sur l'existence d'une orogénie riphéenne en Afrique occidentale. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 262, D, pp 1046-1049.
- BLACK R., JAUJOU M., PELLATON C. (1967) - Carte géologique du Massif de l'Air (1/500.000è). Notice explicative. Ed. *B.R.G.M.*, 57 p.
- BLACK R. (1978) - Propos sur le Pan-Africain. *Bull. Soc. Géol. Fr. (7)*, XX, pp 843-850.
- BLACK R., BA H., BALL E., BERTRAND J.M.L., BOULLIER A.M., CABY R., DAVISON I., FABRE J., LEBLANC M., WRIGHT L.I. (1979a) - Outline of the Pan-African geology of Adrar des Iforas (Republic of Mali). *Geol. Rundschau*, 68, 2, pp 543-564.
- BLACK R., CABY R., MOUSSINE-POUCHKINE A., BAYER R., BERTRAND J.M.L., BOULLIER A.M., LESQUER A. (1979b) - Evidence for late Precambrian plate-tectonics in West-Africa. *Nature*, 278, pp 223-227.
- BLAISE J. (1967) - Le Précambrien du Tazat. Sa place dans les structures du Hoggar oriental. Ed. CNRS Paris, coll. *CRZA, Série Géol.*, n°7, 197 p.
- BOISSE H. de la, LANCELOT J. (1977) - A propos de l'évènement à 1 000 Ma en Afrique occidentale. 1. Le "granite" de Bourré. *C.R. Somm. Séances Soc. Géol. Fr.* 4, pp 223-226.
- BOISSE H. de la (1979) - Pétrologie et géochronologie de roches cristallophylliennes du Bassin du Gourma (Mali). Conséquences géodynamiques. *Thèse 3ème cycle*, USTL, Montpellier.
- BOISSONNAS J., BORSI S., FERRARA G., FABRE J., FABRIES J., GRAVELLE M. (1969) - On the early Cambrian age of two late orogenic granites from west-central Ahaggar (Algerian Sahara). *Can. J. Earth Sci.*, 6, pp 25-37.
- BOISSONNAS J. (1973) - Les granites à structures concentriques et quelques autres granites tardifs de la chaîne Pan-Africaine en Ahaggar (Sahara Central, Algérie). Ed. *B.R.G.M. et Mém. CNRS*, Paris, Coll. *CRZA, Série Géol.*, n°16, 662 p.
- BOSSIÈRE , VAUCHEZ A. (1978) - Déformation naturelle par cisaillement ductile d'un granite de Grande Kabylie occidentale (Algérie). *Tectonophysics*, 51, pp 57-81.
- BOUCHEZ J.L. (1971) - Exemples de traitement automatique des données numériques en géologie structurale et en pétrologie. *Thèse 3ème cycle*, Nantes, 117 p.



- BOUCHEZ J.L., MERCIER J.C. (1974) - Construction automatique des diagrammes de densité d'orientation. Présentation d'un réseau de comptage. *Sci. de la Terre*, XIX, 1, pp 57-64.
- BOUCHEZ J.L., PECHER A. (1976) - Plasticité du quartz et sens de cisaillement dans les quartzites du grand chevauchement central himalayen. *Bull. Soc. Géol. Fr.* XVIII, pp 1377-1385.
- BOUCHEZ J.L., PECHER A. (1981) - The himalayan main central thrust pile and its quartz rich tectonites in Central Nepal. *Tectonophysics* 78, pp 23-50.
- BOUCHEZ J.L. (1977) - Le quartz et la cinématique des zones ductiles. *Thèse d'Etat*, Nantes, 176 p.
- BOUCHEZ J.L. (1977) - Plastic deformation of quartzites at low temperature in an area of natural strain gradient. *Tectonophysics* 39, pp 25-50.
- BOUCHEZ J.L. (1978) - Preferred orientations of quartz < a > axes in some tectonites : Kinetic inferences. *Tectonophysics*. 49, T25-T30.
- BOUCHEZ J.L., DELVIN P., MARDON J.P., ENGLANDER M. (1979) - La diffraction neutronique appliquée à l'étude de l'orientation préférentielle de réseau dans les quartzites. *Bull. Mineral.*, 102, pp 225-231.
- BOULLIER A.M. (1975) - Structure des péridotites en enclaves dans les kimberlites d'Afrique du Sud. *Thèse 3ème cycle*, Nantes, 112 p.
- BOULLIER A.M., GUEGUEN Y. (1975) - SP-mylonites : origin of some mylonites by super-plastic flow. *Contrib. Mineral. Petrol.* 50, pp 93-104.
- BOULLIER A.M., DAVISON I., BERTRAND J.M., COWARD M. (1978) - L'unité granulitique des Iforas : une nappe de socle d'âge pan-africain précoce. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XX, pp 877-882.
- BOULLIER A.M., BOUCHEZ J.L. (1978) - Le quartz en rubans dans les mylonites. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), XX, pp 253-262.
- BOULLIER A.M. (1979) - Charriage et déformations de l'unité granulitique des Iforas au cours de l'orogénèse pan-africaine. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, 21, 5, pp 377-382.
- BOULLIER A.M., DUCROT J., LANCELOT J.R., MALUSKI H. (1979) - Influence de la déformation sur le système U-Pb des zircons. Exemple de la bordure Ouest de l'unité granulitique des Iforas. 1. Etude structurale, degré de déformation des zircons, radiochronologie U-Pb du site et données  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$ . *7ème R.A.S.T.*, Lyon, p 79.
- BOULLIER A.M. (1980) - A preliminary study on the behaviour of brittle minerals in a ductile matrix : example of zircons and feldspars. *J. Struct. Geol.* 2, pp 211-217.
- BOULLIER A.M., QUENARDEL J.M. (1981) - The Caledonides of northern Norway : relation between preferred orientation of quartz lattice, strain and translation of the nappes. In : Thrust and Nappe tectonics. Ed. K.R. Mc Clay et N.J. Price, *Geol. Soc. Spec. Publ.* n°9, p 195.
- BOULLIER A.M., BERTRAND J.M. (1981) - Tectonique tangentielle profonde et couloirs mylonitiques dans le Hoggar central polycyclique (Algérie). *Bull. Soc. Géol. France* (7), XXXIII, pp 17-22.
- BOURMATTE A. (1977) - Etude gravimétrique du Tanezrouft (Algérie) - *Thèse 3ème cycle*, USTL, Montpellier, 131 p.
- BOWDEN P. (1974) - Oversaturated alkaline rocks : granites, pantellerites and comendites. In : The alkaline rocks, H Sorensen éd., *Wiley-Interscience Pub.*, pp 109-123.
- BRACE W.F. (1964) - Brittle fracture of rocks. In : State of stress in the Earth's crust, W.R. Judd. Ed. New York, *Elsevier*, pp 111-174.
- BRIDEN J.C. (1977) - Paleomagnetism and Proterozoic tectonics. *Tectonophysics* 38, pp 167-168.
- BRIDGWATER D., COLLERSON K.D., MEYERS J.S. (1978) - The development of the archean gneiss complex of the North Atlantic Region. In : *Evolution of the earth's crust*. D.H. Tarling éd., pp 19-69.
- BROWN W.L., MACAUDIERE J., OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M. (1980) - Ductile shear zones in a meta-anorthosite from Harris, Scotland : textural and compositional changes in plagioclase. *J. Struct. Geol.*, 2, pp 281-287.
- BROWN W.L., PARSONS I. (1981) - Towards a more practical tow feldspar geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 76, pp 369-377.
- BRUN J.P., COBBOLD P.R. (1980) - Strain heating and thermal softening in continental shear zones : a review. *J. Struct. Geol.*, 2, pp 149-158.
- BRUNEL M., ANDRIEUX J. (1977) - Déformations superposées et mécanismes associés au chevauchement central himalayen. Népal Oriental. In : *Ecologie et Géologie de l'Himalaya*. *Coll. Int. CNRS*, n°268, pp 69-83.
- BRUNEL M., GEYSSANT J. (1978) - Mise en évidence d'une déformation rotationnelle Est-Ouest par l'orientation optique du quartz dans la Fenêtre des Tauern (Alpes orientales). Implications géodynamiques. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, XX, 4, pp 335-346.

- BRUNEL M. (1980) - Quartz C-axis fabrics in shear-zone mylonites : evidence for a major imprint due to late strain increments. *Tectonophysics*, 64, T33-T44.
- BURG J.P., LAURENT Ph. (1978) - Strain analysis of a shear zone in a granodiorite. *Tectonophysics* 47, pp 15-42.
- BURG J.P., MATTE P.J. (1978) - A cross section through the French Massif Central and the Scope of its Variscan geodynamic evolution. *Z. dt. geol. Ges.*, 129, pp 429-460.
- BURKE K., DEWEY J.F. (1973) - An outline of Precambrian plate development. In : Implications of continental drift to the Earth Sciences. Vol. 2, ed. D.H. Tarling et S.K. Runcorn, *Academic Press*, pp 1035-1045.
- CABY R., MOUSSU H. (1967) - Une grande série détritique du Sahara : stratigraphie, paléogéographie et évolution structurale de la "Série Pourprée" dans l'Aseg'rad et le Tanezrouft oriental (Sahara algérien). *Bull. Soc. Géol. Fr. (7) IX*, pp 876-882.
- CABY R., (1967) - Un nouveau fragment du craton de l'Ouest africain dans le Nord-Ouest de l'Ahaggar (Sahara algérien) : ses relations avec la série à stromatolites, sa place dans l'orogénèse du Précambrien supérieur. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 265, pp 1452-1455.
- CABY R., (1968) - Une zone de décrochements à l'échelle de l'Afrique dans le Précambrien de l'Ahaggar occidental. *Bull. Soc. Géol. Fr. (7)*, pp 577-587.
- CABY R., (1970) - La chaîne pharusienne dans le Nord Ouest de l'Ahaggar (Sahara central, Algérie) ; sa place dans l'orogénèse du Précambrien supérieur en Afrique. *Thèse Doct. Etat*, USTL, Montpellier.
- CABY R., (1973) - Les complexes précambriens du Nord de l'Adrar des Iforas : leurs relations chronologiques et structurales et leur place dans la chaîne pan-africaine du Sahara Central. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 277, D, pp 2301-2304.
- CABY R. (1976) - Résultats préliminaires concernant les formations granulitiques et leur couverture dans l'Adrar des Iforas. *Rapport d'activité, C.G.G.*, Montpellier, pp 17-21.
- CABY R., DOSTAL J., DUPUY C. (1977) - Upper Proterozoic volcanic graywackes from North-Western Hoggar (Algeria). *Geology and Geochemistry. Precambrian Res.* 5, pp 283-297.
- CABY R., MOUSSINE-POUCHKINE A., DAVISON I. (1978) - Les nappes précambriennes du Gourma oriental (Mali, Niger), *6ème RAST*, Orsay, p 83.
- CABY R. (1978) - Paléogéodynamique d'une marge passive et d'une marge active au Précambrien supérieur : leur collision dans la chaîne pan-africaine du Mali. *Bull. Soc. Géol. Fr. (7)*, XX, pp 857-862.
- CABY R., FABRE J. (1981) - Late Proterozoic to early Paleozoic diamietite-tillite and associated glacial sediments in the Série Pourprée of Western Hoggar. In : A Record of Earth's Glacial History, IGCP 38 Prepleistocene Tillite. Project ; ed. M.J. Hambrey and W.B. Harland, *Cambridge Univ. Press*, pp 140-145.
- CABY R., BERTRAND J.M.L., BLACK R. (1981) - Pan-African ocean closure and continental collision in the Hoggar-Iforas segment, Central Sahara. In : *Precambrian Plate Tectonics*, Ed. A. Kröner, *Elsevier Sc. Pub. Co.* pp 407-434.
- CABY R., ANDREOPOULOS-RENAUD U., GRAVELLE M. (1982) - Cadre géologique et géochronologique U-Pb sur zircon des batholites précoces dans le segment pan-africain du Hoggar Central (Algérie). *Bull. Soc. Géol. Fr. (7) XXIV*, pp 677-684.
- CABY R., ANDREOPOULOS-RENAUD U., LANCELOT J.R. (1985) - Les phases tardives de l'orogénèse Pan-Africaine dans l'Adrar des Iforas Oriental (Mali) : Lithostratigraphie des formations molassiques et géochronologie U/Pb sur zircon de deux massifs intrusifs. *Precambrian Res.*, 28 pp 187-199.
- CARRERAS J., ESTRADA A., WHITE S. (1977) - The effects of folding on the C-axis fabrics of a quartz mylonite. *Tectonophysics* 39, pp 3-24.
- CHATTERJEE N.D., JOHANNES W. (1974) - Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic 2 M<sub>1</sub> muscovite, K Al (Al Si<sub>3</sub>O<sub>10</sub>(OH)<sub>2</sub>). *Contrib. Mineral. Petrol.* 48, pp 89-114.
- CHAYKA V.M. (1976) - Proterozoic komatiite of the central Sahara. *Doklady, Earth Sci. Section*, 231, pp 155-157.
- CHIKHAOUI M. (1981) - Les roches volcaniques du Protérozoïque supérieur de la chaîne pan-africaine (Hoggar, Anti-Atlas, Adrar des Iforas). Caractérisation géochimique et minéralogique. Implications géodynamiques. *Thèse Doct. d'Etat*, USTL, Montpellier, 183 p.
- CHRISTIE J.M., GRIGGS D.T., CARTER N.L. (1964) - Experimental evidence of basal slip in quartz. *J. Geol.* 72, pp 734-756.

- CLAUER N. (1976) - Géochimie du strontium des milieux sédimentaires. Applications à la géochronologie de la couverture du craton Ouest Africain. Thèse Doct. Etat. Univ. Strasbourg. *Sciences Géologiques, mém.* 45, 256 p.
- COBBOLD P.R., QUINQUIS H. (1980) - Development of sheath folds in shear regimes. *J. Struct. Geol.*, 2, pp 119-126.
- COOLEN J.J.M.M.M. (1980) - Chemical petrology of the Furua granulite complex southern Tanzania. G.U.A. *Papers of Geology*, Serie 1, n°13, Amsterdam, 258 p.
- COUTURIE J.P., KORNPROBST J. (1977) - Une interprétation géodynamique de l'évolution polyphasée des assemblages des granulites dans les chaînes béticorifaines et le Massif Central Français. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 5, pp 289-291.
- COWARD M.P. (1980) - Shear zones in the Precambrian crust of Southern Africa. *J. Struct. Geol.*, 2, pp 19-27.
- COWARD M.P. (1981a) - The junction between pan-african mobile belts in Namibia: its structural history. *Tectonophysics* 76, pp 59-73.
- COWARD M.P. (1981b) - The Moabi syncline : the west congolian of Gabon and its tectonic significance. *Annales Soc. Géol. Belgique*, 104, pp 225-259.
- COWARD M.P., KIM J.H. (1981) - Strain within thrust, sheets. In : Thrust and nappe tectonics, Ed. K.R. Mc Clay et N.J. Price. *Geol. Soc. Spec. Pub.* n°9, pp 275-292.
- CRENN Y. (1957) - Mesures gravimétriques et magnétiques en Afrique occidentale. Paris, ORSTOM, 39 p.
- CUNNEY M. (1981) - Comportement de l'uranium et du thorium au cours du métamorphisme : rôle de l'anatexie dans la genèse des magmas riches en radio-éléments. *Thèse Doct. Etat.*, I.N.P.L., Nancy 511 p.
- CURRIE K.L. (1971) - The reaction 3 cordierite : 2 garnet + 4 sillimanite + 5 quartz as a geological thermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 33, pp 215-226.
- DAIGNIERES M. (1982) - Contributions de la géophysique à la compréhension de certains orogénèses (Pyénées) et de la déformation intracontinentale associée (Himalaya). *Thèse Doct. Etat*, USTL, Montpellier.
- DAVIES G.J., EDINGTON J.W., CUTLER C.P., PADMANABHAN K.A. (1970) - Superplasticity : a review. *J. Material Sci.*, 5, pp 1091-1102.
- DAVISON I., FABRE J. (1977) - Les formations nigritiennes. Série Pourprée. Témoins des événements tardifs de la chaîne. Rapport d'activité, C.G.G.M., pp 55-60.
- DAVISON I. (1980) - A tectonic, petrographical and geochronological study of a Pan-African belt in the Adrar des Iforas and Gourma (Mali). *Ph. D. Thesis*, Univ. Leeds et C.G.G. Montpellier.
- DAVISON I. (1981) - The cooling history of a Pan-African belt in the Adrar des Iforas (Republic of Mali). Comparison with other Pan-African belts. *Geol. Rundschau* 70, pp 842-849.
- DAY H.W., KUMIN H.J. (1980) - Thermodynamic analysis of the aluminium silicate triple point. *Amer. J. Sci.* 280, pp 265-287.
- DESCHAMPS M.T. (1973) - Etude géologique de la Série de l'Arechchoum dans la région de Tamanrasset (Hoggar-Sahara Central). *Thèse 3ème Cycle*, Nancy, 139 p.
- DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J. (1966) - An introduction to rock-forming minerals. *Longmans, Green Co Ltd*, London, 528 p.
- DEWAARD (1965) - A proposed subdivision of the granulite facies. *Amer. J. Sci.* 263, pp 455-461.
- DUCROT J., DE LA BOISSE H., RENAUD U., LANCELOT J.R. (1979) - Synthèse géochronologique sur la succession des événements magmatiques pan-africains au Maroc, dans l'Adrar des Iforas et dans l'Est Hoggar. *10è Coll. de Géol. Africaine*, Montpellier, Résumés, pp 40-41.
- DUPLAN L. (1972) - La chaîne de l'Egéré (Hoggar Septentrional). *Bull. Serv. Géol. Alg.* n°26 (Nelle Série), 2 tomes.
- ELLIS D.J., GREEN D.H. (1979) - An experimental study of the effect of Ca upon garnet-Cpx exchange equilibria. *Contrib. Miner. Petrol.* 71, pp 13-22.
- ESQUISSE STRUCTURALE DE L'ALGERIE ET DES REGIONS VOISINES (1972) - Carte CRZA, Montpellier, 1/2 000 000è.
- ETCHECOPAR A. (1974) - Simulation par ordinateur de la déformation progressive d'un agrégat polycristallin. Etude du développement de structures orientées par écrasement et cisaillement. *Thèse 3ème Cycle*, Nantes, 135 p.
- ETCHECOPAR A. (1977) - A plane kinematic model of progressive deformation in a polycrystalline aggregate. *Tectonophysics*, 3, pp 121-142.
- EGGLER D.H., KADIK A.A. (1979) - The system NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> to 20 Kbar pressure : I

- composition and thermodynamic relations of liquids and vapors co-existing with albite. *Amer. Min.* 64, pp 1036-1048.
- FABRIES J., GRAVELLE M. (1977) - Modalités du magmatisme au Protérozoïque supérieur dans la région de Silet (Hoggar Central, Algérie). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), XIX, pp 995-1004.
- FAURE J. (1967) - Structure des schistes cristallins d'In Eker (Hoggar, Sahara Central). Rapports entre la schistosité et la stratification. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 264, D, pp 1137-1140.
- FERRAGNE A. (1964) - La série de l'Arechchoum dans la région d'Amsel (Ahaggar Central). *Trav. Inst. Rech. Sahara*, XXIII, pp 1-24.
- FERRARA G., GRAVELLE M. (1966) - Radiometric ages from western Ahaggar (Sahara) suggesting an Eastern limit for the West African Craton. *Earth Planet. Sci. Letters*, pp 319-324.
- FLEITOUX L., FROIDEVAUX C. (1980) - Thermal and mechanical evolution of shear zones. *J. Struct. Geol.*, 2, pp 159-164.
- FLINN D. (1962) - On folding during three dimensional progressive deformation. *Quart. J. Geol. Soc.* London, 118, pp 385-428.
- FOURCADE S. (1972) - Etude des fractionnements isotopiques  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  dans quelques séries métamorphiques et massifs granitiques précambriens de l'Ahaggar algérien. *Thèse 3ème cycle*, Univ. Paris VI.
- FOURCADE S., JAVOY M. (1973) - Rapports  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  dans les roches du vieux socle catazonal d'In Ouzzal (Sahara algérien). *Contrib. Mineral. Petrol.* 42, pp 235-244.
- GANGOPADHYAY P.K., JOHNSON R.W. (1962) - A study of quartz orientation and its relation to movement in shear folds. *Geol. Mag.* XCIX, pp 69-85.
- GANSSER A. (1966) - The Indian Ocean and the Himalayas. A geological interpretation. *Eclogae Geol. Helv.* 59, pp 831-848.
- GHENT E.D. (1976) - Plagioclase-garnet- $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ -Quartz : a potential geobarometer. *Amer. Mineral.* 61, pp 710-714.
- GIRAUD P. (1961) - Les charnockites et les roches associées du Sugarien à faciès In Ouzzal (Saharien algérien). *Bull. Soc. Geol. Fr.* (7), III, pp 165-170.
- GOLDMAN D.S., ALBEE A.L. (1977) - Correlation of the Mg/Fe partitioning between garnet and biotite with  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  partitioning between quartz and magnetite. *Amer. J. Sci.* 277, pp 750-767.
- GRAHAM C.M., ENGLAND P.C. (1976) - Thermal regimes and regional metamorphism in the vicinity of overthrust faults : an example of shear heating and inverted metamorphic zonation from southern California *Earth Planet. Sci. Lett.*, 31, pp 142-152.
- GRAVELLE M. (1961) - Les affleurements de "Séries Intermédiaires" dans la région de Silet (Ahaggar occidental, Sahara Central). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), III, pp 143-151.
- GRAVELLE M., THEBAULT J.Y. (1965) - Sur les conditions de dépôt d'une série intermédiaire (Précambrien terminal ?) du Hoggar occidental (Sahara central). *Rev. Géogr. Phys. Géol. dyn.* 7, pp 59-74.
- GRAVELLE M. (1969) - Recherches sur la géologie du socle précambrien de l'Ahaggar centro-occidental dans la région de Silet-Tibehaouine. *Thèse Doc. Etat*, Fac. Sci. Univ. Paris, 298 p (inédit).
- GRAVELLE M., CHIKHAOUI M. (1976) - Tectonique tangentielle pan-africaine et métamorphisme épizonal dans le fossé pharusien de l'Ahaggar occidental (Sahara Central, Algérie). *4ème RAST*, Paris, p 209.
- GREEN D.H., RINGWOOD A.E. (1967) - An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. *Geochim. Cosmochim. Acta* 31, pp 768-833.
- GREEN H.W. II, RADCLIFFE S.C. (1975) - Fluid precipitates in rocks from the Earth's mantle. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 86, pp 846-852.
- GRESENS R.L. (1966) - Composition-volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology* 2, pp 47-65.
- GUEGUEN Y., BOULLIER A.M. (1976) - Evidence of superplasticity in mantle peridotites. In *The physics and chemistry of minerals and rocks*. Ed. R.G.J. Strens. *J. Willey and Sons*, pp 19-33.
- GUERANGE B. (1966) - L'Antécambrien de Temasint. *Rapport B.R.G.M.*, Algérie, 66, AI.
- GUIRAUD R., ALIDOU S. (1981) - La faille de Kandi (Bénin), témoin du rejeu fini crétacé d'un accident majeur à l'échelle de la plaque africaine. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 293, II, pp 779-782.
- GRIFFIN W.L., HEIER K.S. (1969) - Parageneses of garnet in granulite-facies rocks Lofoten-Vesteraaten, Norway. *Contrib. Mineral. Petrol.* 23, pp 89-116.
- HARA I., TAKEDA K., KUMURA T. (1973) - Preferred lattice orientation of quartz in shear

- deformation. *J. Sci. Hiroshima Univ.*, 7, pp 1-11.
- HASSENFORDER B. (1979) - Cisaillement ductile et tectonique pan-africaine dans le Kerdous (Ant-Atlas occidental, Maroc). *Rev. Géol. Dyn. Géog. Phys.* 21, pp 387-393.
- HATCHER Jr, R.D. (1981) - Thrusts and nappes in the North American Appalachia Orogen. In : Thrust and Nappe Tectonics, Ed. K.R. Mc Clay et N.J. Price, *Geol. Soc. Spec. Pub.* n°9, pp 491-499.
- HEARD H.C., CARTER N.L. (1968) - Experimentally induced "natural" intragranular flow in quartz and quartzite. *Amer. J. Sci.* 266, pp 1-42.
- HIRSCHBERG A., WINKLER H.G.F. (1968) - Stabilitätsbeziehungen zwischen chlorit-cordierit und Almandin bei Metamorphose. *Contrib. Mineral. Petrol.* 18, pp17-42.
- HOBBS B.E. (1968) - Recrystallisation of single crystals of quartz. *Tectonophysics* 6, pp 353-401.
- HOLDAWAY M.J. (1971) - Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *Amer. J. Sci.* 271, pp 97-131.
- HOLDAWAY M.J., LEE S.M. (1977) - Fe-Mg cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. *Contrib. Mineral. Petrol.* 63, pp 175-198.
- HOLLISTER L.S., BURRUS R.C. (1976) - Phase equilibria in fluid inclusions from the Khtada Lake metamorphic complex. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40, pp 169-175.
- HOSCHEK G. (1969) - The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* 22, pp 208-232.
- HOSSACK J.R. (1978) - The correction of stratigraphic sections for tectonic finite strain in the Bygdin area, Norway, *J. Geol. Soc. Lond.* 135, pp 229-241.
- HOSSIE G. (1980) - Contribution à l'étude structurale de la chaîne Ouest-Congolienne (pan-africaine) dans le Mayombe congolais. *Thèse 3ème Cycle*, Montpellier, 124p.
- IRVING A. (1974) - Geochemical and high pressure experimental studies of garnet pyroxenite and pyroxene granulite xenoliths from the Delegate basaltic Pipes, Australia, *J. Petrol.* 15, pp 1-40.
- JEANNETTE D., BENZIANE F., YAZIDI A. (1981) - Lithostratigraphie et datation du Protérozoïque de la boutonnière d'Ifni (Anti-Atlas, Maroc). *Precambrian Res.* 14, pp 363-378.
- KAHLE H.G., WERNER D. (1975) - Gravity and temperature anomalies in the wake of drifting continents. *Tectonophysics* 29, pp 487-504.
- KAHMA A. (1951) - On contact phenomena of the Sata Kunta diabase. *Comm. Geol. Finlande Bull.* 152, pp 1-84.
- KARPOFF R. (1958) - La géologie de l'Adrar des Iforas. Thèse, Paris, 1958, *Publ. B.R.G.M.* Dakar, n°30, 1960.
- KARPOFF R. (1962) - Le Nigritien de l'Adrar Tira'ar (Adrar des Iforas, Sahara). *Bull. Soc. Geol. Fr.* (7) IV, pp 547-554.
- KASE H.R., METZ P. (1980) - Experimental investigation of the metamorphism of siliceous dolomites : IV - Equilibrium data for the reaction : 1 diopside + 3 dolomite 2 forstérite + 4 calcite + 2 O<sub>2</sub>. *Contrib. Mineral. Petrol.* 73, pp 151-159.
- KENNEDY G.C. (1954) - P.V.T. relations in CO<sub>2</sub> at elevated temperatures and pressures. *Amer. J. Sci.* 252, pp 225-241.
- KENNEDY W.Q. (1964) - The structural differentiation of Africa in the Pan-African (+/- 500 My) tectonic episode. *8th Ann. Rep. Res. Inst. African Geol.* Univ. Leeds, p 48.
- KERRICH R. (1976) - Some effects of tectonic recrystallisation on fluid inclusions in vein quartz. *Contrib. Mineral. Petrol.* 59, pp 105-202.
- KERRICH R., ALLISON I., BARNETT R.L., MOSS S.T., STARKEY J. (1980) - Microstructural and chemical transformations accompanying deformation of granite in a shear zone at Miéville, Switzerland ; with implications for stress corrosion cracking and superplastic flow. *Contrib. Mineral. Petrol.* 73, pp 221-242.
- KERRICH D.M. (1972) - Experimental determination of muscovite + quartz stability  $PH_2O < T_{total}$ . *Amer. J. Sci.* 272, pp 946-958.
- KERRICK D.M., JACOBS G.K. (1981) - A modified Redlick-K wong equation for H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> mixtures at elevated pressures and temperatures. *Amer. J. Sci.* 281, pp 735-787.
- KERRICK D.M. (1972) - Experimental determination of muscovite + quartz stability  $PH_2O < T_{total}$ . *Amer. J. Sci.* 272, pp 946-958.
- KERRICK D.M., JACOBS G.K. (1981) - A modified Redlick-K wong equation for H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> mixtures at elevated pressures and temperatures. *Amer. J. Sci.* 281, pp 735-787.
- KILIAN C. (1932) - Sur des conglomérats précambriens du Sahara Central. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.* 4, p 87.

- KIRBY S.H., Mc CORMICK J.W. (1979) - Creep hydrolytically weakened synthetic quartz crystals oriented to promote 2110 < 0001 < slip : a brief summary of work to date. *Bull. Mineral.* 102, pp 124-137.
- KLEINIJENS L.A., KONINGSVELD R. (1980) - Mean field lattice gas description of the system CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. *Research and Patents*, MS 1479.
- KORNPROST J., CANTAGREL J.M., FABRIES J., LASSERRE M., ROLLET M., SOBA D. (1976) - Existence, au Cameroun, d'un magmatisme alcalin pan-africain ou plus ancien ; la syénite néphélinique à mboziite de Nkonghong - comparaison avec les roches alcalines connues dans la même région. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7) XVIII, pp 1295-1305.
- KRETZ R. (1966) - Interpretation of the shape of mineral grains in metamorphic rocks. *J. Petrology* 7, pp 68-94.
- KRONER A. (1980) - Chronologic evolution of the Pan-African Damara Belt in Namibia, Southwestern Africa. In : *Mobile Earth*, Ed. H. Closs, K. von Gehlen, H. Illies, E. Kuntz, J. Neumann et E. Seibold. *Final Report of the Geodynamics Project*, Federal Republic of Germany, Boldt Verlag, Boppard, pp 221-224.
- KUNO M. (1966) - Lateral variation in basalt magma type across continental margins and island arcs. *Can. Geol. Surv. Paper* 66, pp 15-317.
- LANCELOT J.R. (1975) - Les systèmes U-Pb, chronomètres et traceurs de l'évolution des roches terrestres. *Thèse Doct. d'Etat*, Paris VII, 280 p.
- LANCELOT J., VITRAC A., ALLEGRE C.J. (1976) - Uranium and lead isotopic dating with grain-by-grain zircon analysis : a study of complex geological history with a single rock. *Earth Planet. Sci. Letters*, 29, pp 357-366.
- LANCELOT J.R., BOULLIER A.M., MALUSKI H., DUCROT J. (1983) - Deformation and related radiochronology in a late pan-african mylonitic shear zone, Adrar des Iforas (Mali). *Contrib. Mineral. Petrol.* 82, pp 312-326.
- LATOUCHE L., VIDAL Ph. (1974) - Géochronologie du Précambrien de la région des Gour Oumelalen (Nord-Est de l'Ahaggar-Algérie). Un exemple de mobilisation du strontium radiogénique. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7) XVI, pp 195-203.
- LATOUCHE L. (1975) - Structure et formation des couloirs plissés pan-africains dans la région des Gour Oumelalen (Nord-Est de l'Ahaggar, Algérie). *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XVII, pp 594-603.
- LATOUCHE L. (1978) - Le Précambrien de la région des Gour Oumelalen (Nord-Est de l'Ahaggar, Algérie). *Thèse Doct. d'Etat*, Univ. Paris VII, 255 p.
- LEAKE B.E. (1978) - Nomenclature of amphiboles. *Amer. Min.* 63, pp 1023-1052.
- LEBLANC M. (1975) - Ophiolites précambriennes et gîtes arséniés de cobalt (Bou Azzer-Maroc). *Thèse Doct. d'Etat, Paris et Mém. h. sér. C.G.G. Montpellier*, 329 p.
- LEBLANC M. (1976a) - Proterozoic oceanic crust at Bou Azzer. *Nature*, 261, pp 34-35.
- LEBLANC M. (1976b) - Ophiolites sur la marge orientale du craton Ouest-Africain (Timétrine, Mali). *Rapport d'Activité, C.G.G.M.*, pp 34-36.
- LEBLANC M., LANCELOT J.R. (1980) - Interprétation géodynamique du domaine pan-africain (précambrien terminal) de l'Anti-Atlas (Maroc) à partir de données géologiques et géochronologiques. *Can. J. Earth Sci.* 17, pp 142-155.
- LE FORT P. (1975) - Himalayas : the collided range. Present knowledge of the continental. *Arc. Amer. J. Sci.* 275 A, pp 1-44.
- LE FORT P. (1976) - A thermal model of intracontinental subduction. Explanation of the Himalayan inverted metamorphism. In : *Coll. Int. geotettonica delle zone orogeniche del Kashmir - Himalaya - Karakorum - Hindukush - Pamir*. Rome 1974, *Acad. Nat. Dei Lincei, Atti dei conv. Lincei* n°21, pp 209-213.
- LE FUR Y. (1966) - Nouvelles observations sur la structure de l'Antécambrien du Hoggar Nord Occidental (Région d'In Hiaou). *Thèse 3ème Cycle*, Nancy, 109 p.
- LELUBRE M. (1952) - Recherches sur la géologie de l'Ahaggar central et occidental (Sahara central). *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, Alger, 2ème série, n°22.
- LELUBRE M. (1961) - Problèmes de la géologie de l'Antécambrien en Ahaggar (Sahara central). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), III, pp 133-142.
- LELUBRE M. (1969) - Chronologie du Précambrien au Sahara central. *Géol. Ass. Canada, Spec. Paper*, n°5, pp 27-32.
- LEYRELOUP A. (1974) - Evolution plurifaciale du métamorphisme granulitique dans les paragneiss archéens du Môle In Ouzzal (Hoggar, Sahara algérien). *2ème R.A.S.T.*, Nancy, p 161.
- LOUIS P. (1970) - Contribution géophysique à la connaissance géologique du bassin du lac Tchad. *Mém.*

- ORSTOM, 42, 311 p.
- LUCAZEAU F. (1981) - Flux de chaleur, production de chaleur et évolution géodynamique récente du Massif Central Français. *Thèse 3ème Cycle*, USTL, Montpellier.
- LUCAZEAU F., VASSEUR G. (1981) - Production de chaleur et régime thermique de la croûte du Massif Central. *Ann. Géophys.*, 37, pp 493-513.
- LY S. (1979) - Etude gravimétrique de l'Adrar des Iforas (Nord-Est Mali). *Thèse 3ème Cycle*, Montpellier, 107 p.
- MC CURRY P. (1976) - The geology of the Precambrian to lower Paleozoic rocks of northern Nigeria. A review. In : *Geology of Nigeria*, Kogbe C.A. ed., Lagos, *Elizabethan Rub. Co.* pp 15-39.
- McGREGOR I.D. (1974) - The system MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>. Solubility of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions. *Amer. Min.* 59, pp 110-119.
- MALAVIEILLE J., ETCHECOPAR A. (1981) - Ductile shear deformation of quartzite in an alpine crustal thrust (Ambin Massif). *Tectonophysics* 78, pp 65-71.
- MALAVIEILLE J., ETCHECOPAR A., BURG J.P. (1982) - Analyse de la géométrie des zones abritées : simulation et application à des exemples naturels. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 294, Série II, pp 279-284.
- MANNING D.A.C. (1981) - The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 Kb. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76, pp 206-215.
- MARJORIBANKS R.W. (1976) - The relation between microfabric and strain in a progressively deformed quartzite sequence from Central Australia. *Tectonophysics* 32, pp 269-293.
- MATTAUER M. (1973) - Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. *Hermann*, Paris, 493 p.
- MATTAUER M. (1975) - Sur le mécanisme de formation de la schistosité dans l'Himalaya. *Earth Planet. Sci. Letters* 28, pp 144-154.
- MATTAUER M., ETCHECOPAR A. (1977) - Argument en faveur de chevauchements de type himalayen, dans la chaîne hercynienne du Massif Central Français. In : *Ecologie et Géologie de l'Himalaya*, *Coll. Int. CNRS*, n°268, pp 261-267.
- MEGARD F., CABY R., CHAIB K. (1982) - Fausse ophiolites du Protérozoïque du Hoggar Central : contexte géodynamique dans la protochaîne pan-africaine à 900 Ma. *9ème RAST*, Paris, p 426.
- MERCIER J.C. (1972) - Structure des péridotites en enclaves dans quelques basaltes d'Europe et d'Hawaï. *Thèse 3ème Cycle*, Nantes.
- MERCIER J.C., CARTER N.L. (1975) - Pyroxene geotherms. *J. Geophys. Res.* 80, pp 3349-3362.
- MILTON N.J., WILLIAMS G.D. (1981) - The strain profile above a major thrust fault, Finnmark, N Norway. In : *Thrust and Nappe Tectonics*, Ed. K.R. Mc Clay et N.J. Price *Geol. Soc. Spec. Publ.* n°9, pp 235-239.
- MOLNAR P., TAPPONIER P. (1975) - Cenozoic tectonics of Asia : effects of a continental collision. *Science*, 189, pp 419-426.
- MOLNAR P., CHEN W.P., FITCH T.J., TAPPONIER P., WARSI W.E.K., WU F.T. (1977) - Structure and tectonics of the Himalaya : a brief summary of relevant geophysical observations. In : *Ecologie et Géologie de l'Himalaya*. *Coll. Int. CNRS*, n°268, pp 269-294.
- MOLNAR P., TAPPONIER P. (1981) - A possible dependance of tectonic strength on the age of the crust in Asia. *Earth Planet. Sci. Letters* 52, pp 107-114.
- MONOD T.H., BOURCART J. (1982) - L'Adrar Ahnet, contribution à l'étude physique d'un district Saharien. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* 5, pp 245-297.
- MOREL P., L'HUISSIER A. (1978) - Etude paléomagnétique d'une intrusion dioritique pan-africaine dans l'Adrar des Iforas (Mali). Présentation de reconstitutions paléoc Continentales pour le Paléozoïque inférieur et le Protérozoïque. *Thèse 3ème Cycle*, USTL, Montpellier, 150 p.
- MOREL A., L'HUISSIER P., IRVING E. (1978) - Tentative paleocontinental maps for the early Phanerozoic and Proterozoic. *J. Geol.* 86, pp 535-561.
- MOUSSINE-POUCHKINE A., BERTRAND-SARFATI J. (1978) - Le Gourma : un aulacogène du Précambrien Supérieur ? *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), XX, pp 851-857.
- NEWTON R.C. (1972) - An experimental determination of the high pressure stability limits of magnesian cordierite under wet and dry conditions. *J. Geol.*, 80, pp 398-420.
- NICOLAS A., BOUDIER F., BOULLIER A.M. (1973) - Mechanisms of flow in naturally and experimentally deformed peridotites. *Amer. J. Sci.* 273, pp 853-876.
- NICOLAS A., BOUDIER F. (1975) - Kinematic interpretation of folds in alpine-type peridotites. *Tectonophysics* 25, pp 233-260.
- NICOLAS A., BOUCHEZ J.L., BLAISE J., POIRIER J.P. (1977) - Geological aspects of plasticity in continental shear zones. *Tectonophysics* 42, pp 55-73.

- NICOLAS A., POIRIER J.P. (1976) - Crystalline plasticity and flow in metamorphic rocks. *Wiley & Sons*, Londres.
- OUZEGANE K. (1981) - Le métamorphisme polyphasé granulitique de la région de Tamanrasset (Hoggar Central). *Thèse 3ème Cycle*, Paris VII, 171 p.
- OXBURGH E.R., TURCOTTE D.L. (1974) - Thermal gradients and regional metamorphism in overthrust terrains with special reference to the Eastern Alps. *Schweiz. Mineral. Petrog. Mittel* 54, pp 641-662.
- PATERSON M.S., KEKULAWALA K.R.S.S. (1979) - The role of water in quartz deformation. *Bull. Mineral.* 102, pp 92-100.
- PECHER A. (1978) - Déformation et métamorphisme associés à une zone de cisaillement. Exemple du Grand Chevauchement Central Himalayen (M.C.T.). Transversale des Annapurnas et du Manaslu, Népal. *Thèse Doct. Etat*, Grenoble, 354 p.
- PECHER A. (1981) - Experimental decrepitation and re-equilibration of fluid inclusions in synthetic quartz. *Tectonophysics* 78, pp 567-583.
- PICCIOTTO E., LEDENT D., LAY C. (1965) - Etude géochronologique de quelques roches du socle cristallophyllien du Hoggar (Sahara Central). Actes 151è Coll. Int. CNRS, Géochronologie Absolue, pp 277-289 - *Edit. CNRS, Paris.*
- PIPER J.D.A., BRIDEN J.C., LOMAX K. (1973) - Precambrian Africa and South America as a single continent. *Nature* 245, pp 244-248.
- PIPER J.D.A. (1976) - Palaeomagnetic evidence for a Proterozoic super-continent. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 280, pp 469-490.
- PLATT J.P., VISSERS R.L.M. (1980) - Extensional structures in anisotropic rocks. *J. Struct. Geol.*, 2, pp 397-410.
- POIRIER J.P., GUILLOPE M. (1979) - Deformation induced recrystallisation of minerals. *Bull. Mineral.* 102, pp 67-74.
- POIRIER J.P., BOUCHEZ J.L., JONAS J.J. (1979) - A dynamic model for aseismic ductile shear zones. *Earth Planet. Sci. Letter* 43, pp 441-453.
- POLANSKI A. (1944) - The alkaline rocks of the East European Plateau. *Bull. Soc. Ammis. Sci. Lett. Poznan, Série B*, 10, pp 119-84.
- QUINQUIS M., AUDREN CL., BRUN J.P., COBBOLD P.R. (1978) - Intense progressive shear in Ile de Groix blue-schists and compatibility with subduction or obduction. *Nature*, 273, 5657, pp 43-45.
- RADIER H. (1957) - Contributions à l'étude géologique du Soudan oriental (A.O.F.) I, le Précambrien saharien du Sud de l'Adrar des Iforas. Thèse in *Bull. Serv. Géol. Prosp. Min. A.O.F.*, Dakar, 26,
- RAMBOZ C. (1980) - Géochimie et étude des phases fluides de gisements et indices d'étain-tungstène du Sud du Massif Central (France). *Thèse 3ème cycle*, Nancy, I.N.P.L. 278 p.
- RAHEIM A., GREEN D.H. (1974) - Experimental determination of the P.T. dependance of the Fe-Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene. *Contrib. Mineral. Petrol.* 48, pp 179-203.
- RAMSAY J.G. (1967) - Folding and fracturing of rocks. London : *Mc Graw Hill*.
- RAMSAY J.G., GRAHAM R.H. (1970) - Strain variations in shear belts. *Can. J. Earth Sci.* 7, pp 786-813.
- RAULAIS M. (1959) - Esquisse géologique sur le massif cristallin de l'Air (Niger). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), I, pp 207-223.
- REBOUL C., BOUVET M. (1959) - Etude géologique de la feuille au 200.000è Timg'aouine. *Bull. Sci. Econ. B.R.M.A.*, n°7, 65 p.
- RECHENNAM J. (1973) - Mesures gravimétriques dans le Tanezrouft oriental (Algérie). Ed. CNRS (C.R.Z.A.) 17, 70 p.
- REICHEL T. (1972) - Géologie du Gourma (Afrique occidentale). Un "seuil" et un bassin du Précambrien Supérieur. Stratigraphie, tectonique, métamorphisme. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min. Fr.* 53, 213 p.
- RICHARDSON S.W., GILBERT M.C., BELL P.M. (1969) - Experimental determination of the kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria : the aluminium silicate triple point. *Amer. J. Sci.* 267, pp 259-272.
- RICHARDSON S.W., ENGLAND P.C. (1979) - Metamorphic consequences of crustal eclogite production in overthrust orogenic zones. *Earth Planet. Sci. Letters* 42, pp 183-190.
- ROBIE R.A., HEMINGWAY B.S., FISHER J.R. (1978) - Thermodynamic properties of minerals and



- related substances at 298.15° K and 1 Bar (15<sup>5</sup> Pascals) pressure and at higher temperature. Geol. Surv. Bull. 1452, U.S. Government Printing Office, Washington, 456 p.
- ROCHE H. de la (1965) - Sur l'existence de plusieurs facies géochimiques dans les schistes paléozoïques des Pyrénées luchonnaises. *Geol. Rundschau*, 55, pp 274-301.
- ROCHE H. de la , LETERRIER J., GRANDCLAUDE P., MARCHAL M. (1980) - A classification of volcanic and plutonic rocks using R<sub>1</sub> R<sub>2</sub> diagram and major element analyses - its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29 pp 101-137.
- RYBACH K., WERNER D., MUELLER S., BERSET G. (1977) - Heat flow, heat production and crustal dynamics in the Central Alps, Switzerland. *Tectonophysics*, 41, pp 113-126.
- SHANDS S. (1922) - The problem of the alkaline rocks. *Proc. Geol. Soc. S. Afr.* 25 pp 19-33.
- SAUNIAC S. (1981) - Etude des exsudats syntectoniques liés à de grands chevauchements, exemple de la Montagne Noire, de la Sardaigne S.E. et de l'Himalaya du N.W. *Thèse 3ème cycle*, USTL, Montpellier, 239 p.
- SAUTTER V. (1980) - Les amphibolites à grenat de l'Adrar des Iforas. *D.E.A.*, Univ. Paris VI.
- SAUTTER V. (1982) - Signification des éclogites et des amphibolites à grenat
- SCHREYER W., YODER H.S. JR (1964) - The system Mg-cordierite-H<sub>2</sub>O and related rocks. *N. Jb. Mineral. Abh.* 101, pp 271-342.
- SIDDANS A.W.B. (1976) - Deformed rocks and their textures. *Phil. Trans. R. Soc. London* A 283, pp 43-54.
- SODRE BORGES F., WHITE S.H. (1980) - Microstructural and chemical studies of sheared anorthosites, Roneval, South Africa. *J. Struct. Geol.* 2, pp 273-280.
- SPRY A. (1969) - Metamorphic textures. *Pergamon Press*, 350p.
- STARKEY J., CUTFORTH C. (1978) - A demonstration of the interdependence of the degree of quartz orientation and the quartz content of deformed rocks. *Can. J. Earth Sci.* 15, pp 841-847.
- TAKENUCHI S., KENNEDY G.C. (1964) - The binary system H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> at high temperatures and pressures. *Amer. J. Sci.* 262, pp 1055-1074.
- TAPPONNIER P. (1977) - Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XIX, pp 347-460.
- TERMIER P. (1903) - Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), IV, pp 711-765.
- THOMPSON A.B. (1976) - Mineral reactions in pelitic rocks. I : Prediction of P.T.X. Fe-Mg phase relations. II : calculation of some P.T.X.Fe-Mg phase relations. *Amer. J. Sci.* 274, pp 401-424, pp 425-454.
- THOMPSON A.B., BEISS W., ENGLAND P.C. (1981) - Pressure-temperature-time (P.T.t) paths of the Earth's crust during metamorphism and orogeny. *Terra Cognita*, Spring Issue, 90, Abstract L 13.
- THOMPSON A.B. (1981) - The pressure-temperature (P.T.) plane viewed by geophysicists and petrologist. *Terra Cognita*, 1, pp 11-20.
- TOURET J. (1981) - Le faciès granulite en Norvège méridionale : II : les inclusions fluides *Lithos* 4, pp 423-436.
- TOURET J. (1974) - Faciès granulite et fluides carboniques. In : Géologie des Domaines cristallins. *Cent. Soc. géol. Belgique*, Liège, pp 267-287.
- TOURET J. (1977) - The significance of fluid inclusions in metamorphic rocks. In : Thermodynamics in Geology, Ed. D.G. Fraser, *D. Reidel Pub. Co.*, Dordrecht. Holland, pp 203-227.
- TROMPETTE R. (1972) - Le Précambrien supérieur et la Paléozoïque inférieur de l'Adrar de Mauritanie : un exemple de sédimentation de craton. Etude stratigraphique et sédimentologie. *Trav. Lab. Sci. Terre St Jérôme*, Marseille (B), n°7, 702 p.
- TROMPETTE R. (1980) - La chaîne pan-africaine des Dahomeyides et le bassin des Volta (bordure SE du craton Ouest-Africain). In : Géologie de l'Afrique : la chaîne pan-africaine "zone mobile d'Afrique Centrale (Partie Sud) et zone mobile soudanaise". Bessoles B et Trompette R. *Ed. Mém. Bur. Rech. Géol. Min. Fr.* 92, pp 11-61.
- TULLIS J.A., CHRISTIE J.M., GRIGGS D.T. (1973) - Microstructures and preferred orientation of experimentally deformed quartzites. *Geol. Soc. Am. Bull.* , 84, pp 297-314.
- UKAWA M., FUKAO Y. (1981) - Poisson's ratios of the upper and lower crust and the sub Moho mantle beneath central Honshu, Japan. *Tectonophysics* 77, pp 233-256.
- VIALETTE Y., VITEL G. (1979) - Geochronological data on the Amsinassène-Téféddest Block (Central Hoggar) and evidence for its polycyclic evolution. *Precambrian Res.* 9, pp 241-254.
- VIELZEUF D. (1979) - Les stades tardifs d'évolution des paragneiss granulitiques des écaillles de Lerz

- (Ariège). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t 289, Série D, pp 989-992.
- VIELZEUF D. (1980a) - Orthopyroxen and cordierite secondary assemblages in the granulitic paragneisses from Lherz and Saleix (French Pyrenees). *Bull. Mineral.* 103, pp 66-78.
- VIELZEUF D. (1982) - The retrogressive breakdown of orthopyroxene in an intermediate charnockites from Saleix (French Pyrenees). *Bull. Mineral.* 105, pp 681-690.
- VILOTTE J.P., DAIGNIERES M., MADARIAGA R. (1982) - Numerical modeling of intraplate deformation : simple mechanical models of continental collision. *J. Geophys. Res.* 87, pp 709-728.
- VITEL G. (1975) - Mylonitisation, tectonique cassante et linéamentaire du Hoggar Central : leurs rapports avec les granites d'âge pharusien. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* (2), vol. XVII, pp 413-426.
- VITEL G. (1979) - La région Tefedst-Atakor du Hoggar Central (Sahara). Evolution d'un complexe granulitique précambrien. *Thèse Doc. Etat*, Paris VII, 324 p.
- WARSI W.E.K., MOLNAR P. (1977) - Gravity anomalies and plate tectonics in the Himalaya. In : Ecologie et Géologie de l'Himalaya. *Coll. Int. CNRS*, n°268, pp 463-478.
- WEISBROD A. (1970) - Pétrologie du socle métamorphique des Cévennes médianes (Massif Central Français). Reconstitution sédimentologique et approche thermodynamique du métamorphisme. *Thèse Doct. Etat Univ. Nancy*, 4 tomes.
- WELLS P.R.A. (1980) - Thermal models for the magmatic accretion and subsequent metamorphism of continental crust. *Earth Planet. Sci. Letters* 46, pp 253-265.
- WENK E., KELLER F. (1969) - Isograde in Amphibolitserien der Zentralalpen. *Schweiz. Mineral. Petrol. Mitt.* 49, pp 157-198.
- WERNER D., KAHLE H.G. (1980) - A geophysical study of the Rhine Graben. I : kinematics and geothermics. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 62, pp 617-630.
- WHITE S.H. (1973) - Dislocations and bubbles in vein quartz. *Nature Phys. Sci.* 243, 123, pp 11-14.
- WRIGHT L.I. (1979) - The pattern of movement and deformation during the pan-africain, in the Adrar des Iforas of Mali. *Xème Coll. Géol. Africaine*. Montpellier, p 77.
- WILKINS R.W.T., BARKAS J.P. (1978) - Fluid inclusions, deformation and recrystallisation in granite tectonites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 65, pp 293-299.
- WILSON J.T. (1966) - Did the Atlantic close and then reopen? *Nature* 211, pp 676-681.
- WILSON C.J.L. (1973) - The prograde microfabric in a deformed quartzite sequence Mount Isa, Australia. *Tectonophysics*, 19, pp 39-81.
- WILSON C.J.L. (1975) - Preferred orientation in quartz ribbon mylonites. *Geol. Soc. Am. Bull.* 86, pp 968-974.
- WINDLEY B.F. (1977) - The evolving continents. *J. Wiley & Sons Ltd*, 385 p.
- WINKLER H.G.F. (1979) - Petrogenesis of metamorphic rocks. *Springer Verlag*, 5ème Ed. 348 p
- WOOD B.J. (1977) - The activities of components in Cpx and garnet solid solutions and their application to rocks. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 286, pp 331-342.
- WYLLIE P.J., TUTTLE O.F. (1959) - Effect of carbon dioxide on the melting of granite and feldspars. *Amer. J. Sci.* 257, pp 648-655.
- YUEN D.A., FLEITOUT L., SCHUBERT G., FROIDEVAUX C. (1978) - Shear deformation zones along major transform faults and subducting slabs. *Geophys. J.R. Astr. Soc.* 54, pp 93-120.

## REFERENCES POSTERIEURES A 1982.

- ABED H. (1983) - Paléosuture à caractères ophiolitiques du Protérozoïque supérieur dans la région de Silet, Hoggar occidental (Algérie). *Thèse 3ème cycle*, Univ. Nancy I, 172p.
- AIT-KACI AHMED A. et MOUSSINE-POUCHKINE A. (1987) - Lithostratigraphie, sédimentologie et évolution de deux bassins molassiques intramontagneux de la chaîne Pan-Africaine: la Série Pourprée de l'Ahnet, Nord-Ouest du Hoggar, Algérie. *J. African Earth Sc.*, 6, pp525-535.
- AMARD B. (1983) - Découverte de microfossiles dans le Protérozoïque métamorphique de l'Adrar des Iforas (Mali): nouveaux éléments de datation de la "Série à Stromatolites" en Afrique de l'Ouest, *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 296, Série II, pp85-90.
- ANGOUA S.E. (1985) - Pétrogénèse des migmatites basiques de l'Aleksod (Hoggar central). *D.E.A. Univ. Nancy I*, 31p.
- ATTOUM A. (1983) - Etude géologique et structurale des mylonites pan-africaines et des minéralisations aurifères associées dans le secteur de Tirek (Hoggar, Algérie). *Thèse Doct. Ing.*, U.S.T.L. Montpellier, 98p.
- AZZOUNI-SEKKAL A. and BOISSONNAS J. (1987) - Geochemistry of the Tioueine Pan-African granite complex (Hoggar, Algeria). *Geological Journal*, 22, Thematic Issue, pp213-224.
- BA H. (1982) - Les complexes annulaires de Kidal-Tibeljeljeline et Djouhane (Adrar des Iforas, Mali): étude pétrographique et structurale, minéralisations U-Th. *Thèse doct.ing.*, U.S.T.L., Montpellier.
- BA H., BLACK R., BENZIANE B., DIOMBANA D., HASCOET-FENDER J., BONIN., FABRE J. et LIEGEOIS J.P. (1985) - La province des complexes alcalins saturés de l'Adrar des Iforas, Mali, *J. of African Earth Sc.*, 3, pp123-142.
- BAJJA A. (1984) - Caractérisation pétrographique et géochimique des volcanismes Pharusien I et II du Hoggar occidental (Algérie): implications géodynamiques, *DEA*, Univ. Nancy I.
- BALL E. and CABY R. (1984) - Open folding and wrench movement, their relationships with horizontal tectonics in the Pan-African belt of northern Mali, in "African Geology", Klerkx J. and Michot J., edit. MRAC, Tervuren, pp75-89.
- BALL E., BARD J.P. et SOBA D. (1984) - Tectonique tangentielle dans la catazone pan-africaine du Cameroun: les gneiss de Yaoundé. *J. Afr. Earth Sci.*, 2, pp91-95.
- BARBEY P., BERTRAND J.M., ANGOUA S.E. and DAUTEL D. (1989) - Petrogenesis and U/Pb geochronology of the Telohat migmatites (Aleksod, central Hoggar; Algeria). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 101, pp207-219
- BAZIZ K. (1986) - L'orogène Pan-Africain et sa couverture cambrienne dans la région de Ouallen (NW Hoggar algérien): permanence des indices minéralisés cuprifères. *Thèse 3ème cycle*, I.N.P.L., 331p.
- BELLION Y. sous presse.- Lithostratigraphie des formations post-carbonifères du Nord du Mali, à l'Ouest de l'Adrar des Iforas. Essai de synthèse des connaissances actuelles. *Bull. Fac. Sci.*, Marrakech.
- BELLION Y. (1987) - Histoire post-paléozoïque de l'Afrique de l'Ouest d'après l'étude de quelques bassins sédimentaires (Sénégal, Taoudéni, ullemeden, Tchad). *Thèse Doct. Etat*, Avignon, 296p.
- BELLION Y., BENKHELIL J. et GUIRAUD R. (1984) - Mise en évidence de déformations d'origine compressive dans le Continental intercalaire de la partie méridionale du bassin de Taoudéni (Hodh oriental, confins mauritano-maliens). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, pp1137-1147.
- BELLION Y., SAINT-MARC P. et DAMOTTE R. sous presse. Contribution à la connaissance des dépôts marins au passage crétacé-tertiaire dans la vallée du Tilemsi (Nord-Est du Mali). *J. Afr. Earth Sci.*
- BENKHELIL J. (1987) - Cretaceous deformation, magmatism and metamorphism in the Lower Benue Trough, Nigeria in "African Geology Reviews". *Geological Journal*, vol. 22, Thematic Issue, Kinshaird Jard Bowden P. edit. J. Wiley, pp467-493.
- BEN-OTTMAN D., POLVE M., ALLEGRE C.J. (1984) - Nd-Sr isotopic composition granulites and constraints on the evolution of the lower crust. *Nature*, 307, pp510-515.
- BENDADIS H. (1987) - Etude pétrographique et géochronologique d'une quartzite ferrifère de l'Archéen du bouclier Touareg (In Ouzal, Algérie). *DEA*, Univ Paris VI.
- BENHAMOUDA F. (1984) - Minéralisations de la région de Djanet. *DEA*, I.N.P.L., Nancy.
- BENMOUSSA L., AMOSSE J., GIRAUD P. and OLIVER R. (1987) - A geochemical study of the concentration process of tungsten and Tin in the "Taourirt" granites of Central Hoggar, Algeria. *Chemical Geol.*, 63, pp121-132.
- BENZIANE B. (1982) - Etude pétrographique et géochimique des champs filoniens associés au batholite occidental tardi-Pan-Africain de l'Adrar des Iforas. *DEA*, Univ Paris VI.
- BERNARD-GRIFFITHS J., PEUCAT J.J., FOURCADE S., KIENAST J.R. and OUZEGANE K. (1988) - Origin and evolution of 2 Ga old carbonatite complex (Ihouhaouene, Ahaggar, Algeria): Nd and Sr isotopic evidence. *Contrib. Mineral. Petrol.* 100, pp339-348.
- BERTRAND J.M.L., CABY R., LEBLANC M. (1983) - La zone mobile pan-africaine de l'Afrique de l'Ouest. In "Afrique de l'Ouest-West Africa. Introduction géologique et termes stratigraphiques", Fabre J. (Editor), Pergamon Press, pp 35-42.

- BERTRAND -SARFATI J., MOUSSINE-POUCHKINE A. (1983) - Pedogenetic fabrics in the Upper Proterozoic Sarnyéré Formation (Gourma, Mali). *Precambrian Res.*, 20, pp225-242.
- BERTRAND-SARFATI J., MOUSSINE-POUCHKINE A. (1983) - Platform-to-basin facies evolution : the carbonates of Late Proterozoic (Vendian), Gourma, Mali. *J. Sedim. Petrol.*, 53, pp275-293.
- BERTRAND J.M. (1986) - Plutonisme et collision au Hoggar; aspects structuraux. *C.R.Acad.Sc.*, Paris, 302, pp233-236.
- BERTRAND J.M., DUPUY C., DOSTAL J. and DAVISON I. (1984) - Geochemistry and geotectonic interpretation of granitoids from Central Iforas (Mali, W. Africa). *Precambrian Res.*, 26, pp265-283.
- BERTRAND J.M., MERIEM D., LAPIQUE F., MICHARD A., DAUTEL D. et GRAVELLE M. (1986) - Nouvelles données sur l'âge de la tectonique pan-africaine dans le rameau oriental de la chaîne Pharusienne (région de Tingaouine, Hoggar, Algérie). *C.R.Acad.Sc.*, Paris, 302, pp437-440.
- BERTRAND J.M., MICHARD A., BOULLIER A.M. and DAUTEL D. (1986) - Structure and U/Pb geochronology of the Central Hoggar (Algeria). A reappraisal of its Pan-African evolution. *Tectonics*, 5, pp955-972.
- BERTRAND J.M., MICHARD A., CARPENA J., BOULLIER A.M., DAUTEL D. and PLOQUIN A., (1984) - Pan-African granitic and related rocks in the Iforas granulites (Mali). Structure, geochemistry and geochronology, in "*African Geology*", Klerx J. and Michot J., edit., MRAC, Tervuren, pp147-165.
- BERTRAND J.M., MICHARD A., DAUTEL D. and PILLOT M., (1984) - Ages U/Pb éburnéens et pan-africains au Hoggar central (Algérie). Conséquences géodynamiques, *C.R.Acad.Sci.*, Paris, 298, pp643-646.
- BERTRAND J.M., MOULAHOU M., BOUABSA L., CHEILLETZ A., CHAROY B. and BOULLIER A.M. (1987) - Pan-African younger granites of central Hoggar (Algeria): structure, petrology, geochronology and mineralisation. 14th Coll. Afr. Geol., Berlin, abstracts. *CIFEG*, Paris pp70-71.
- BLACK R. (1980) -. Precambrian of West Africa. *Episodes* 4, pp3-8.
- BLACK R. (1984) - The Pan-African event in the geological framework of Africa. *Pangea*, *CIFEG*, 2, pp6-16.
- BLACK R., JAUJOU M. et PELLATON C. (1967) - Carte géologique du massif de l'Air (1/500.000). Notice explicative. *B.R.G.M.*, 57p.
- BODINIER J.L., DUPUY C., DOSTAL J. (1984) - Geochemistry of Precambrian ophiolites from Bou Azzer, Morocco. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 87, 1, pp43-50.
- BOUABSA L. (1987) - Intrusions granitiques à albite-topaze: minéralisations stannio-wolfralifères et altérations hydrothermales associées. L'exemple du Hoggar central, Algérie. *Thèse 3ème cycle*, Univ. Nancy I, 193p.
- BOUKHALFA L. (1987) - Diversité et signification géodynamique des complexes ultrabasiques/basiques d'âge protérozoïque supérieur du rameau oriental pharusien de la chaîne pan-africaine (Hoggar, Algérie). *Thèse Doct.*, Univ. Nancy I, 279p.
- BOULLIER A.M. (1982) - Etude structurale du centre de l'Adrar des Iforas (Mali). Mylonites et tectogénèse, *Thèse d'état*, I.N.P.L., Nancy, 327p.
- BOULLIER A.M. (1986) - Sense of shear and displacement estimates in the Abeibara-Rharous late Pan-African shear zone (Adrar des Iforas, Mali). *J. Struct. Geology*, 8, pp47-58.
- BOULLIER A.M., LIEGEOIS J.P., BLACK R., FABRE J., SAUVAGE M. and BERTRAND J.M., (1986). - Late Pan-African tectonics marking the transition from subduction-related calc-alkaline magmatism to within-plate alkalin granitoids (Adrar des Iforas, Mali). *Tectonophysics*, 132, pp233-246.
- BOULLIER A.M. and BARBEY P. (1988) - A polycyclic two-stage corona growth in the Iforas Granulitic Unit (Mali). *J. Metamorphic Geol.*, 6, pp235-254.
- BOULLIER A.M. and BERTRAND J.M. (1987) - Directions of movement in the Pan-African Trans-Saharan belt. Intern. Conf. on "*Tectonothermal evolution of the west-african orogens and circum-atlantic terrane linkages*". Nouakchott, IGCP 233, abstracts, pp43-45.
- BRIGAUD F., LUCAZEAU F., SAUVAGE J.F. (1985) - Heat flow from the West African Shield. *Geophys. Res. Lett.*, 12, pp 549-552.
- BUISSON G., LEBLANC M. (1987) - Gold in mantle peridotites from Upper Proterozoic ophiolites in Arabia, Mali and Morocco. *Economic Geol.*, 8, pp2091-2098.
- CABY R. (1982) - Paléogéodynamique comparée et étapes de la cratonisation du bouclier touareg et du bouclier arabe au Protérozoïque supérieur. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, XXIV, pp843-848.
- CABY R. (1983) - La chaîne pan-africaine dans le N.O. de l'Ahaggar (Sahara Central, Algérie) ; sa place dans l'orogénèse du Précambrien supérieur en Afrique. *Publ. de la Direction de la Géologie*, Alger, nlle série, Bull. 47, 290 p. ; cartes h.t.
- CABY R. (1987) - Precambrian terranes of Benin-Nigeria and northeast Brazil and the late Proterozoic south Atlantic fit. Intern. Conf. on "*Tectonothermal evolution of the west african orogens and circum atlantic terrane linkages*.", Nouakchott, IGCP 233, abstracts pp49-52.
- CABY R. (1987) - The Pan-African belt of West-Africa from the Sahara desert to the gulf of Benin. in: *Anatomy of mountain ranges*, Schaer et J.Rodgers (ed.), Princeton University Press.

- CABY R. and ANDREOPOULOS-RENAUD U., (1983) - Age à 1800 Ma du magmatisme sub-alkalin associé aux métasédiments monocycliques dans la Chaîne Pan-Africaine du Sahara Central, *J. African Earth Sc.*, 1, pp193-197.
- CABY R., ANDREOPOULOS-RENAUD U. (1985) - Etude pétrostructurale et géochronologie U-Pb sur zircon d'une métadiorite quartzique de la chaîne pan-africaine de l'Adrar des Iforas (Mali). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, I, 6, pp 899-903.
- CABY R., ANDREOPOULOS-RENAUD U. (1987) - Le Hoggar oriental, bloc exotique cratonisé à 730 Ma dans la chaîne pan-africaine du Nord du continent africain. *Precambrian Res.*, 36, 3-4, pp 335-344.
- CABY R., ANDREOPOULOS-RENAUD U. and LANCELOT J.R. (1985) - Les phases tardives de l'orogénèse Pan-Africaine dans l'Adrar des Iforas oriental; (Mali): lithostratigraphie des formations molassiques et géochronologie U/Pb sur zircon de deux massifs intrusifs, *Precambrian Res.*, 28, pp187-199.
- CAHEN L., SNELLING N.J., DELHAL J. and VAIL J.R. (1984) - The geochronology and evolution of Africa, *Clarendon Press*, Oxford.
- CARPENA J., KIENAST J.R., OUZEGANE K. and JEHANNO C. (1988) - Evidence of the contrasted fission track clock behaviour of the apatites from In Ouzzal carbonatites (NW Hoggar): the low-temperature thermal history of an Archaean basement. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 100, pp1237-1243.
- CHAMPENOIS M., BOULLIER A.M., SAUTTER V., WRIGHT L.I. and BARBEY P. (1986) - Tectonometamorphic evolution of the gneissic Kidal Assemblage related to the Pan-African thrust tectonics (Adrar des Iforas, Mali). *J.African Earth Sc.*, 6, pp19-28.
- CLAUER N., CABY R., JEANNETTE D., TROMPETTE R. (1982) - Geochronology of sedimentary and metasedimentary Precambrian rocks of the West African craton, *Precambrian Res.*, 18, pp53-71.
- COSSON Y. (1987) - Une suture pan-africaine majeure: la chaîne d'Aouzegueur (SE de l'Aïr, Niger). Etude pétrographique, géochimique et structurale; implications géodynamiques pour la chaîne, trans-saharienne. *D.E.A.*, Univ. Nancy I, 20p.
- COSSON Y., BOULLIER A.M. and ROCCI G. (1987) - Pan-African deformation at a plate boundary outlined by ophiolites in Aïr (Niger). Intern. Conf. on "Tectonothermal evolution of the west-african orogens and circum-atlantic terrane linkages". Nouakchott, IGCP 233, abstracts, pp61-64.
- DAUTRIA J.M., LIOTARD J.M., CABANES N., GIROD M. BRIQUEU L. (1987) - Amphibolite rich xenoliths and host alkali basalts : petrogenetic constraints and implications on the recent evolution of the Upper mantle beneath Ahaggar (central Sahara Southern Algeria). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95, 2, pp 133-144.
- DAUTRIA J.M., GIROD M. (1987) - The African Arabian Plate - Cenozoic volcanism associated with swells and rifts. In "Mantle Xenoliths", Nixon édit., John Wiley, pp 195-214.
- DONZEAU M., FABRE J., MOUSSINE-POUCHKINE A. (1981) - Comportement de la dalle saharienne et orogénèse varisque. Essai d'interprétation. *Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord.*, Alger, 1969, 3/4, pp137-172.
- DOSTAL J., DUPUY C., CHIKHAOUI M., ZENTILLI M. (1984) - Uranium and thorium in late Proterozoic volcanic rocks from North western Africa. *Chem. Geol.* 42, pp297-306.
- DOSTAL J., DUPUY C. (1987) - Gold in late Proterozoic andesites from northwestern Africa. *Economic Geol.*, 82, pp762-766.
- DUPONT P.L. (1987) - Pétrologie et géochimie des ensembles magmatiques Pharusien I et II, dans le rameau oriental de la chaîne pharusienne (Hoggar, Algérie). Implications géodynamiques pour l'évolution d'une chaîne mobile au Protérozoïque supérieur. *Thèse Doct.*, Univ. Nancy I, 83p.
- DUPONT P.L., LAPIERRE H., BAJJA A. et GRAVELLE M. (1986) - Diversité des volcanismes dans le rameau oriental de la chaîne pharusienne (Protérozoïque supérieur) du Hoggar occidental (Algérie). Essai d'interprétation géodynamique. *C.R.Acad. Sci. Paris* 302, pp447-452.
- DUPONT P.L., LAPIERRE H., GRAVELLE M. et BERTRAND J.M., (1987). Caractérisation du magmatisme Protérozoïque supérieur en Afrique de l'Ouest et implications géodynamiques: des rifts intracratoniques au Pan-Africain *Can.J. Earth Sci.*, 24, pp96-109.
- DUPUY C., DOSTAL J., DAUTRIA J.M. and GIROD M. (1986) - Geochemistry of spinel peridotite inclusions in basalts from Hoggar, Algeria. *J.African Earth Sc.* 5, 209-215.
- FABRE J. (1988) - Les séries Paléozoïques d'Afrique: une approche. *J. Afr. Earth Sci.*, 7, pp1-40.
- FABRE J. (1982) - Pan-African volcano-sedimentary formations in the Adrar des Iforas (Mali), *Precambrian Res.*, 19, pp201-214.
- FABRE J., AIT KACI A., BOUIMA T. et MOUSSINE-POUCHKINE A. (1988) - Le cycle molassique dans le rameau trans-saharien de la chaîne pan-africaine. *J. Afr. Earth Sci.*, 7, pp41-55.
- FABRE J., BA H., BLACK R., CABY R., LEBLANC M. and LESQUER A. (1982) - La chaîne Pan-Africaine, son avant-pays et la zone de suture au Mali. Notice explicative de la carte géologique et gravimétrique de l'Adrar des Iforas au 1/500 000, République du Mali, *Direction Nationale de la Géologie et des Mines*, Bamako, 85p.
- FITCHES W.R., AJIBADE A.C., EGBUNIWE I.G., HOLT R.W., and WRIGHT J.B. (1985) - Late Proterozoic schist belts and plutonism in NW Nigeria, *Journ. geol.Soc.*, London, 142, pp319-337.

- FOURCADE S., JAVOY M. (1985) - Preliminary investigations of  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  and compositions in rhyonimbrites in the In Hihaou (In Zize) magmatic center, central Ahaggar, Algeria. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 89, pp285-295.
- GOODWIN A. (1988) -. Aspects of Precambrian cyclic growth in the Atlantic region. *J. Afr. Earth Sci.*, 7, pp499-505.
- GIROD M., DAUTRIA J.M., BALL E. et SOBA D. (1984) - Estimation de la profondeur du Moho sous le Massif volcanique de l'Adamaoua (Cameroun) à partir de l'étude d'enclaves de lherzolite. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 298, II, 16, pp699-704.
- GUIRAUD R., ISSAWI B. et BELLION Y. (1985) - Les linéaments guinéo-nubiens: un trait structural majeur à l'échelle de la plaque africaine. *C.R. Acad. Sci.*, Paris 300, II 17-20.
- GUIRAUD R., BELLION Y., BENKHELIL J. and MOREAU C. (1987) - Post Hercynian tectonics in northern and western Africa. In "African Geology Reviews", *Geological Journal*, vol. 22, Thematic Issue, Kinnaird J. and Bowden P. ed., J. Wiley, pp433-466.
- HADDOUM H. (1984) - Lithologie, évolution structurale et géodynamique des terrains Précambriens d'Abankor-Timgaouine (Hoggar occidental). *Thèse 3ème cycle*, Univ. Paris Sud Orsay 182p.
- KEHRER P., HOLLINGER J., MERKT J. and TESSENSOHN F. (1975) - Rapport de fin de mission 1971-73 sur la feuille NE 32 X, Barghot (Massif de l'Air). *Bundesanstalt für Geowissenschaft und Rohstoffe*, Hannover, RFA.
- KIENAST J.R. and OUZEGANE K. (1987) - Polymetamorphic Al, Mg-rich granulites with orthopyroxene-sillimanite and sapphirine parageneses in Archaean rocks from Hoggar, Algeria. In: "African Geology Reviews". *Geological Journal*, vol. 22, Thematic Issue, Kinnaird J. and Bowden P. edit., J. Wiley, pp185-211.
- KINNAIRD and BOWDEN P eds J.Wiley, KOSZTOLANYI C., ELOY J.F. et BERTRAND J.M. (1986) - Etude de l'hétérogénéité des zircons du granite d'Anfeg (Algérie) à l'aide de méthodes microanalytiques. *Bull. Minéral.*, 109, pp265-274.
- KORNPROBST J., PINEAU F., DEBIOVANNI R. et DAUTRIA J.M. (1987) - Primary igneous graphite in ultramafic xenoliths: I - Petrology of the cumulate suite in alkali basalt near Tissemt (Eggéré, Algerian Sahara). *J. Petrol.*, 28, pp 293-312.
- KOUADRI M. (1983) - Etude des minéralisations aurifères du district d'In Ouzal sur l'exemple de Tirek et Amesmesa (SW du Hoggar, Sahara central algérien) : pétrographie, minéralogie, géochimie. *Thèse Doct. Ing.*, Université Paris VI, 169p.
- KRONER A. (1984) - Late precambrian plate tectonics and orogeny: a need to redefine the term Pan-African. in "African Geology" Klerkx J. and Michot J. edit. MRAC, Tervuren, pp23-28.
- LANCELOT J.R., BOULLIER A.M., MALUSKI H. and DUCROT J. (1983) - Deformation and related radiochronology in a late Pan-African mylonitic shear zone, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 82, pp312-326.
- LAPIERRE H., BENDALI M., DUPONT P.L. et GRAVELLE M. (1987) Nouvelles données stratigraphiques et structurales sur le rameau oriental de la chaîne pharusienne (région de Silet, Hoggar, Algérie). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 303, pp1731-1736.
- LAPIQUE F. (1982) - Nouvelles observations pétrographiques et structurales sur les cycles Pharusien I et Pharusien II au nord de Silet (Hoggar occidental, Algérie). *D.E.A.*, Université Nancy I, 58p.
- LAPIQUE F. - Traitement informatique de la déformation finie et interprétation de l'évolution tectonique Pan-Africaine de la région de Timgaouine (Hoggar, Algérie). *Thèse Doct.*, Univ. Nancy I, 224p.
- LAPIQUE F., BERTRAND J.M. et MERIEM D. (1986) - A major Pan-African decoupling zone in the Timgaouine area (western Hoggar, Algeria). *J. African Earth Sci.*, 5, pp617-625.
- LAPIQUE F., MERIEM D and BERTRAND J.M. (1985) - Transition between strike-slip fault and thrust in the Timgaouine area (Western Hoggar, Algeria), XIII Coll. on African geology, St Andrews, abstract, *CIFEG*, p81.
- LATOUCHE L. (1984) - Mélanges tectoniques et conditions de la déformation le long des surfaces de chevauchement des nappes de la région de l'Egéré (Précambrien du NE de l'Ahaggar, Algérie), *Coll. Chevauchement et Déformation*, résumés, Toulouse, p58.
- LATOUCHE L. (1985) - Les collisions intracratoniques et la tectonique intracontinentale dans le Pan-Africain du Hoggar central, *CIFEG*, Paris., pp143-158.
- LEBLANC M. et SAUVAGE J.F. (1986) - Un gisement polymétallique en milieu volcano-sédimentaire du Protérozoïque supérieur : Tessalit (Adrar des Iforas, Mali). *J. African Earth Sc.*, 5, pp201-207.
- LEBLANC M., DAUTRIA J.M., GIROD M. (1982) - Magnesian ilmenite xenoliths in a basanatic lava. (Algeria). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79, pp347-354.
- LESQUER A. et LOUIS P. (1982) - Anomalies gravimétriques et collision continentale au Précambrien. *Geoexploration*, 20, pp275-293.
- LESQUER A., BELTRAO J.F. and DE ABREU F.A.M. (1984) - Proterozoic links between N.E. Brazil and West Africa. A plate tectonic model based on gravity data. *Tectonophysics*, 110, pp9-26.
- LETERRIER J. and ALIBERT C. (1987) - A Sm-Nd study of basic rocks of the Kidal assemblage (Mali). 14th Colloquium on African Geology, Berlin, Abstracts. *CIFEG*, Paris p82.

- LETERRIER J. and BERTRAND J.M. (1985) - The pre-tectonic mafic and ultramafic rocks of the Kidal assemblage (Iforas Pan-African belt, Mali), XIII Colloquium on African Geology, St Andrews, abstract, *CIFEG*, pp114-115.
- LEYRELOUP A., BODINIER J.L., DUPUY C. and DOSTAL J. (1982) - Petrology and geochemistry of granulite xenoliths from Central Hoggar (Algeria). Implications for the lower crust. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79, pp68-75.
- LIEGEOIS J.P. (1987) - Le batholite composite de l'Adrar des Iforas (Mali). Géochimie et géochronologie d'une succession magmatique du calco-alkalin à l'alkalin dans la cadre de l'orogénèse pan-africaine. *Doctorat d'Etat*, Université Libre de Bruxelles, Belgique 335p.
- LIEGEOIS J.P. and BLACK R. (1984) - Pétrographie et géochronologie Rb-Sr de la transition calcoalcalin-alkalin fini-Panafricaine dans l'Adrar des Iforas (Mali): accréation crustale au Précambrien supérieur, in "African Geology", Klerkx J. and Michot J. edit., MRAC, Tervuren, pp115-145.
- LIEGEOIS J.P. and BLACK R. (1987) - Alkaline magmatism subsequent to collision in the Pan-African belt of Iforas (Mali), in "Alkaline Igneous Rocks". A review symposium. Fitton J.G. and Upton B.G.J. edit. *Geol.Soc.Spec.Pub.*, 30, pp381-401.
- LIEGEOIS J.P., BERTRAND H., BLACK R., CABY R. and FABRE J. (1983) - Permian alkaline undersaturated and carbonatite province, and rifting along the West African craton. *Nature*, 305, pp42-43.
- LIEGEOIS J.P., BERTRAND J.M. and BLACK R. (1987) - The subduction and collision-related Pan-African composite batholith of Iforas the Adrar dezs Iforas (Mali). A review. in "African geology reviews". *Geological Journal.*, 22, Thematic Issue, Kinnaird J. and Bowden P. edit, J. Wiley, pp185-211.
- LY S., LESQUER A., BA H. et BLACK R. (1984) - Structure profonde du batholite occidental de l'Adrar des Iforas (Mali): une synthèse des données gravimétriques et géologiques. *Rev.Geol.Dyn. Geogr. Phys.*, 25, pp33-44.
- MAURIN J.C., BENKHELLIL J. and ROBINEAU B. (1986) - Fault rocks of the Kaltungo lineament, NE Nigeria, and their relationship with Benue Through tectonics. *J. Geol. Soc. London*, 143, pp587-599.
- MAURIN J.C. et LANCELOT J. (1987) - Origine des minéralisations de Pb-Zn de la vallée de la Bénoué (Nigeria) d'après la composition en Pb des galènes et de l'encaissant. *Mineralium Deposita*, 22, pp99-108.
- MERIEM D. (1987) - Données nouvelles sur les granitoides du Pharusien de la région de Timgaouine. Pétrologie et évolution géodynamique. *Thèse Doct.*, Univ. Nancy I, 198p.
- MOULAHOU M. (1988) - Dualité du magmatisme d'âge pan-africain: aspects structuraux et pétrologiques des granites subalcalins et alumineux de la région de Tamanrasset (Hoggar Central, Algérie). *Thèse Doct. Ing.*, Univ. Nancy I, 145p.
- MOUSSINE-POUCHKINE A., BERTRAND-SARFATI J., BALL E. et CABY R. (1988) - Les séries sédimentaires et volcaniques anorogéniques protérozoïques impliquées dans la chaîne pan-africaine: la région de l'Adrar Ahnet (NW Hoggar, Algérie). *J. African Earth Sci.*, 7, pp57-75.
- NEDELEC A., MACAUDIERE J., NZENTI J.P. et BARBEY P. (1986) - Evolution structurale et métamorphique des schistes de Mbalmayo (Cameroun). Implications pour la structure de la zone mobile d'Afrique Centrale au contact du craton du Congo. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 303, pp75-80.
- NGAKO V. (1986) - Evolution métamorphique et structurale de la bordure Sud-Ouest de la Série de Poli. Segment camerounais de la chaîne pan-africaine. *Mémoires et Documents du C.A.E.S.S.*, Rennes, vol. 5, 185p.
- NJEL U.O. (1986) - Paléogéographie d'un segment de l'orogène pan-africain: la ceinture volcano-sédimentaire de Poli (Nord-Cameroun). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 303, pp1737-1742.
- NJEL U.O. (1987) - Une série volcanique à albitophyres (Poli, Cameroun). Un exemple de volcanisme préorogénique non ophiolitique, ensialique, mais différent du modèle hercynotype. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 304, pp515-520.
- NZENTI J.P. (1987) - Pétrogénèse des migmatites de Yaoundé (Cameroun). Eléments pour un modèle géodynamique de la chaîne pan-africaine nord-équatoriale. *Thèse Doct.*, Univ. Nancy I, 147p.
- NZENTI J.P., BARBEY P., MACAUDIERE J. and SOBA D. (1988) - Origin and evolution of the high grade Yaounde gneisses (Cameroun). *Precambrian Res.* 38, pp91-109.
- ODIGI M.I. (1986) - Accessory minerals in the Oban Massif granitoid plutons of Southeastern Nigeria - their quantitative significance in fertility studies. *J.African Earth Sc.* 5, pp163-166
- ODIGI M.I. and OKONNY I.P. (1987) - Application of radar imagery to structural and geological studies in the Oban Massif, SE Nigeria. *J.African Earth Sc.*, 6, pp275-280.
- OUZEGANE K. (1987) - Les granulites Al-Mg et les carbonatites dans la série de l'In Ouzzal, NW Hoggar, Algérie. *Thèse Doct. Etat*, Univ. Paris VI, 433p.
- OUZEGANE K. (1981) - Le métamorphisme polyphasé granulitique de la région de Tamanrasset (Hoggar central), *Thèse 3eme cycle*, Univ. Paris VII, 171p.
- OUZEGANE K., FOURCADE S., KIENAST J.R. and JAVOY M. (1988) - New carbonatite complexes in the Archaean In'Ouzzal nucleus (Ahaggar, Algeria): mineralogical and geochemical data. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98, pp277-292.

- PENAYE J. (1988) - Pétrologie et structure des ensembles métamorphiques au sud-est de Poli (Nord-Cameroun). Rôles respectifs du socle protérozoïque inférieur et de l'accrétion crustale pan-africaine. *Thèse Doct.*, I.N.P.L. Nancy, 196p.
- PERRIN M. (1987) - Paléomagnétisme de séries rouges à aimantations multiples d'âge protérozoïque et paléozoïque d'Afrique et d'Amérique du Nord. *Doc. Trav. Centre Géol. Géophys.*, Montpellier, 11, 365p.
- PIN C. and POIDEVIN J.L. (1987) - U-Pb zircon evidence for a Pan-African granulite facies metamorphism in the Central African Republic. A new interpretation of the high-grade series of the northern border of the Congo craton. *Precambrian Res.*, 36, pp303-312.
- POIDEVIN J.L. and PIN C. (1986) - 2 Ga U-Pb zircon dating of Mbi granodiorite (Central African Republic) and its bearing on the chronology of the Proterozoic of Central Africa. *J.African Earth Sc.*, 5, pp581-587.
- POPOFF M. (1988) - Du Gondwana à l'atlantique sud: les connexions du fossé de la Bénoué avec les bassins du nord-est brésilien jusqu'à l'ouverture du golfe de Guinée au Crétacé inférieur. *J. African Earth Sci.*, 7, pp409-431.
- RAHAMAN M.A., EMOFURIETA W.O. and CAEN-VACHETTE M. (1983) - The potassic granite of the Igbeta area: further evidence of the polycyclic evolution of the Pan-African belt in Southwestern Nigeria. *Precambrian Res.*, 22, pp75-92.
- SAUTTER V. (1985) - An eclogite paragenesis from the Aleksod basement, Central Hoggar, South Algeria. *Chemical Geology*, 50, pp331-347.
- SAUTTER V. (1986) - Les éclogites de l'Aleksod (Sud Algérien): des témoins in situ d'une collision continentale. *J.African Earth Sc.*, 5, pp345-357.
- SAUTTER V. (1983) - Les éclogites et les amphibolites à grenat des terrains précambriens de l'Aleksod: leur signification dans le cadre de l'orogénèse Pan-Africaine, *Thèse 3eme cycle*, Paris VI.
- SAUVAGE J.F. et SAVARD R. (1985) - Les complexes alcalins sous-saturés à carbonatites de la région d'In Amanal (Sahara malien): une présentation. *J.African Earth Sc.*, 3, pp189-201.
- SOUGY J. (1988) - Les connexions de l'ouest-africain avec les autres masses continentales, de l'Archéen au Mésozoïque. Synthèse des apports d'une Penrose Conference. *J. African Earth Sci.*, 7, pp315-323.
- TOTEU S.F. (1987) - Geochemical characterization of the main petrographical and structural units of Northern Cameroon; implications for Pan-African evolution. *J.African Earth Sc.* article déposé.
- TOTEU S.F. (1987) - Chronologie des grands ensembles structuraux de la région de Poli. Accrétion crustale dans la chaîne panafricaine du nord Cameroun. *Thèse Doct. Etat*, Univ. Nancy I, 197p.
- TOTEU S.F. et PENAYE J. (1985) - Rôle du plutonisme anté-tectonique précambrien dans l'édification de la zone mobile panafricaine du Nord Cameroun. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 300, pp359-362.
- TOTEU S.F., BERTRAND J.M., PENAYE J., MACAUDIERE J., ANGOUA S.E. and BARBEY P. - Cameroun, a keystone in the Pan-African network. *G.A.C., spec. pap.* J.Lewry ed., sous presse.
- TOTEU S.F., DUMONT J.F., BASSAHAK J. et PENAYE J. (1984) - "Complexe de base" et "Séries Intermédiaires" dans la zone mobile panafricaine de la région de Poli au Cameroun. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 299, pp561-564.
- TOTEU S.F., MICHARD A., BERTRAND J.M. and ROCCI G. (1987) - U/Pb dating of precambrian rocks from Northern Cameroon, orogenic evolution and chronology of the Pan-African belt of Central Africa. *Precambrian Res.*, 37, pp71-87.
- TOTEU S.F., MICHARD A., MACAUDIERE J., BERTRAND J.M. et PENAYE J. (1986) - Données géochronologiques nouvelles (U/Pb et Rb/Sr) sur la zone mobile panafricaine du Nord Cameroun. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 303, pp375-378.
- TUBOSUN I. A. (1983) - Géochronologie U/Pb du socle précambrien du Nigéria. *Thèse 3e cycle*, Univ. Montpellier
- TUBOSUN I.A., LANCELOT J.R., RAHAMAN M.A. and OCAN O. (1984) - U/Pb Pan-African ages of two charnockite-granite associations from Southwestern Nigeria. *Contrib.Mineral.Petrol.*, 88, pp188-195
- TURNER D.C. (1986) - Magma distribution and crustal extension in the Nigerian Younger Granite province: evidence from the Wase area. *J.African Earth Sc.*, 5, pp243-247.
- TURNER D.C. (1983) - Upper Proterozoic schist belts in the Nigerian sector of the Pan-African province of West Africa. *Precambrian Res.*, 21, pp55-79.
- VITEL G. et FABRIES J. (1982) - Caractérisation de l'évolution polymétamorphique du Hoggar central (Sahara) basée sur l'analyse cristallogénétique d'amphiboles calciques. *Bull.Minéral.*, 105, pp110-124.
- WEIS D., LIEGEOIS J.P. and JAVOY M. (1986) - The Timedjelalen alkaline ring-complex and related N-S dyke swarms (Adrar des Iforas, Mali). A Pb-Sr-O isotopic study. *Chemical Geology*, 57, pp201-215.
- WEISS D., LIEGEOIS J.P. and BLACK R.(1987) - Tadhak alkaline ring-complex (Mali) existence of U-Pb isochrons and "Dupai" signature 270 Ma ago. *Earth Planet. Sci. Letters*, 82, pp316-322.



# PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

## PLANCHE I

Photo 1 : Vue de l'U.G.I. vers le SSE à partir de la rive de l'Oued Tadelok.

Photo 2 : Gneiss granulitiques à quartz, feldspaths et grenat.

Photo 3 : Gneiss granulitiques à quartz, feldspath et grenat présentant un pli affectant le rubanement (pli  $Pe_2$  ?). Les photographies 2 et 3 ont été prises au Nord de l'U.G.I., entre les oueds Tiadjouine et Tadelok.

Photo 4 : Filon de pegmatite à quartz et mésoperthite, sécant sur le rubanement des gneiss alcalins mais folié par  $De_2$ .

Photo 5 : Aspect d'une intrusion dioritique éburnéenne du sud de l'U.G.I. ( $18^{\circ}10' N^{\circ}1^{\circ}55' E$ ) et de filons également éburnéens, montrant différents états de déformation.

1



2



3



4

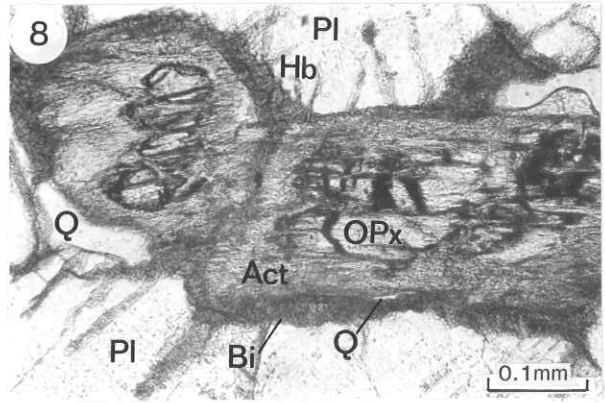
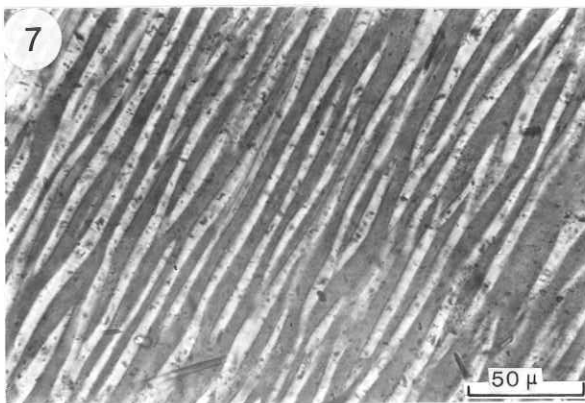
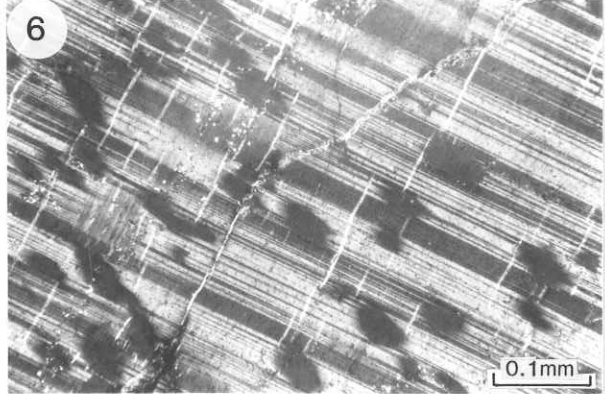
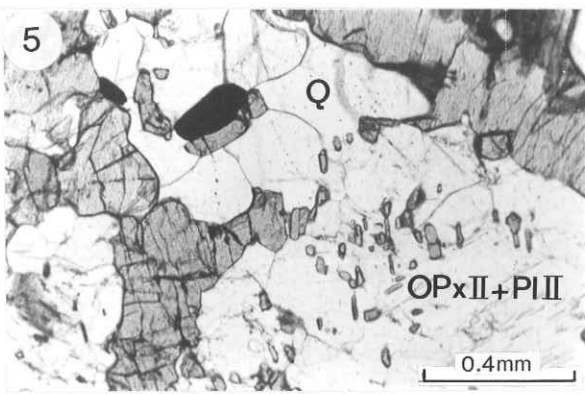
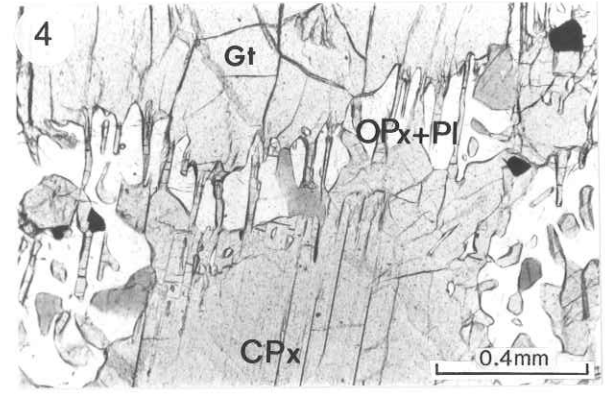
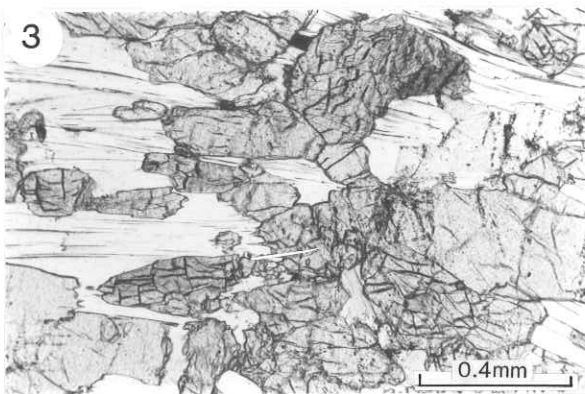
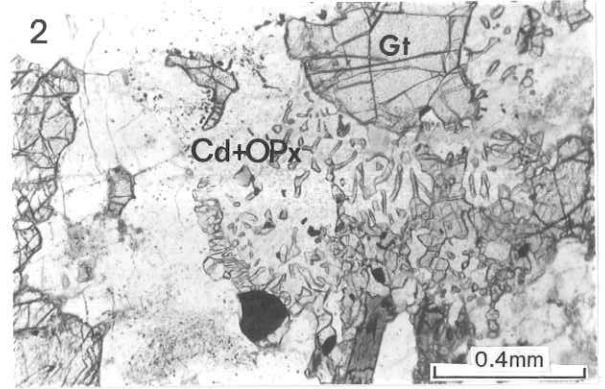
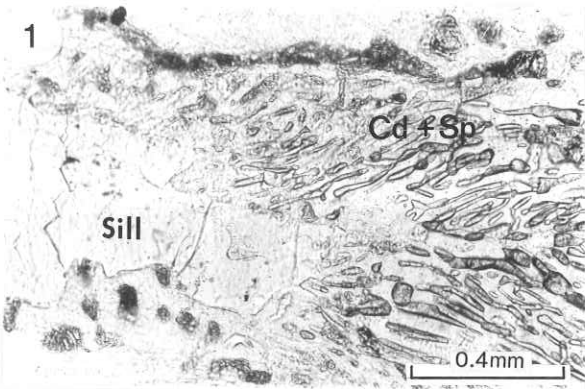


5



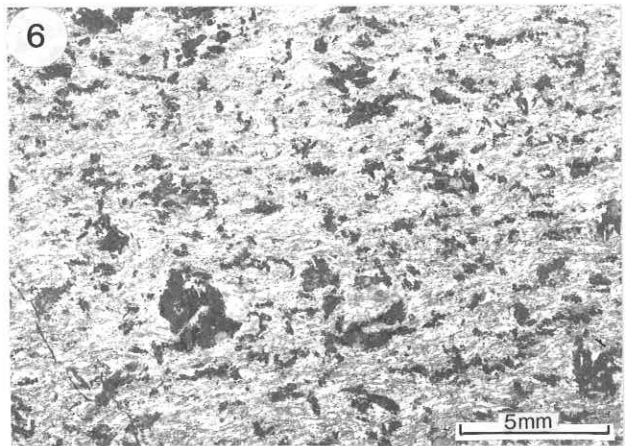
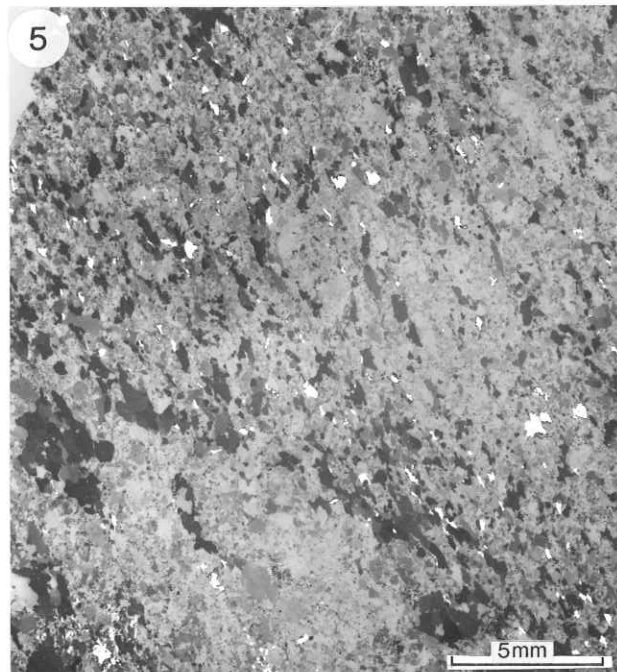
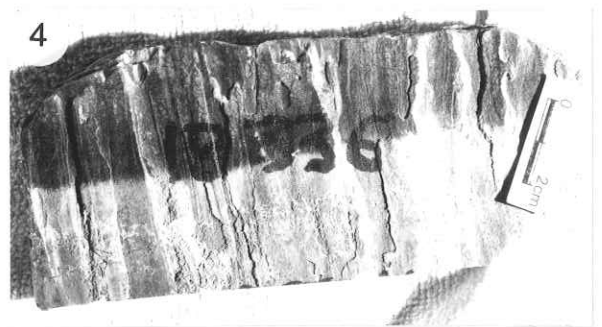
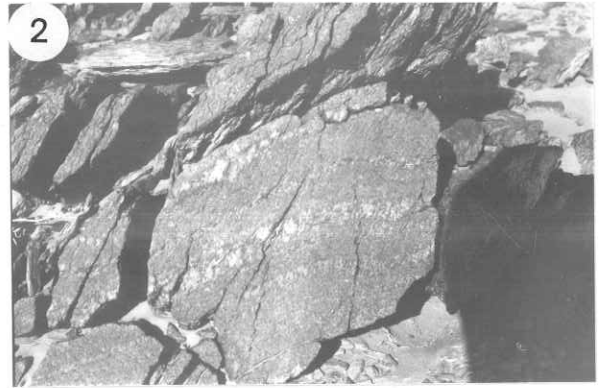
## PLANCHE II

- Photo 1 : Symplectites de cordiérite et de spinelle vert autour de la sillimanite prismatique de la paragenèse granulitique primaire. Echantillon IB 111 (18°10N-1°55E, SE de l'U.G.I.).
- Photo 2 : Symplectites de cordiérite et orthopyroxène autour du grenat de la paragenèse granulitique primaire - Echantillon IC 54B (19°45N-2°E, NW de l'U.G.I.).
- Photo 3 : Pyroxénite à phlogopite - Echantillon IC 54A (19°45N-2°E, NW de l'U.G.I.).
- Photo 4 : Symplectites d'orthopyroxène, de plagioclase et localement de hornblende brune entre le grenat et le clinopyroxène - Echantillon IC 115 B (18°10 N-1°55E: SE de l'U.G.I.).
- Photo 5 : Association d'orthopyroxène et de plagioclase (An30) secondaires en facules dans une granulite contenant par ailleurs du quartz, de l'orthopyroxène et du plagioclase (An 45) primaires - Echantillon IC 115 (18°10 N-1°55E: SE de l'U.G.I.).
- Photo 6 : Plagioclase antiperthitique d'un gneiss plagioclasiq ue granulitique de l'U.G.I.
- Photo 7 : Feldspath mésoperthitique d'un gneiss alcalin rubané de l'U.G.I.
- Photo 8 : Couronne d'amphibole incolore à vert pâle, de quartz et de biotite autour de l'orthopyroxène au contact des plagioclases antiperthitiques, dans un gneiss plagioclasiq ue granulitique (IB 793, 17°55 N-1°35 E, SW de l'U.G.I.).



### PLANCHE III

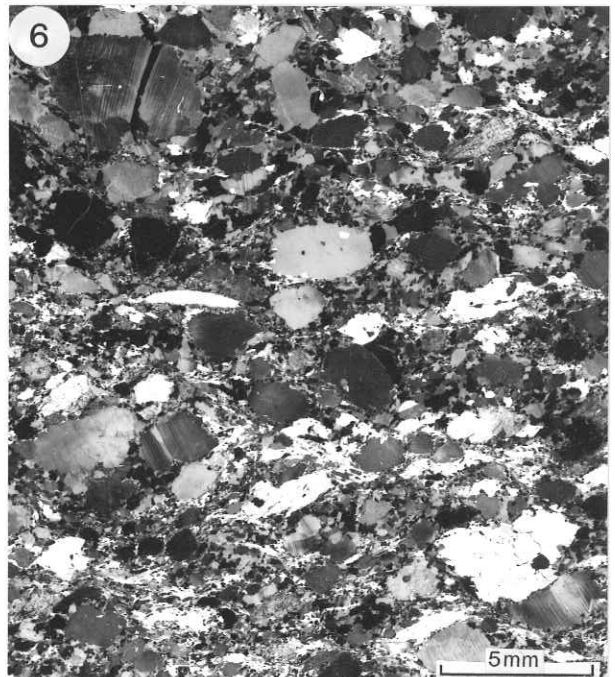
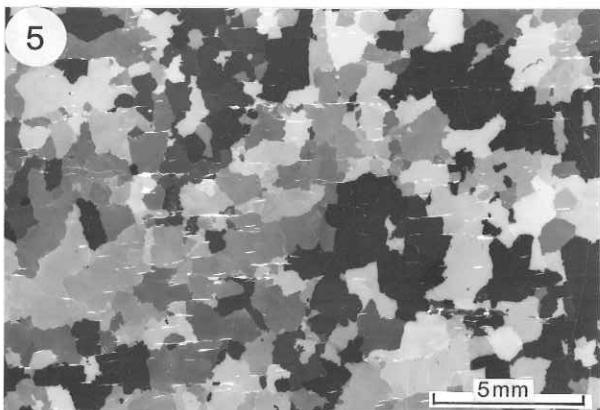
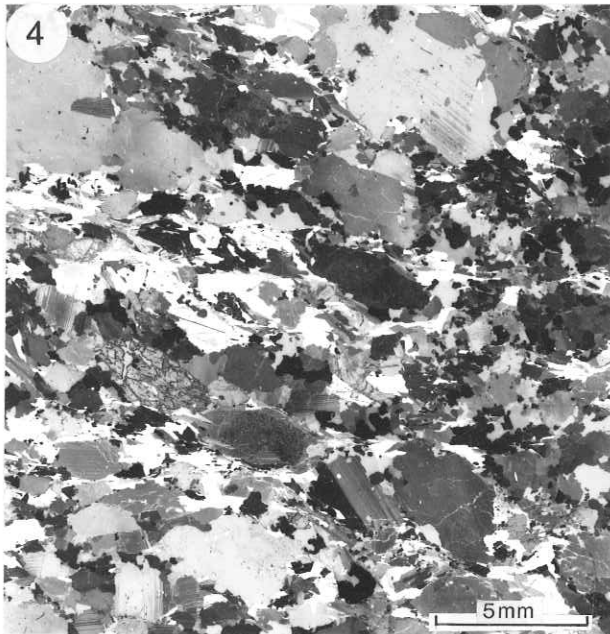
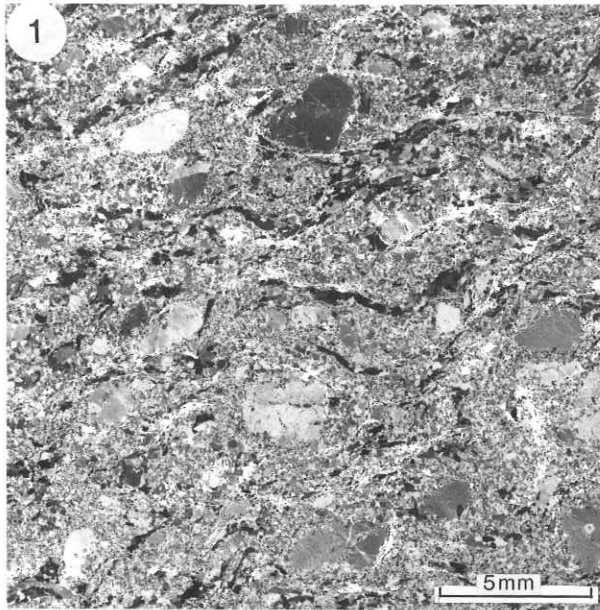
- Photo 1 : Vue vers l'Est du contact N de l'U.G.I. La photo est prise à partir du secteur où la foliation est redressée par les phases D2 et D3. Les collines que l'on aperçoit au fond sont les collines de quartzites de Tin Elor.
- Photo 2 : Rubanement éburnéen recoupé par la foliation pan-africaine SG1. Vue vers l'W NW. Bordure de l'U.G.I. Affleurement correspondant à l'échantillon IB 1011 décrit dans le texte.
- Photo 3 : Linéation d'étirement  $I_{G1}$  courbe dans le plan de foliation SG1. Bordure Nord de l'U.G.I. Vue vers le Sud.
- Photo 4 : Linéation d'étirement  $I_{G1}$  soulignée par les rubans de quartz dans l'échantillon IB 336 décrit dans le texte. Bordure Nord de l'U.G.I.
- Photo 5 : Photographie en lumière polarisée d'une lame mince de l'échantillon IB 1011 (négatif). Plan d'observation perpendiculaire à la linéation d'intersection du rubanement éburnéen (zone SW-NE plus riche en feldspath) et de la foliation pan-africaine SG1 (NNW-SSE, allongement des amandes de quartz).
- Photo 6 : Photographie en lumière "naturelle" (négatif) d'une lame mince de l'échantillon IB 1221 : filon doléritique pré-pan-africain amphibolitisé. On devine les reliques de plagioclase magmatique (noir).
- Photo 7 : Photographie en lumière "naturelle" (négatif) d'une lame mince de l'échantillon IB61 : filon doléritique pré-pan-africain amphibolitisé et folié par D1.



## PLANCHE IV

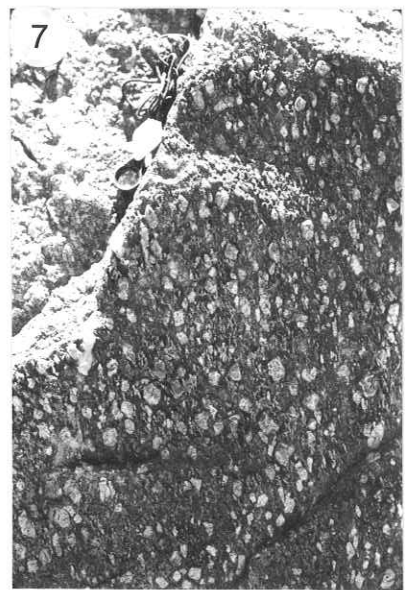
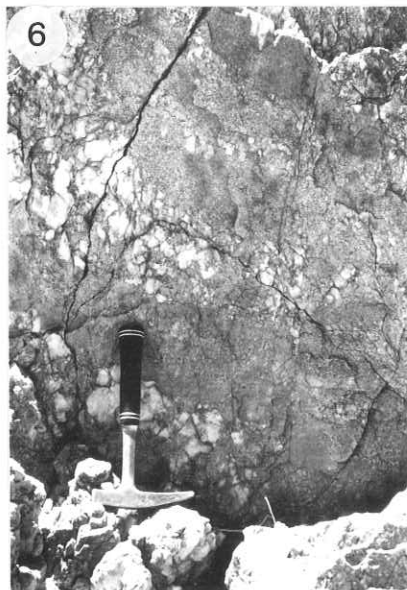
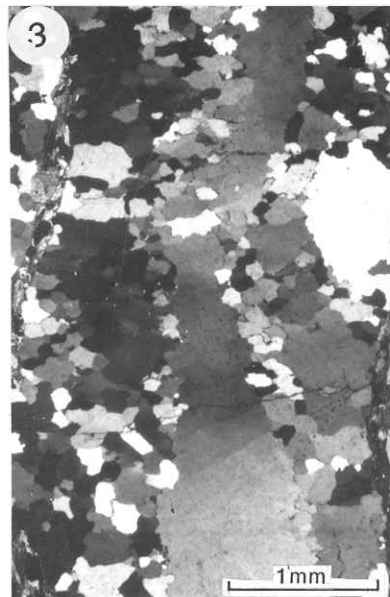
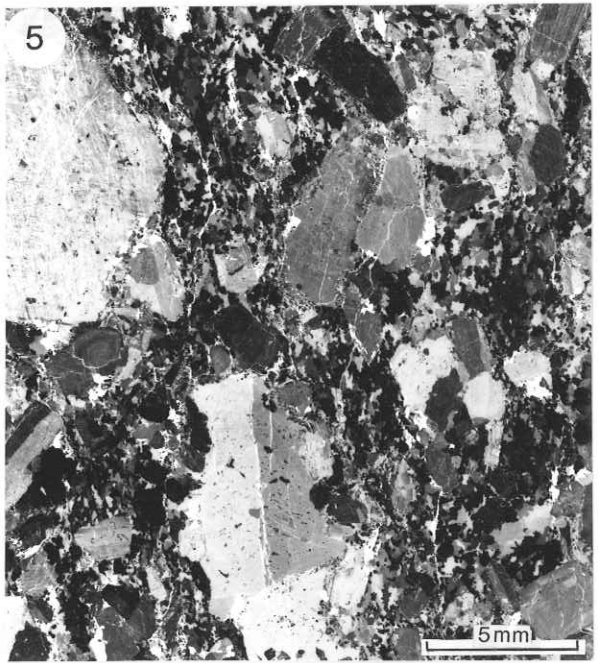
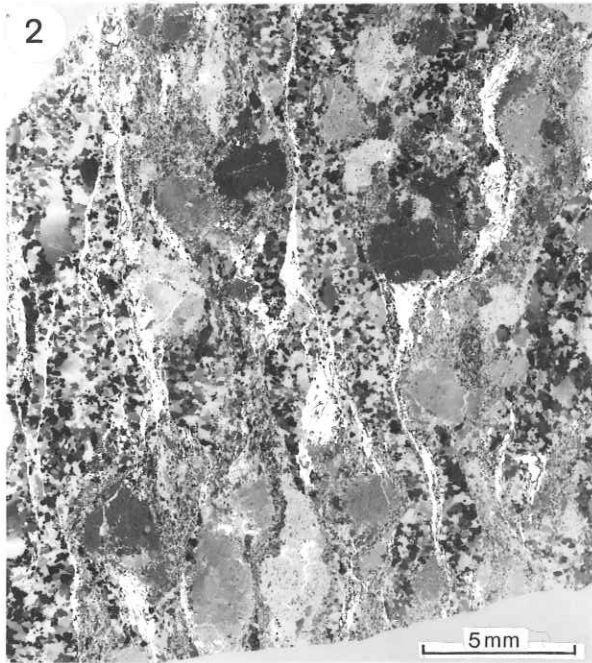
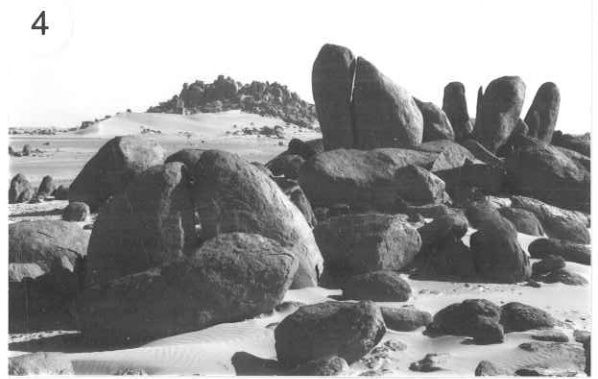
- Photo 1 : Photographie en lumière polarisée (négatif) de l'échantillon IB1104. Section perpendiculaire à l'axe des plis P<sub>2</sub>. Remarquer les rubans de quartz plissotés par la phase D<sub>2</sub>.
- Photo 2 : Pli P<sub>1b</sub> dans les quartzites du Protérozoïque moyen au Sud des collines de Tin Elor (au Nord de l'U.G.I.). Remarquer la foliation S<sub>K1a</sub> tournant dans la tête du pli P<sub>1b</sub> à déversement apparent vers le Nord (vue vers l'Ouest).
- Photo 3 : Linéation d'étirement l<sub>k1</sub> courbe dans les gneiss de l'assemblage kidalien au Nord de l'U.G.I.
- Photo 4 : Photographie en lumière polarisée (négatif) de la métadiorite N 186 (assemblage kidalien). Noter l'absence de déformation interne des cristaux et la dimension importante du grain moyen de la roche. Les plagioclases ne sont pas zonés et la foliation S<sub>K1</sub> est définie par l'aplatissement des plagioclases, des amphiboles et des biotites.
- Photo 5 : Photographie en lumière polarisée (négatif) du quartzite IB818 de Tin Elor (assemblage kidalien). Remarquer la structure des cristaux de quartz à croissance de grain exagérée et englobant les paillettes de micas qui définissent la foliation S<sub>K2</sub>.
- Photo 6 : Photographie en lumière polarisée (négatif) de la métadiorite IB1009 (assemblage kidalien au N de l'U.G.I.). Noter la déformation des plagioclases (tronçonnement) et la bimodalité de grain des feldspaths et ferro-magnésiens. Comparer avec la photo 4 de cette planche.





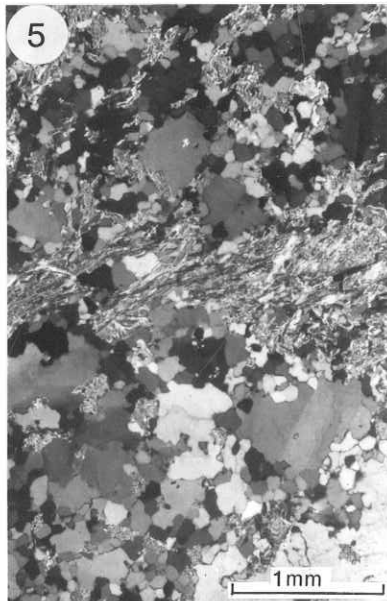
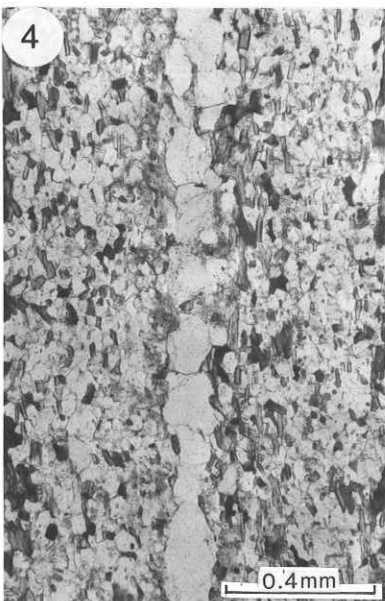
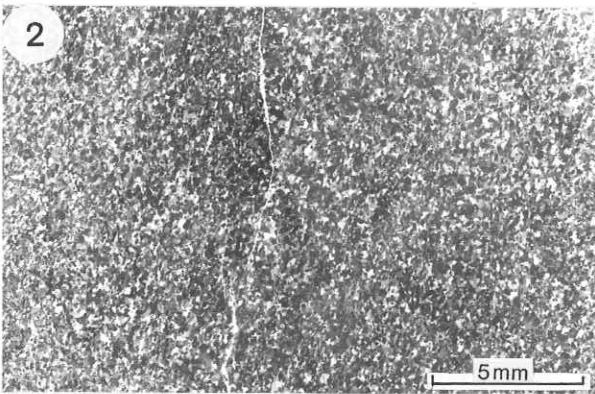
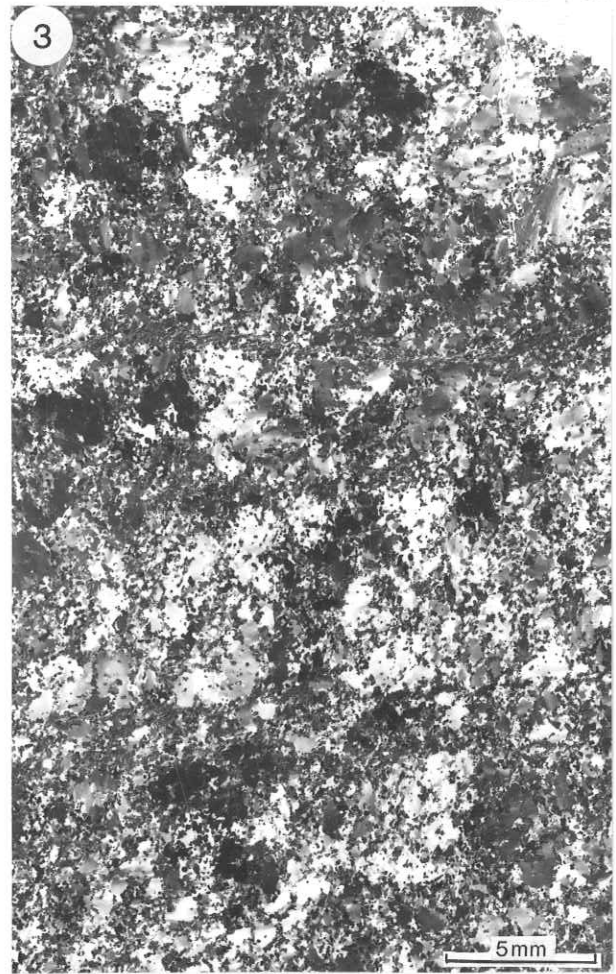
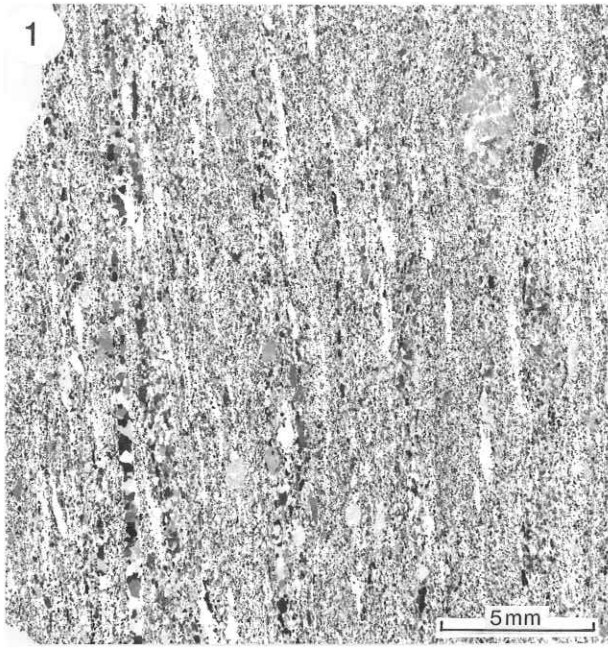
## PLANCHE V

- Photo 1 : Filon doléritique pré-pan-africain intrusif dans un granitoïde alcalin éburnéen (bordure occidentale de l'U.G.I. (19°20 N). La déformation pan-africaine s'est localisée essentiellement dans le filon.
- Photo 2 : Photographie en lumière polarisée (négatif) de la charnockite IB1125 (zone mylonitique de l'oued Tiadjouine, U.G.I.). lame perpendiculaire à  $S_{G2}$  et parallèle à  $I_{G2}$ . Noter dans le coin en haut à gauche, la structure interne porphyroclastique des rubans de quartz. La foliation est aussi soulignée par les lits de biotite (blanc). Les feldspaths mésoperthitiques recristallisent en une fine mosaïque.
- Photo 3 : Détail de la précédente, montrant la structure porphyroclastique des rubans de quartz. Les petits cristaux de quartz ont un allongement subperpendiculaire à celui du ruban (lumière polarisée, positif).
- Photo 4 : Aspect du granite "évêque", montrant l'altération en boules. Vue vers l'Est.
- Photo 5 : Photographie en lumière polarisée de l'échantillon du granite "évêque" IB1245 (négatif). La foliation est ici verticale, soulignée par les rubans de quartz et par les lits de ferromagnésiens. Noter les porphyroclastes de plagioclase zoné et de feldspath alcalin.
- Photo 6 : Filon de pegmatite dans l'encaissant du granite "évêque" (coeur de la crose). Une schistosité verticale affecte le rubanement subhorizontal de la pegmatite. Vue vers le Sud.
- Photo 7 : Aspect macroscopique du granite "évêque" post-tectonique de D1 et anté-tectonique de D2. Vue vers le NE d'un plan vertical, c'est-à-dire perpendiculaire à la linéation d'étirement  $I_{G2}$  du granite.



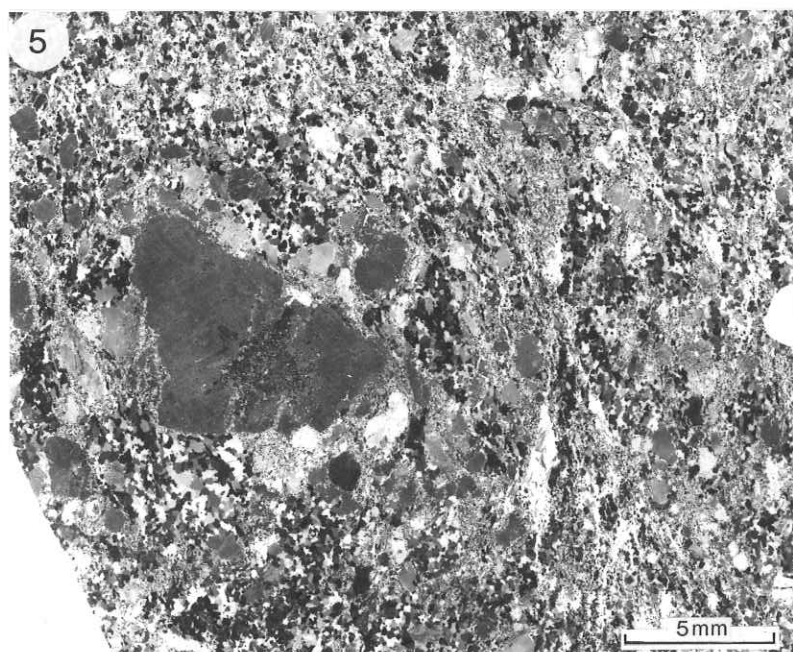
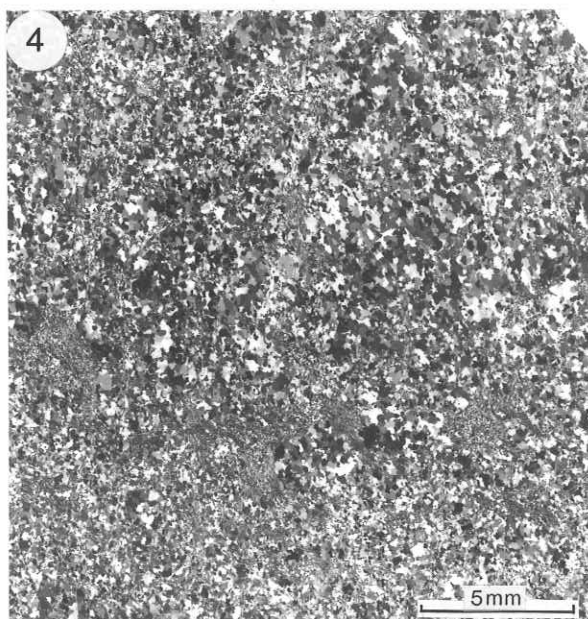
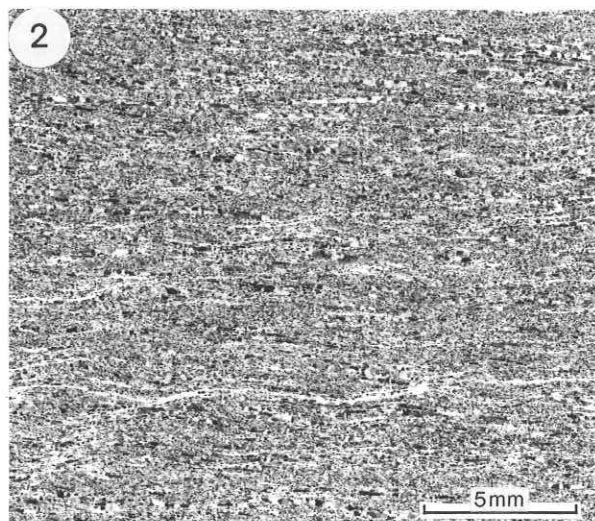
## PLANCHE VI

- Photo 1 : Photographie en lumière polarisée (négatif) de l'échantillon Q259 (encaissant mylonitique du Sud du granite "évêque". Noter la finesse générale du grain, la rareté des reliques de feldspath.
- Photo 2 : Photographie en lumière polarisée (négatif) du quartzite IB1252 (encaissant ouest du granite "évêque"). Le quartz est entièrement recristallisé en une mosaïque de petits cristaux. La foliation définie par des petites paillettes de muscovite est ici verticale.
- Photo 3 : Photographie en lumière polarisée (négatif) du quartzite IB1251, prélevé à proximité du précédent. Noter l'existence de grands cristaux déformés de quartz, recristallisés partiellement en mosaïque de grains de la même taille que ceux de IB1251. lame mince perpendiculaire à l'axe des plis pan-africains. Noter les niveaux de muscovite.
- Photo 4. : Détail de la lame mince Q259 (photo 1) montrant l'aspect de cette mylonite. Les rubans de quartz montrent des "rentrants" au niveau des joints de grains. Les interrubans sont constitués d'un mélange de quartz, feldspath et biotite orientée. Lumière "naturelle".
- Photo 5 : Détail de la lame mince IB1251, montrant que les niveaux de muscovite ont joué en plans de glissement. Noter la structure porphyroclastique (bimodalité du grain) du quartz. Lumière polarisée (positif).
- Photo 6 : Détail de la lame mince IB 1252 montrant une relique de sillimanite prismatique au sein d'un nid de muscovite. Lumière "naturelle".



## PLANCHE VII

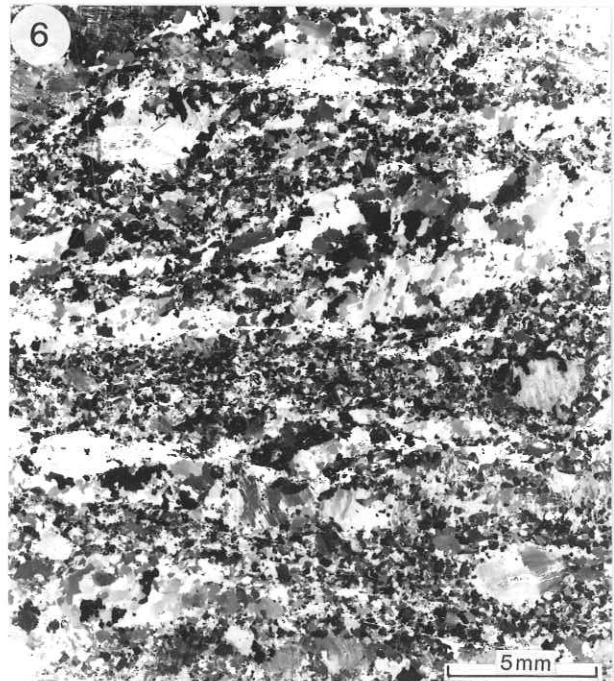
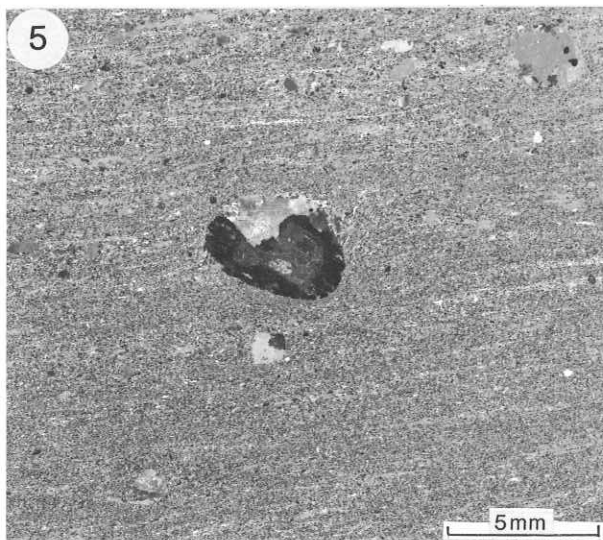
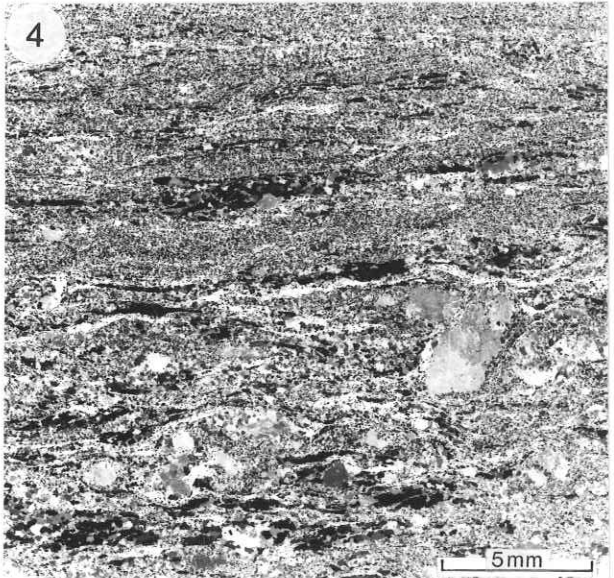
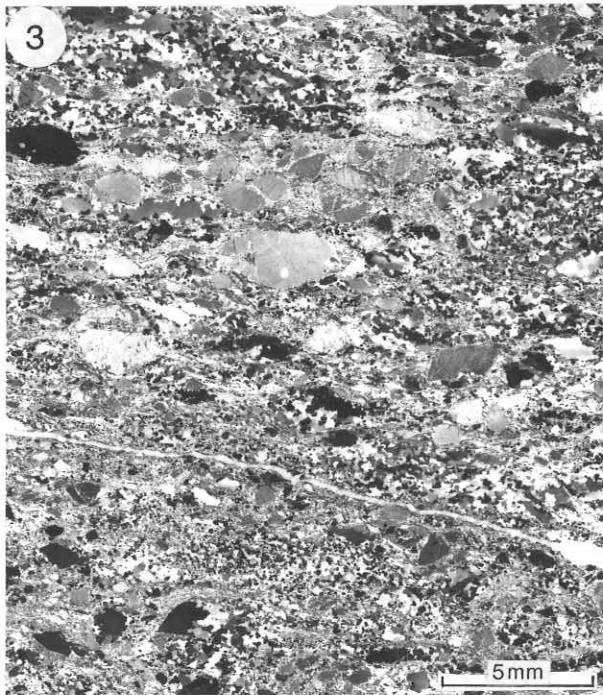
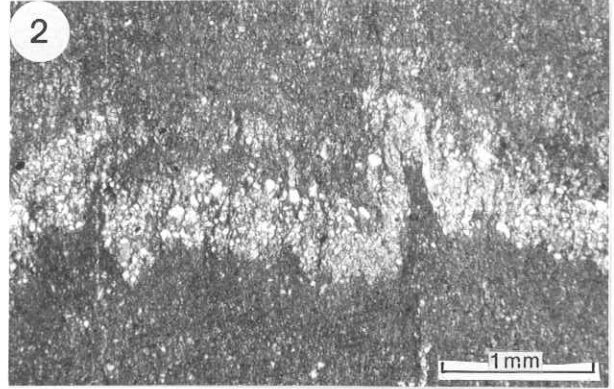
- Photo 1 : Aspect de la zone mylonitique A de l'Oued Tadelok. La forme des affleurements est définie par l'orientation de la foliation  $S_{G2}$  (ici verticale) et de la linéation d'étirement (ici horizontale). Vue vers le Nord.
- Photo 2 : Photographie en lumière polarisée (négatif) de la mylonite IB1257 (zone mylonitique A de l'Oued Tadelok): section perpendiculaire à la foliation  $S_{G1}$  (plan XZ). Noter la finesse générale du grain et les petits cisaillements faisant un angle inférieur à  $45^\circ$  avec la foliation.
- Photo 3 : Affleurement de gneiss migmatitiques dont la première foliation subhorizontale (mobilisats) est affectée par une schistosité verticale. Vue vers le Nord, zone mylonitique B de l'Oued Tadelok.
- Photo 4 : Photographie en lumière polarisée (négatif) du quartzite phylliteux IB1261 situé à proximité de l'affleurement de la photo 3. Noter la recristallisation dynamique du quartz en mosaïque et la schistosité verticale définie par les paillettes de muscovite (plan perpendiculaire à la linéation d'intersection de  $S_{G1}$  et de  $S_{G2}$ ). Comparer avec les photos 2 et 3 de la planche VI.
- Photo 5 : Photographie en lumière polarisée (négatif) du gneiss migmatitique IB1263, correspondant à l'affleurement de la photo 3 de cette planche. Noter la schistosité verticale  $S_{G2}$  définie par la disposition des petites paillettes de mica et par l'allongement des lentilles de quartz et de feldspaths microcristallins.
- Photo 6 : Vue vers le Nord d'un affleurement de gneiss rubanés alcalins montrant le rubanement éburnéen Se à pendage Ouest et la schistosité verticale pan-africaine  $S_{G2}$  (Oued Tadelok).



## PLANCHE VIII

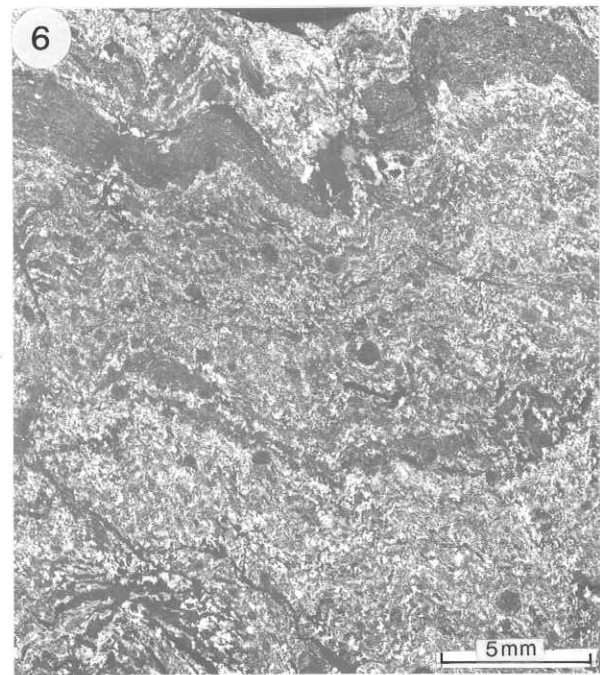
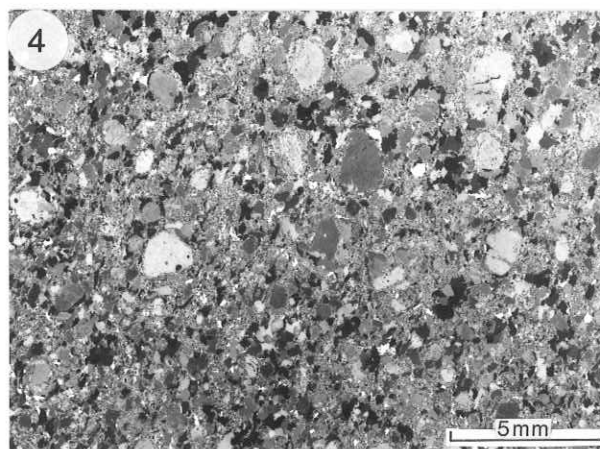
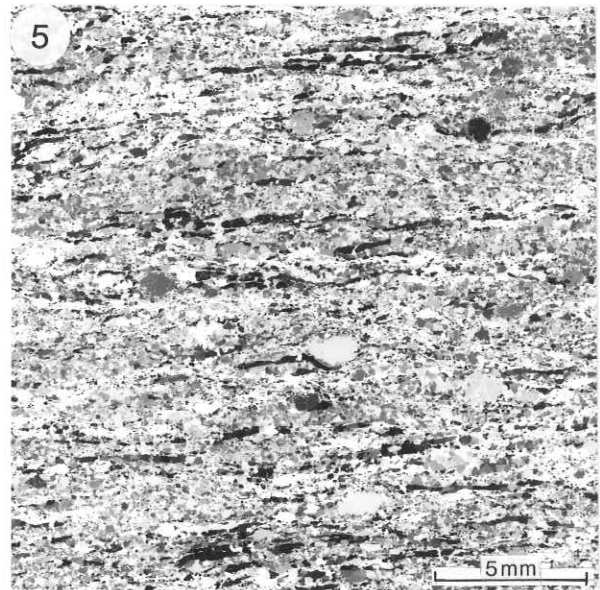
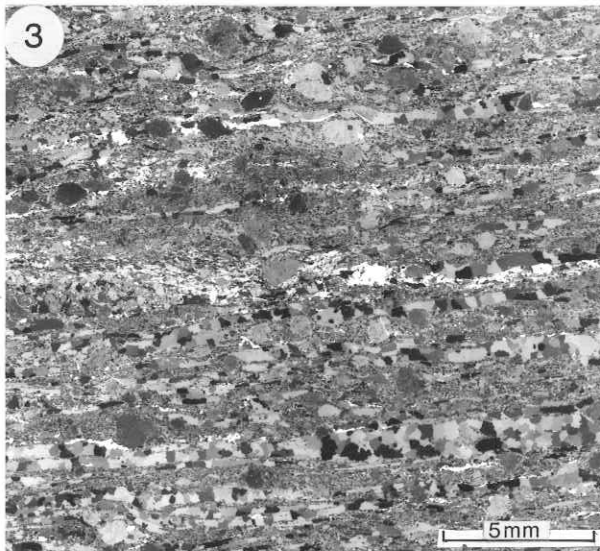
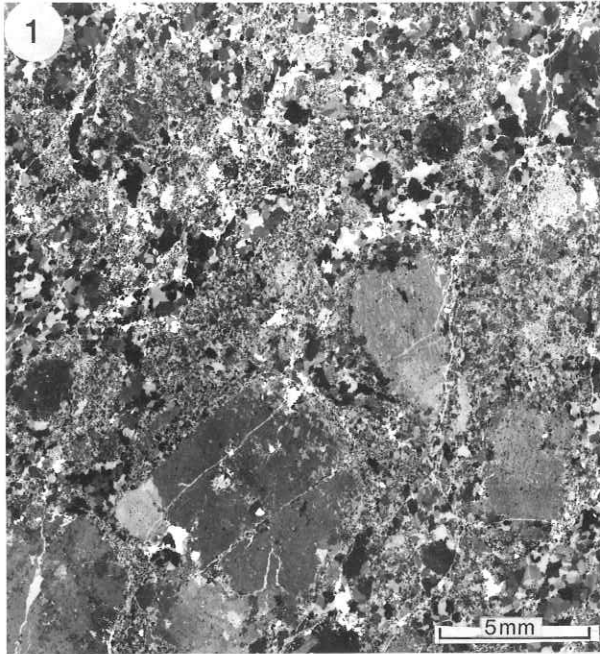
- Photo 1 : Microconglomérats arkosiques de la série discordante sur l'U.G.I. Plan d'observation proche du plan YZ de l'ellipsoïde des déformations.
- Photo 2 : Photographie en lumière naturelle (positif) du silt IC139, de la série discordante sur l'U.G.I. Noter la shistosité de flux verticale.
- Photo 3 : Photographie en lumière polarisée (négatif) du microconglomérat IB137 correspondant à l'affleurement de la photo 1 de cette planche. Noter les clastes de feldspath mésoperthitique, les éléments de quartz déformés et partiellement recristallisés en mosaïque. Lame mince taillée dans le plan XZ de l'ellipsoïde des déformations.
- Photo 4 : Photographie en lumière polarisée (négatif) de la charnockite mylonitique N87.2 (bordure orientale de l'U.G.I.). Lame mince taillée dans le plan XZ de l'ellipsoïde des déformations.
- Photo 5 : Photographie en lumière polarisée (négatif) du microgranite IB28 (pré-tectonique de  $D_2$ ) dans la bordure orientale de l'U.G.I.). Noter les porphyroclastes arrondis de feldspath alcalin et la dissymétrie des ombres de pression indiquant une déformation rotationnelle.
- Photo 6 : Photographie en lumière polarisée (négatif) de l'ortho-gneiss monzonitique IC18 (bordure orientale de l'U.G.I.). Noter les yeux de microline mâclé et les rubans de quartz dans lesquels les cristaux présentant des sous-joints obliques sur l'allongement des rubans.





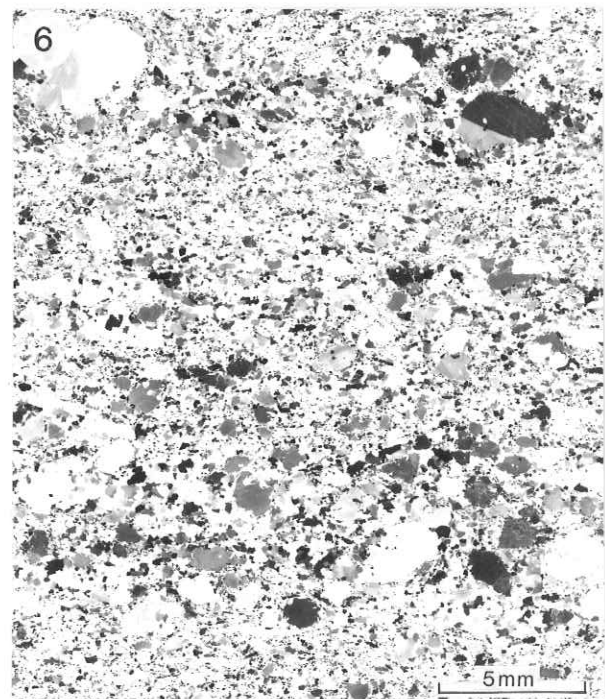
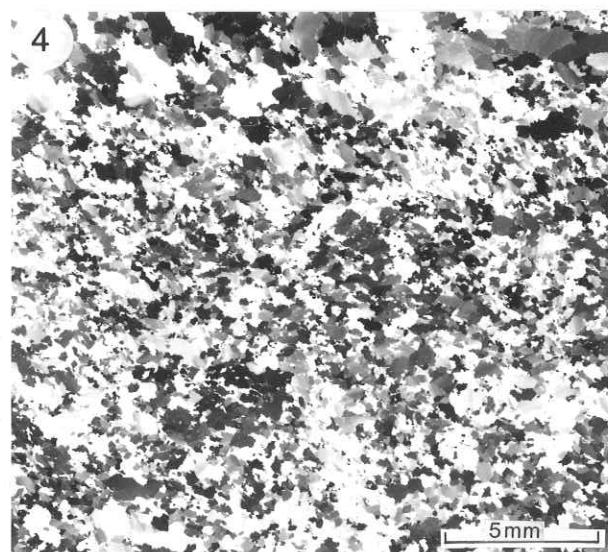
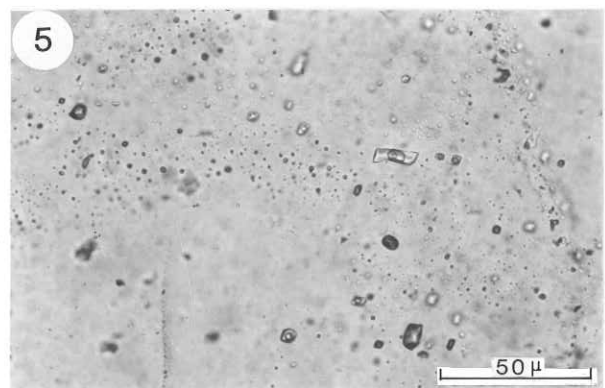
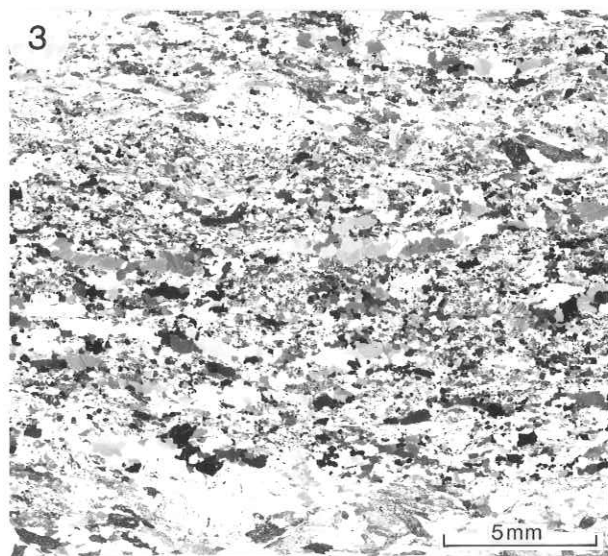
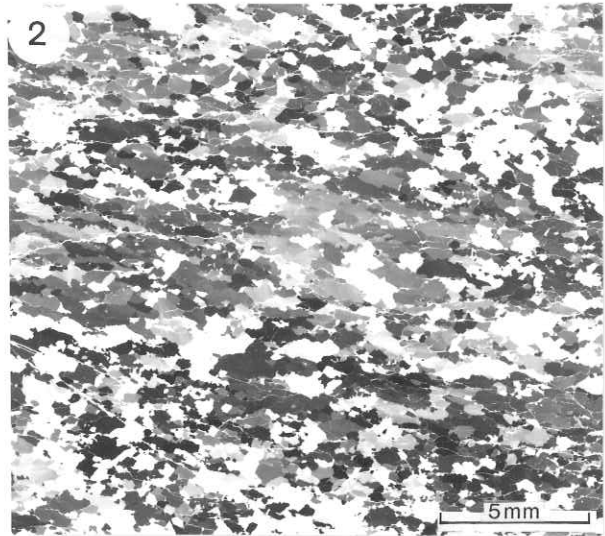
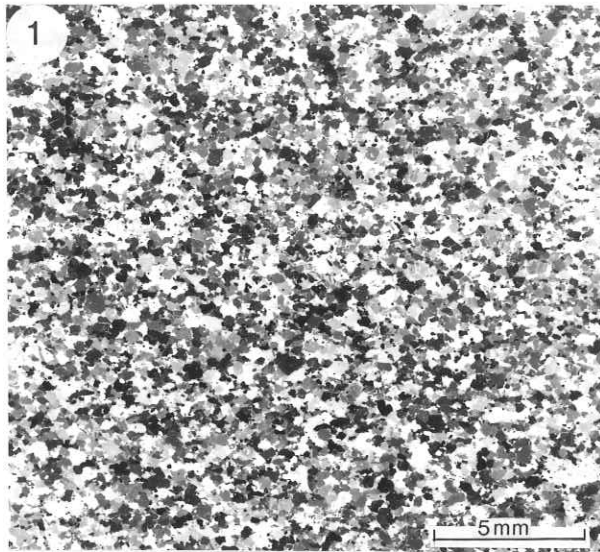
## PLANCHE IX

- Photo 1 : Photographie en lumière polarisée de l'orthogneiss IB1424 (bordure orientale de l'U.G.I.), montrant la superposition de la foliation  $S_{G1}$  (orientée NE-SW sur la photo) et de la schistosité  $S_{G2}$  (verticale). Comparer avec la photo 5 de la planche VII).
- Photo 2 : Affleurement des granulites de l'U.G.I. In Ouzzal sur la piste Bourhessa. Tin Zaouatène. Noter la structure en mullions horizontaux induite par la superposition de la foliation  $S_{G1}$  (subhorizontale) et de la foliation  $S_{G2}$  (subverticale). Vue vers le Nord.
- Photo 3 : Photographie en lumière polarisée (négatif) de l'échantillon IB303 prélevé à proximité de l'affleurement de la photo 2 de cette planche. Noter l'allongement des rubans de quartz (Plattenquartz) qui contournent les clastes de feldspaths mésoperthitiques ; lame mince taillée perpendiculairement à  $S_{G2}$  et parallèlement à la direction des mullions.
- Photo 4 : Photographie en lumière polarisée (négatif) du même échantillon dans le plan perpendiculaire à l'axe des mullions. La surface  $S_{G1}$  subhorizontale est définie ici par un niveau à gros clastes de feldspath (partie supérieure de la photo). La foliation  $S_{G2}$  est définie par l'allongement vertical des lentilles de quartz.
- Photo 5 : Photographie en lumière polarisée (négatif) de la charnockite mylonitique IB1162 (virgation entre les deux U.G.). Noter le recuit indiqué par la structure des rubans de quartz (Plattenquartz). Lame mince taillée dans le plan XZ de l'ellipsoïde des déformations.
- Photo 6 : Photographie en lumière "naturelle" (négatif) de l'échantillon de gneiss amphibolique N62 (prolongement Sud de l'U.G. In Ouzzal). Noter la première foliation  $S_{G1}$  reprise par la déformation  $D_2$ . Plan perpendiculaire à l'axe des plis  $P_2$ .



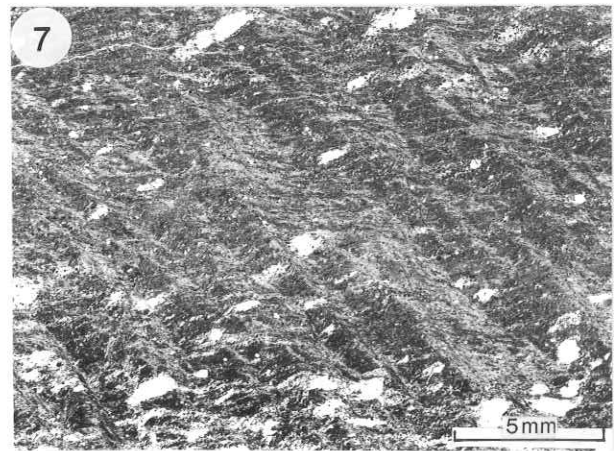
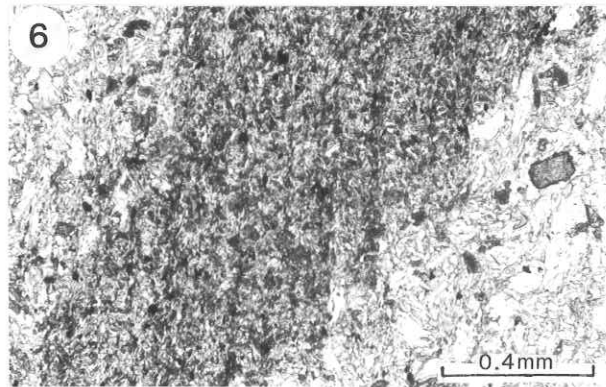
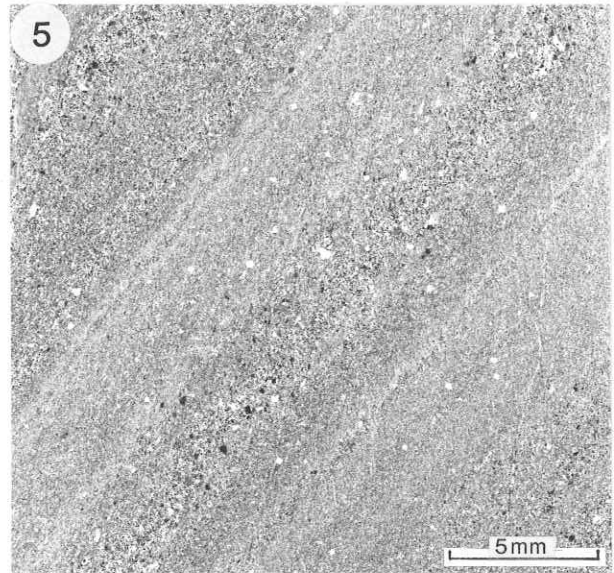
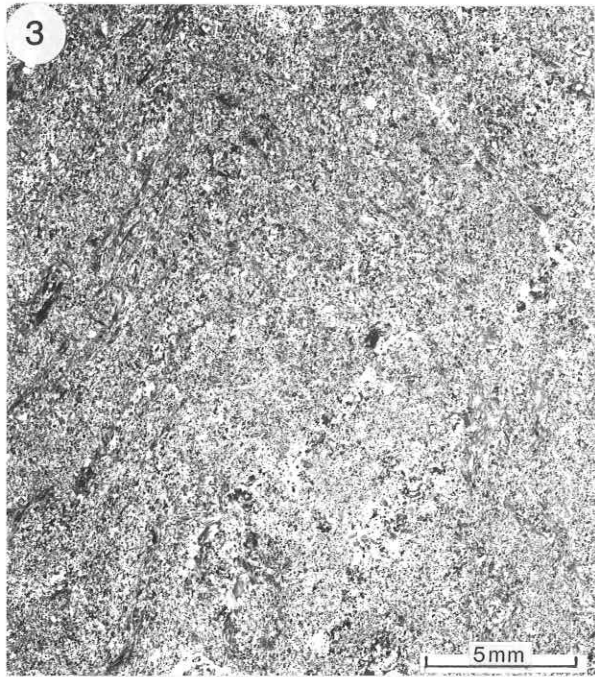
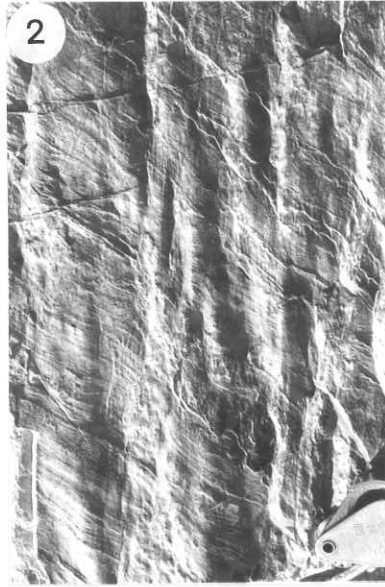
## PLANCHE X

- Photo 1 : Photographie en lumière polarisée (négatif) du gneis IB1200 (assemblage kidalien au NE de l'U.G.I.). lame taillée dans le plan YZ de l'ellipsoïde des déformations. Noter la finesse générale du grain et l'absence de déformation apparente des cristaux indiquant un recuit intense consécutif à  $D_1$ .
- Photo 2 : Photographie en lumière polarisée (négatif) du quartzite IB1201, prélevé à proximité de l'échantillon précédent. lame mince taillée dans le plan YZ de l'ellipsoïde des déformations. Noter le parallélisme entre la sous-structure prismatique et l'allongement des grains de quartz (axes C en Y) qui ont une structure à croissance exagérée.
- Photo 3 : Photographie en lumière polarisée (négatif) de l'amphibolite quartzique IB1206 (assemblage kidalien au NE de l'U.G.I.). lame mince taillée dans le plan XZ de l'ellipsoïde des déformations. Noter le recuit des cristaux de quartz.
- Photo 4 : Photographie en lumière polarisée (négatif) du quartzite feldspathique IB1208 (assemblage kidalien au NE de l'U.G.I.). Le niveau à gros grain (partie supérieure de la photo) définit la foliation  $S_{K1a}$ . La foliation  $S_{K1b}$  est déterminée par l'aplatissement des feldspaths (ici WNW-ESE) et des cristaux de quartz.
- Photo 5 : Inclusions fluides carboniques (noires) et triphasées ( $H_2O_{liq} + CO_{2liq} + CO_{2gaz}$ ) dans l'échantillon IB1208.
- Photo 6 : Photographie en lumière polarisée (négatif) de l'échantillon IB331 (assemblage kidalien au contact du prolongement de l'U.G. In Ouzzal). lame mince taillée dans le plan parallèle à la linéation d'étirement  $1_{K2}$ . Noter la bimodalité de la taille des cristaux de feldspath.



## PLANCHE XI

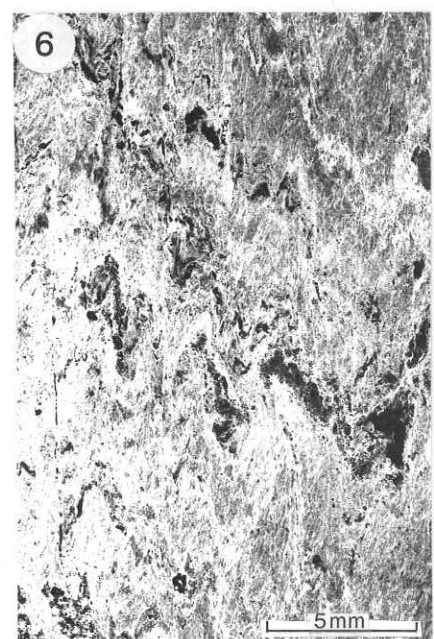
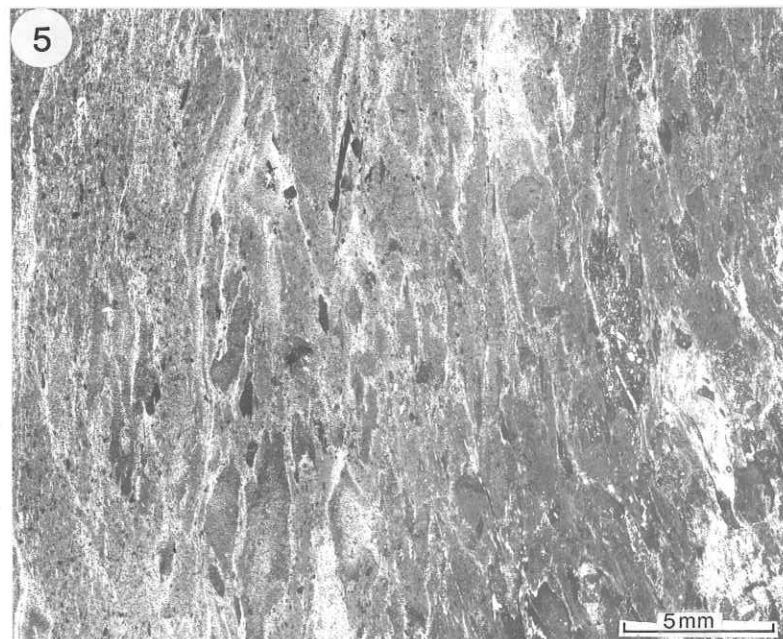
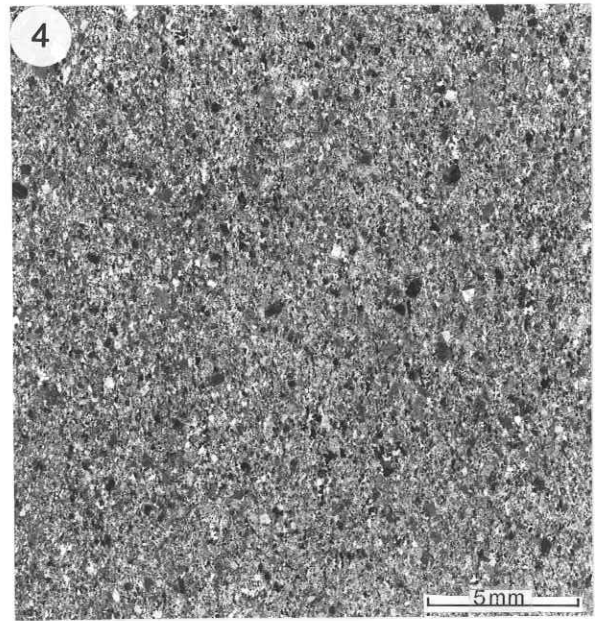
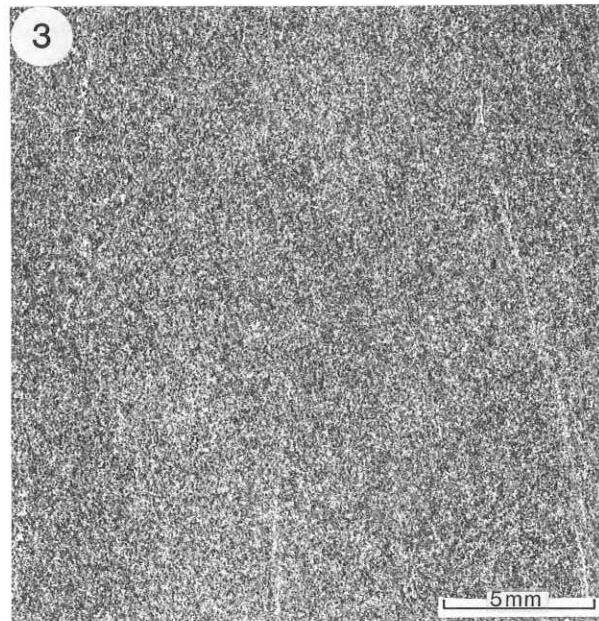
- Photo 1 : Affleurement de quartzites feldspathiques du synclinal de métasédiments pincé à l'Est de l'U.G.I. Vue vers l'Ouest montrant les plis  $P_2$  affectant la foliation  $S_{M1}$ .
- Photo 2 : Linéation d'intersection  $S_{M0} - S_{M1}$  replissée par  $D_2$  dans les schistes des Gour Tahoua.
- Photo 3 : Photographie en lumière polarisée (négatif) du quartzite feldspathique IB1152 correspondant à l'affleurement de la photo 1 de cette planche.
- Photo 4 : Détail en lumière polarisée (positif) de la lame mince précédente montrant la déformation par  $D_2$  d'une muscovite contemporaine de  $D_1$ .
- Photo 5 : Photographie en lumière polarisée (négatif) du schiste satiné IB1150 prélevé à proximité de l'affleurement de la photo 1 de cette planche, montrant la superposition de la foliation  $S_{M1}$  (confondue avec  $S_{M0}$ ) et la schistosité  $S_{M2}$ .
- Photo 6 : Détail de la lame précédente, en lumière "naturelle" (positif).
- Photo 7 : Photographie en lumière naturelle (négatif) du schiste bleuté N93.3 (synclinal de métasédiments pincé à l'Est de l'U.G.I.) montrant la superposition des trois surfaces  $S_{M1}$ ,  $S_{M2}$  (E-W sur la photo) et  $S_{M3}$  (NW-SE sur la photo). Les taches blanches seraient des andalousites (?) entièrement damouritisées et antérieures à  $D_2$ .



## PLANCHE XII

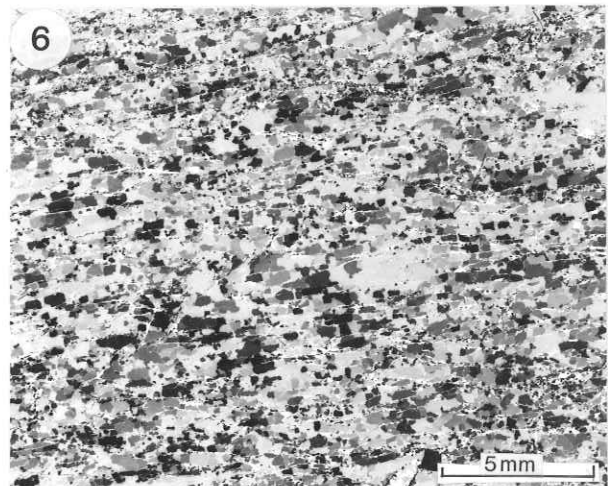
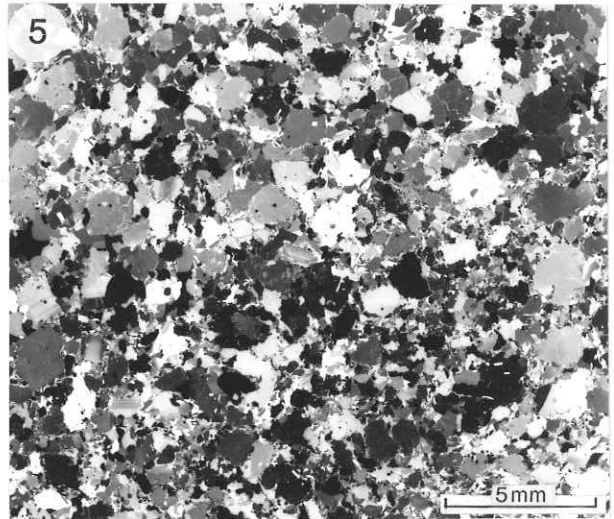
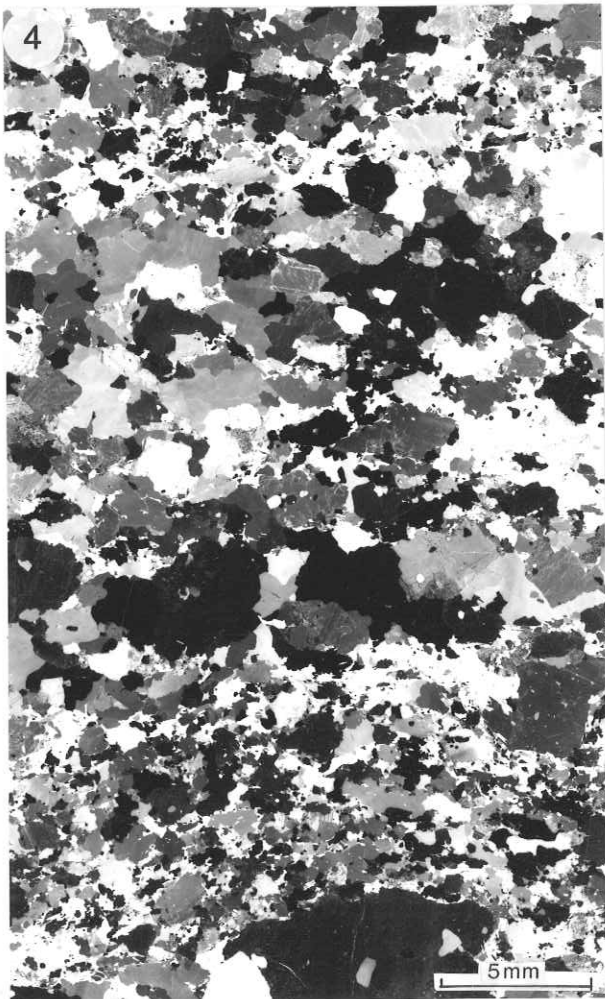
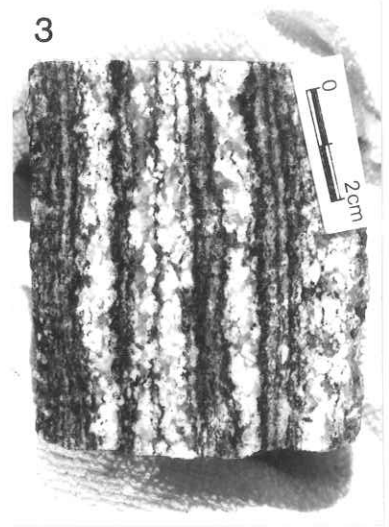
- Photo 1 : Aspect des graywackes des Gour Tahoua transformés en cornéennes. Noter la faiblesse de la déformation, la forme allongée des éléments étant en grande partie originelle comme l'atteste l'élément rubané le plus gros.
- Photo 2 : Graywackes des Gour Tahoua. Noter les stratifications obliques et la faible schistosité verticale.
- Photo 3 : Photographie en lumière polarisée (négatif) du quartzite phylliteux N110 (chaînons d'Ibedouyen). lame mince taillée perpendiculairement à l'axe des plis  $P_2$  ; la schistosité de plan axial  $S_{M2}$  est ici verticale. La foliation est soulignée par des lits micacés (en blanc). Voir aussi les photos 2 et 3 de la planche XXII.
- Photo 4 : Photographie en lumière polarisée (négatif) de la méta-arkose N109.3 (chaînons d'Ibedouyen). La schistosité  $S_{M2}$  est verticale. Les éléments sont essentiellement des grains de quartz et de feldspath. La stratification  $S_{M0}$  (déformation  $D_1$  absente) n'est pas visible ici.
- Photo 5 : Photographie en lumière "naturelle" (négatif) du graywackes conglomératique IB1167 (chaînons d'Ibedouyen). lame mince taillée perpendiculairement à l'axe des plis  $P_2$  qui est aussi l'allongement des éléments. Ceux-ci sont essentiellement d'origine volcanique et les microlites sont parfois encore visibles (partie droite de la photo). La schistosité  $S_{M2}$  est ici verticale.
- Photo 6 : Photographie en lumière "naturelle" (négatif) du shiste noir IB1166 (chaînons d'Ibedouyen). La surface plissée est déjà une schistosité ( $S_{M1}$ ) soulignée par des exsudats de quartz schistosés et par quelques minéraux phylliteux. La schistosité de fracture  $S_{M2}$  est ici verticale.





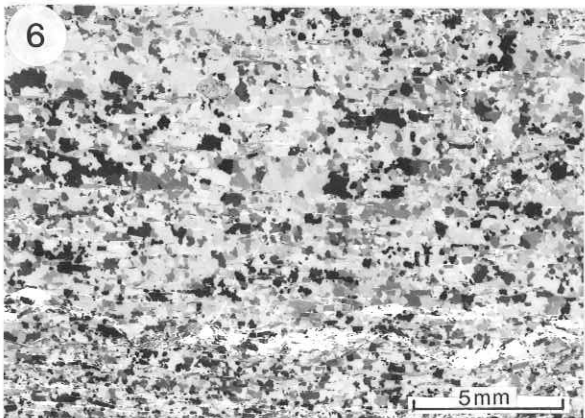
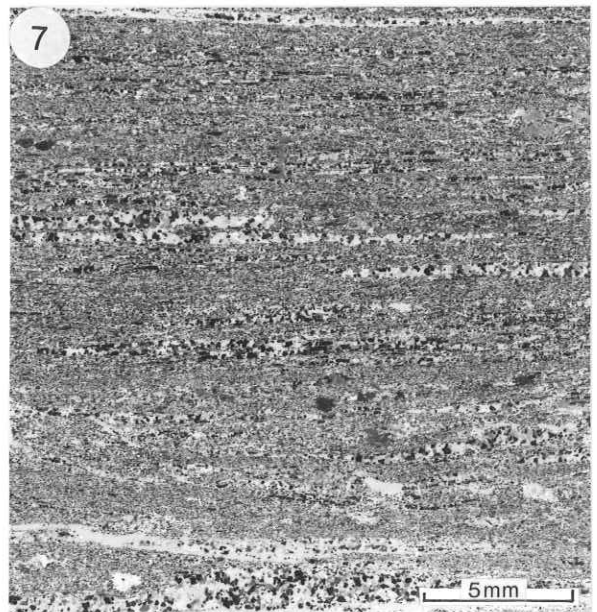
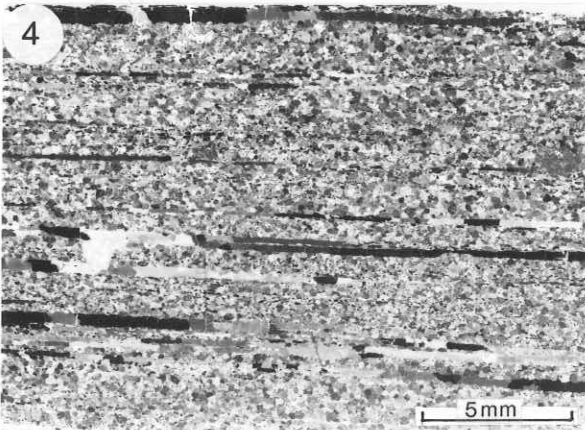
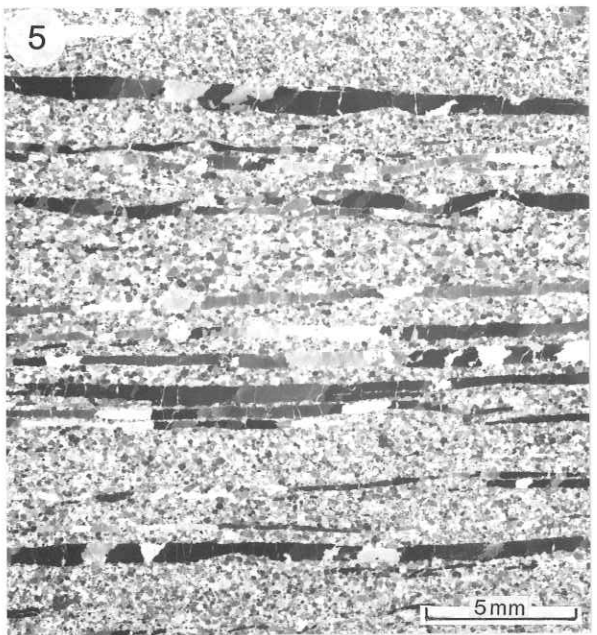
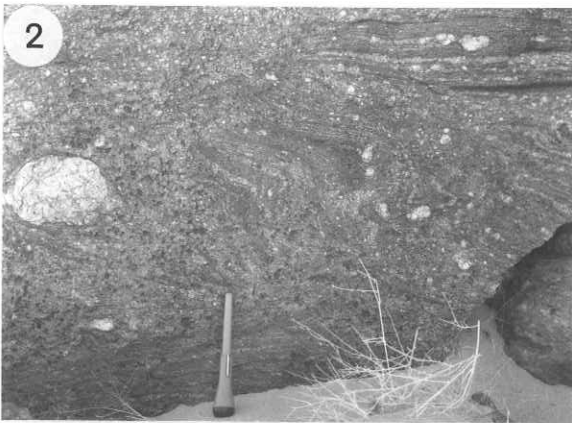
### PLANCHE XIII

- Photo 1 : Filon de pegmatite sécant sur la foliation  $SK_1$  des métadiorites de l'assemblage kidalien (entre l'Adrar Bezzeg et le Nord de l'U.G.I.). Ces filons sont antérieurs à  $D_2$ .
- Photo 2 : Boudin d'amphibolite à grenat dans les gneiss de l'assemblage kidalien déformé par  $D_1$  et  $D_2$  entre l'Adrar Touzik et In Raras (Ouest de l'U.G.I.).
- Photo 3 : Echantillon de gneiss rubané migmatitique (IB901) de l'assemblage kidalien entre l'Adrar Touzik et In Raras (Ouest de l'U.G.I.). Cet échantillon a subi la déformation  $D_1$  seule.
- Photo 4 : Photographie en lumière polarisée (négatif) de l'échantillon précédent. Noter la grande taille du grain de la roche, l'absence de déformation ou de zonation des cristaux de quartz et de plagioclase.
- Photo 5 : Photographie en lumière polarisée (négatif) de la métadiorite M181 ayant subi les déformations  $D_1$  et  $D_2$  (assemblage kidalien entre l'Adrar Touzik et In Raras, à l'Ouest de l'U.G.I.). lame mince taillée dans le plan perpendiculaire à l'intersection de  $SK_1$  et de  $SK_2$ .
- Photo 6 : Photographie en lumière polarisée (négatif) du quartzite phylliteux M49 (Sud de Rahrous); Noter la dimension des cristaux de quartz limitée uniquement par la présence des micas, et l'existence, dans le quart inférieur gauche de la photo, d'un pli  $P_{1b}$



## PLANCHE XIV

- Photo 1 : Affleurement de la Gara Timalaïn (Sud de l'Adrar Bezzeg) montrant le passage des granulites alcalines rubanées aux gneiss de l'assemblage kidalien. Stade peu évolué montrant encore les mobilisats quartzo-feldspathiques typiques des granulites (quartz bleus).
- Photo 2 : Affleurement de la Gara Timalaïn (Sud de l'Adrar Bezzeg) montrant le passage des granulites alcalines rubanées au gneiss de l'assemblage kidalien. Stade très évolué montrant la dispersion des feldspaths et la disparition du rubanement granulitique.
- Photo 3 : Bordure mylonitique occidentale de l'U.G.I. (Oued Thalamasse au Nord de la piste Kidal-Tin Zaouatène). La foliation mylonitique porte une très forte linéation d'étirement.
- Photo 4 : Photographie en lumière polarisée (négatif) de la mylonite (D<sub>1</sub>) de granulite (IB336) de la bordure Nord de l'U.G.I. Remarquer l'important allongement des rubans de quartz (Plattenquartz). Echantillon dont l'O.P.R. du quartz a été étudiée.
- Photo 5 : Photographie en lumière polarisée (négatif) de la mylonite de granulite (IB334). Mêmes remarques que pour la photo précédente.
- Photo 6 : Photographie en lumière polarisée du quartzite IB78 déformé par D<sub>1</sub> (assemblage kidalien au Nord de l'U.G.I.). Noter la structure du quartz en croissance exagérée. Echantillon dont l'O.P.R. du quartz a été étudiée.
- Photo 7 : Photographie en lumière polarisée de la mylonite de granulite IB47 d'une zone de déformation interne D<sub>2</sub> de l'U.G.I. Noter la structure interne en mosaïque équate des rubans de quartz. Echantillon dont l'O.P.R. du quartz a été étudiée.



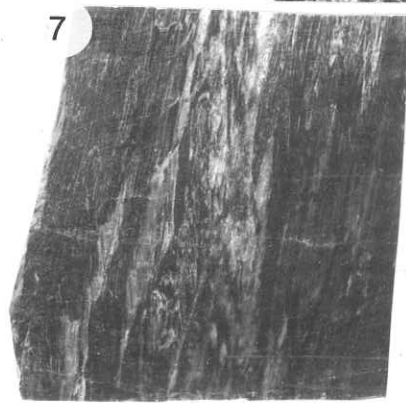
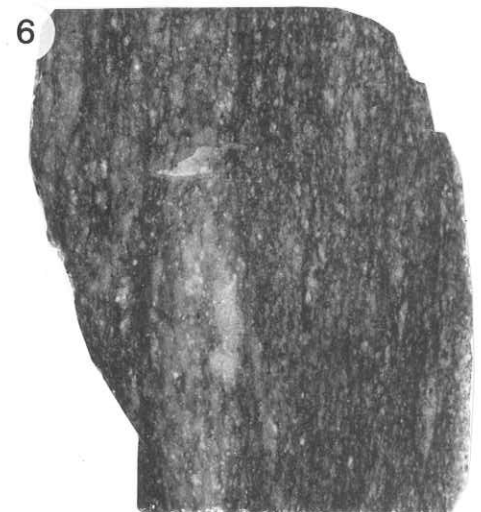
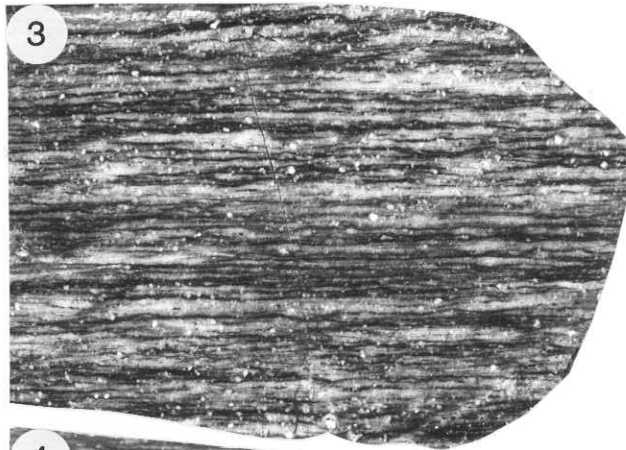
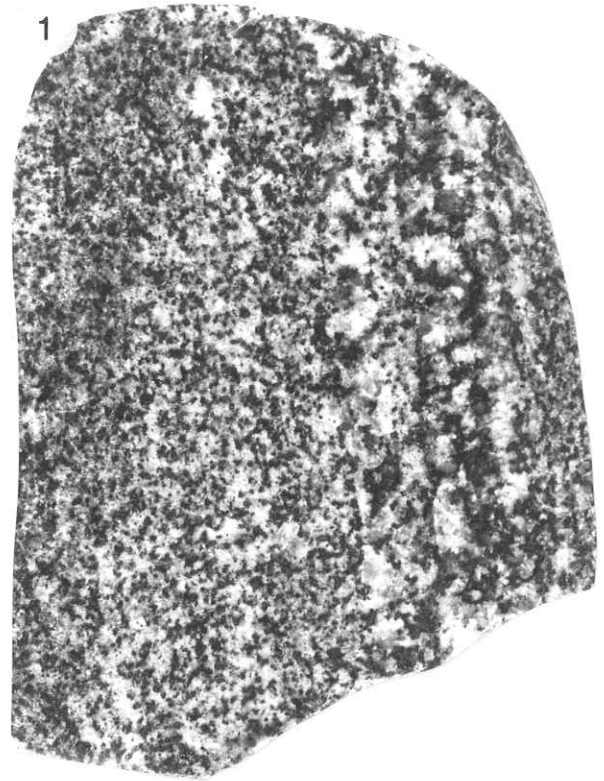
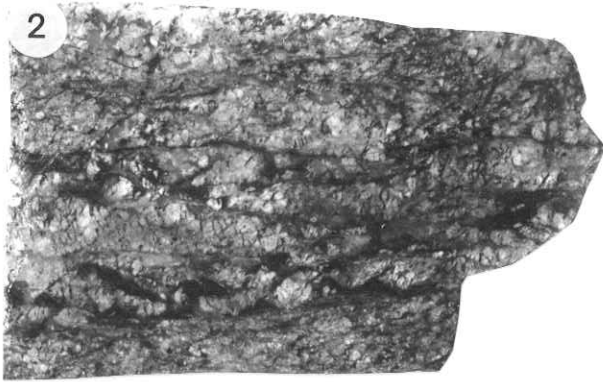
## PLANCHE XV

Photographie d'échantillons de l'Adrar Ouzzein montrant les différents états de déformation.

Photo 1 : Gneiss rubané alcalin non déformé (My5)

Photo 2, 3, 4 et 5 : Sections XZ des échantillons My 11, My9, My7 et My6.

Photo 6 et 7 : Sections YZ des échantillons My 1 et My 6. Noter la diminution d'épaisseur du rubanement mylonitique.



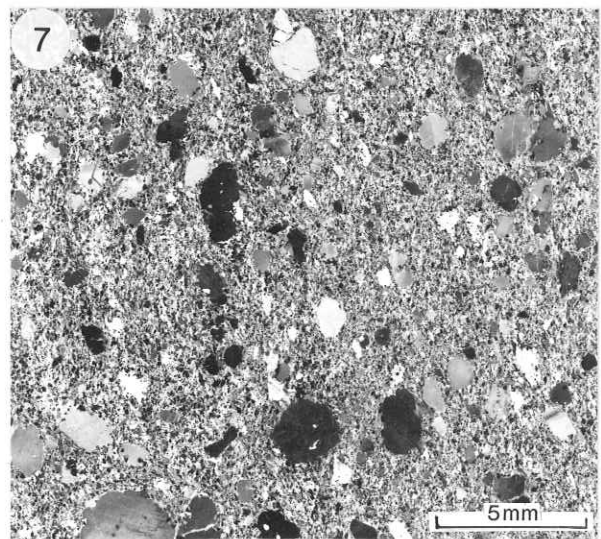
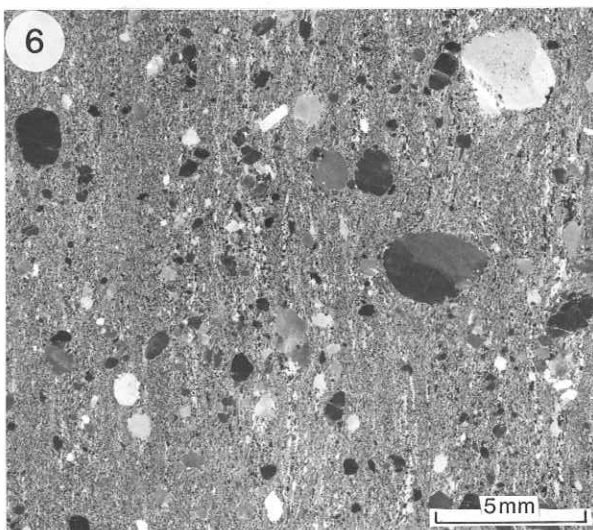
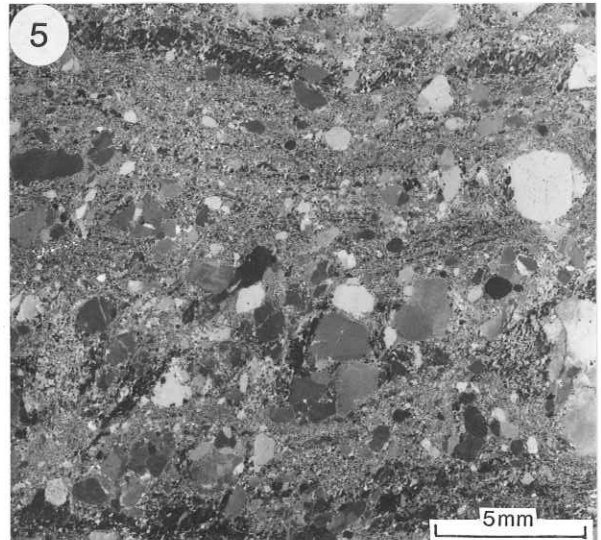
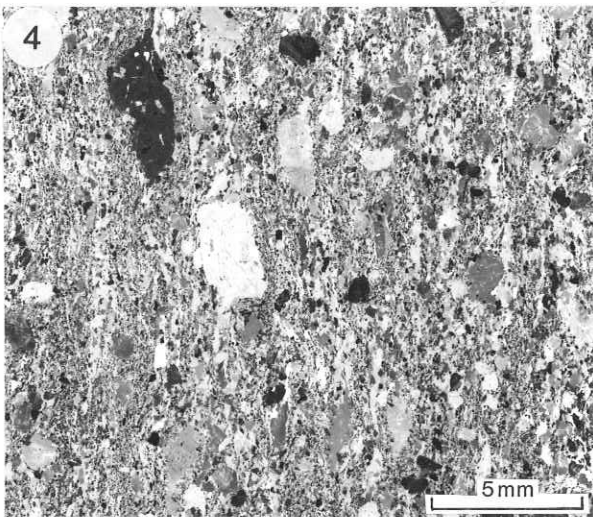
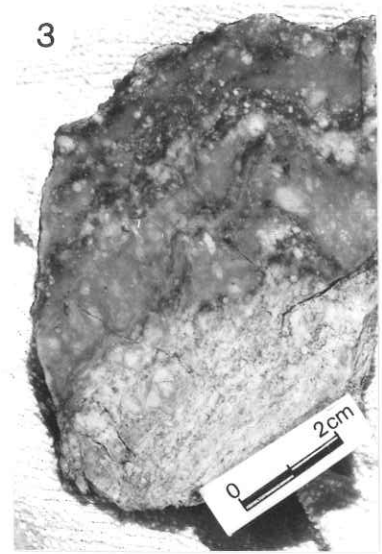
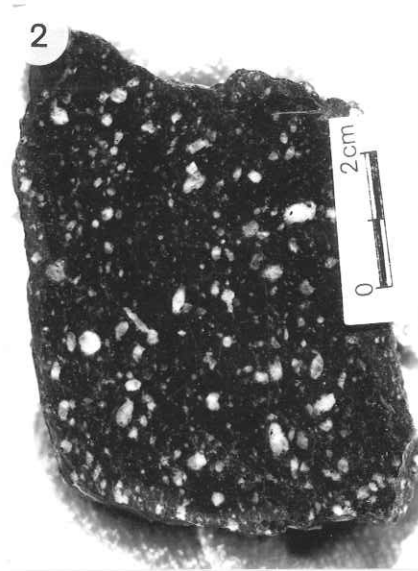
0 2cm

A horizontal scale bar with a vertical tick mark at the 0 position and another at the 2cm position.

## PLANCHE XVI

- Photo 1 : Pli complexe dans les mylonites de l'assemblage kidalien et lié à la superposition des déformations  $D_1$ ,  $D_2$  et  $D_3$ .
- Photo 2 : Aspect macroscopique d'une métadiorite de l'assemblage kidalien déformée par les phases  $D_1$ ,  $D_2$  et  $D_3$ . Noter l'aspect arrondi des clastes de plagioclase. Section YZ de l'ellipsoïde des déformations.
- Photo 3 : Métapegmatite Q165.2 présentant une première foliation  $S_{K1-2}$  subhorizontale et une foliation naissante  $S_{K3}$  verticale. Assemblage kidalien à l'Ouest d'Arhli. Section perpendiculaire à l'axe du pli  $P_3$ .
- Photo 4 : Photographie en lumière polarisée (négatif) du granite "tétard" mylonitique (IB81) prélevé à la hauteur de l'Oued Tiadjiouine. Section XY de l'ellipsoïde des déformations.
- Photo 5 : Photographie en lumière polarisée (négatif) de la métapegmatite Q165.1 montrant la superposition des surfaces  $S_{K-1}$  et  $S_{K3}$ . Section perpendiculaire à la linéation d'intersection des deux surfaces. Noter l'arrondissement des porphyroclastes de feldspath, l'allongement des cristaux de quartz oblique sur celui des rubans et la naissance de petits cisaillements parallèles à  $S_{K3}$  entre les porphyroclastes de feldspath.
- Photo 6 : Stade plus avancé de la déformation  $D_3$  d'une métapegmatite (Q 165.3). Seule  $S_{K3}$  est visible. Noter la forme arrondie des porphyroclastes de feldspaths (section XZ de l'ellipsoïde des déformations). Lumière polarisée (négatif).
- Photo 7 : Photographie en lumière polarisée d'une métadiorite mylonitique ( $D_1 + D_2 + D_3$ , IB102) du secteur d'In Raras. Noter la forme arrondie des porphyroclastes de plagioclase. Section ZY de l'ellipsoïde des déformations.



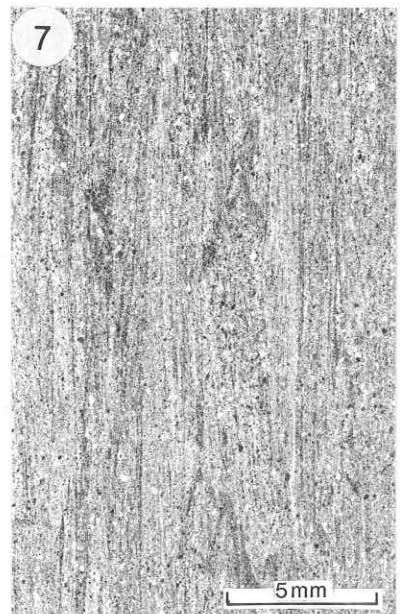
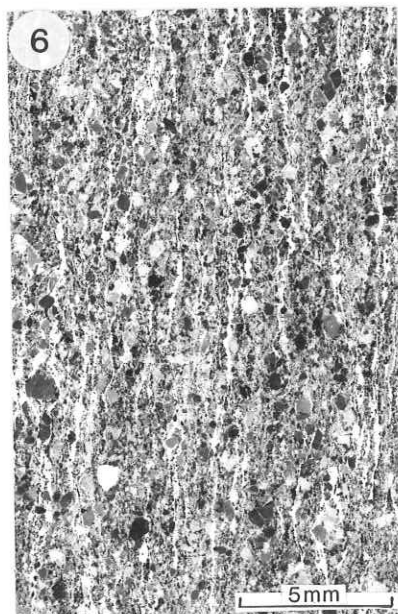
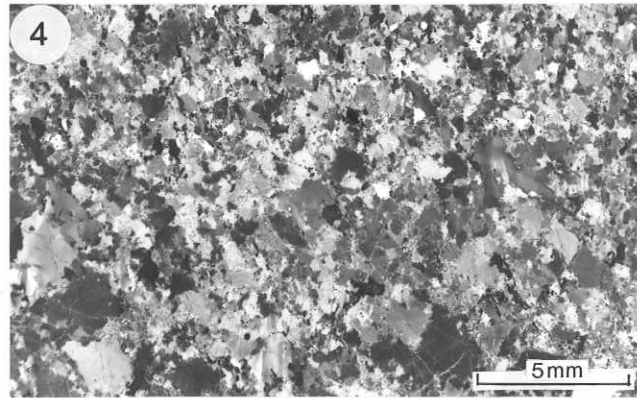
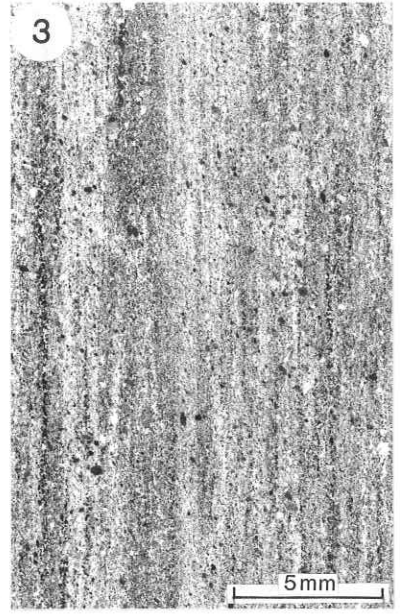
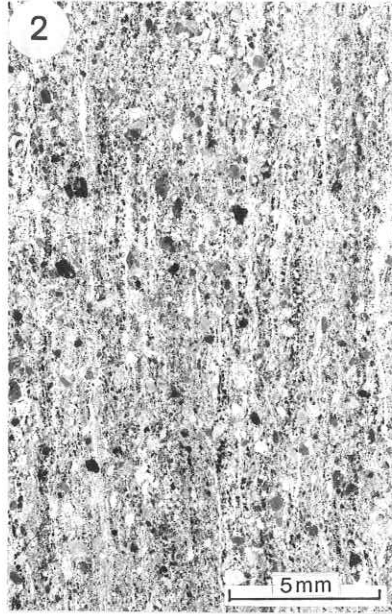
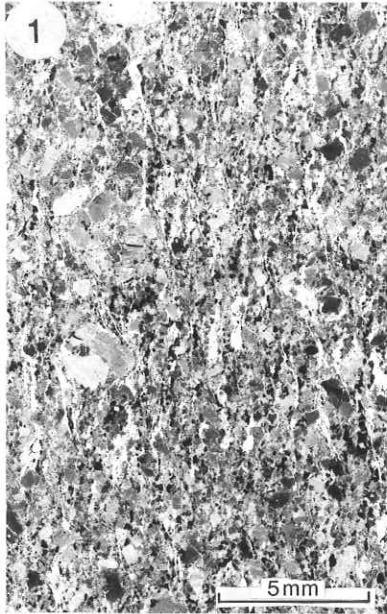


## PLANCHE XVII

Photographies en lumière polarisée (négatifs) des mylonites de l'Adrar Ouzzein ; sections XZ de l'ellipsoïde des déformations.

Photo 1 : My 10		
Photo 2 : My 8		déformation croissante 1ère coupe
Photo 3 : My 7C		
Photo 4 : My 5 : échantillon non déformé par D <sub>3</sub>		
Photo 5 : My 2		
Photo 6 : My 4		déformation croissante 2ème coupe
Photo 7 : My 6		

Noter la persistance des porphyroclastes de feldspath mésoperthitique jusque dans un stade avancé de la déformation. La diminution de la taille des feldspaths se fait essentiellement par fracturation (voir photo 5) surtout dans les premières étapes de la déformation.



## PLANCHE XVIII

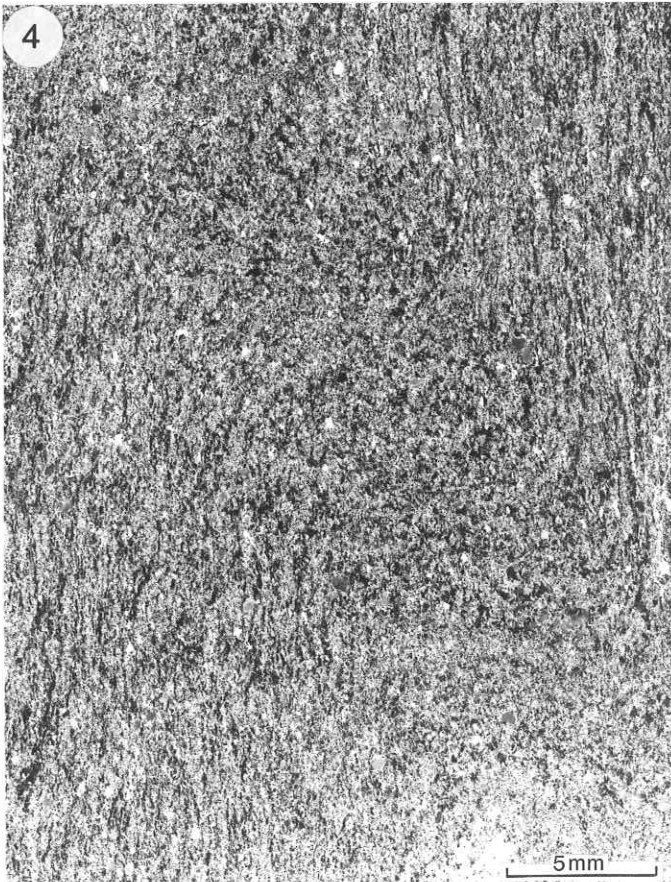
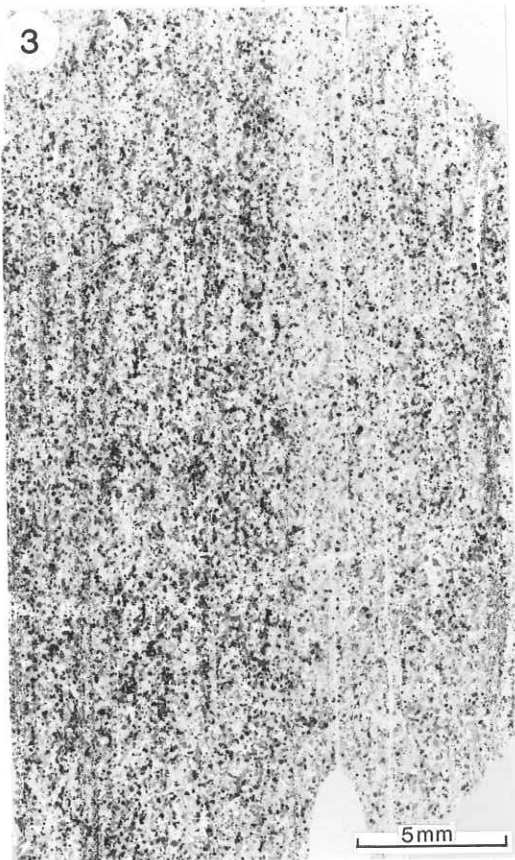
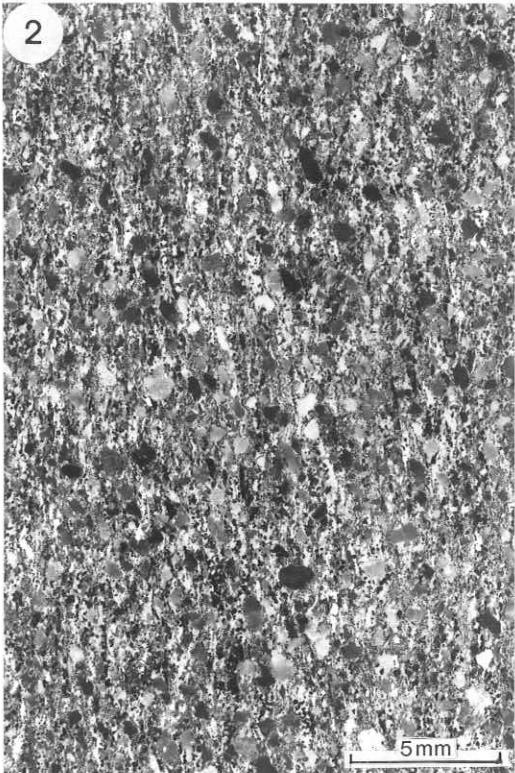
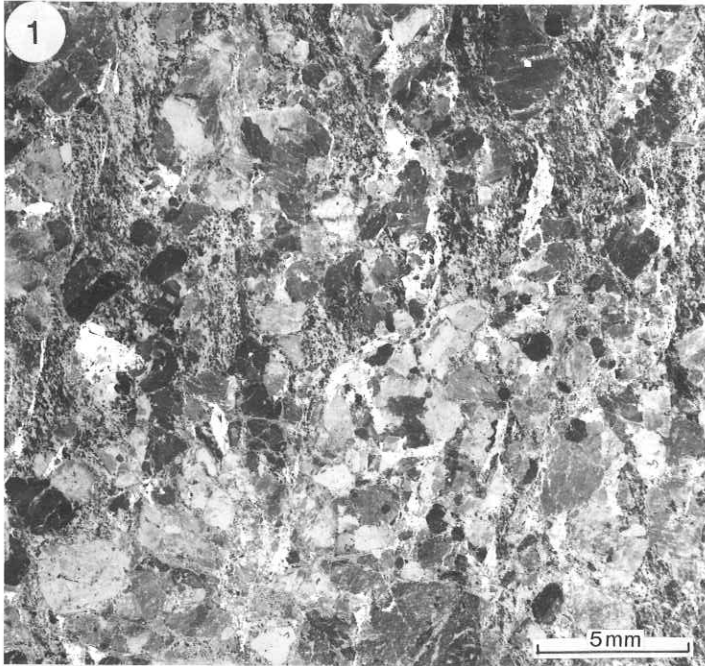
Echantillons prélevés sur la bordure occidentale de l'U.G.I. et dont l'O.P.R. du quartz a été étudiée ; photographies en lumière polarisée (négatifs).

Photo 1 : Granite d'Abeibara (MyG). Section XZ de l'ellipsoïde des déformations. Noter la recristallisation en mosaïque des amandes de quartz et la déformation par fracturation des feldspaths.

Photo 2 : Mylonite de granulite IB 761. Section XZ de l'ellipsoïde des déformations. Secteur au Sud de Rahrous.

Photo 3 : Mylonite de veine de quartz granulitique IB765. Secteur au Sud de Rahrous. Noter la recristallisation complète du quartz en mosaïque équante. La foliation  $S_{G3}$  est soulignée ici par la disposition planaire de la muscovite.

Photo 4 : Pli de mylonite de granulite (IB5) prélevé à l'Ouest de la limite occidentale de l'U.G.I., dans le secteur compris entre Abeibara et Arhli. La surface plissée est déjà une foliation mylonitique. Les flancs du pli sont cisailés.



## PLANCHE XIX

Inclusions fluides (I.F.) dans les granulites déformées par D<sub>3</sub>.

Photo 1 : Aspect général des I.F. Noter leur très petite taille. Les inclusions noires sont carboniques ou mixtes, les inclusions claires sont aqueuses, lumière "naturelle".

Photo 2 : Développement de petites aiguilles d'amphibole verte dans une micro-fissure d'un feldspath mésoperthitique soulignant l'importance des fluides dans la rétro-morphose. Lumière "naturelle".

Photo 3 : Rangée de muscovite (?) microcristalline mimant une rangée d'I.F. Même remarque que précédemment.

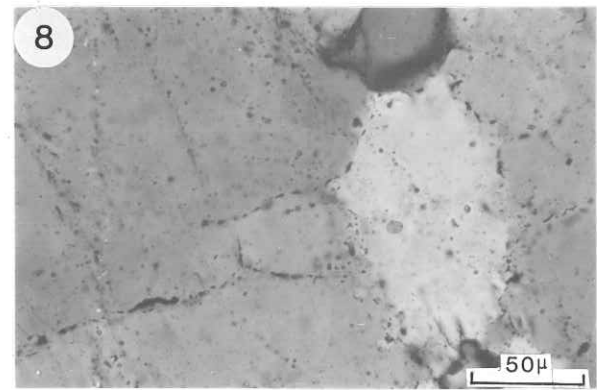
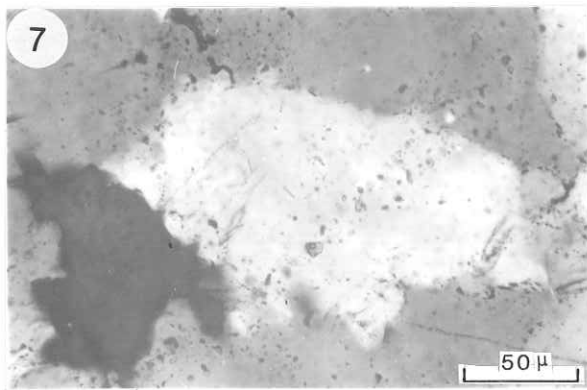
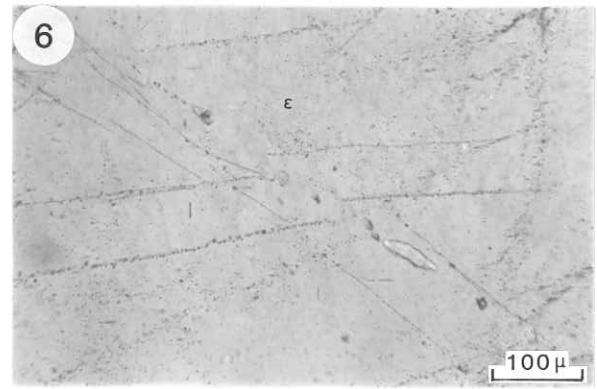
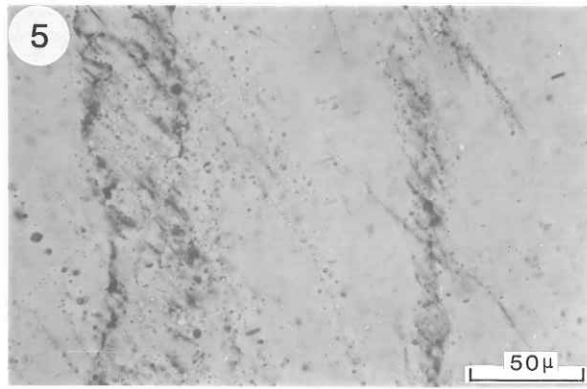
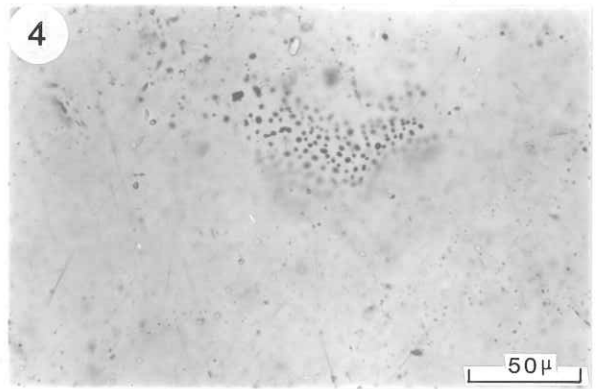
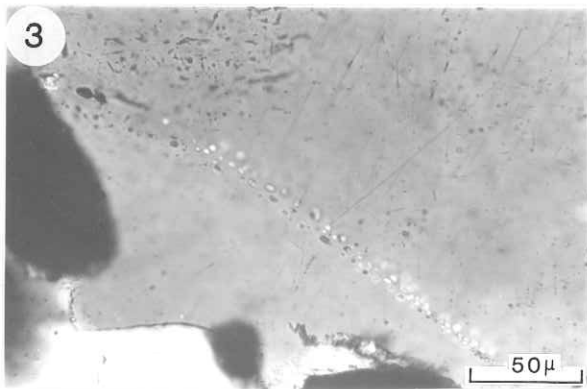
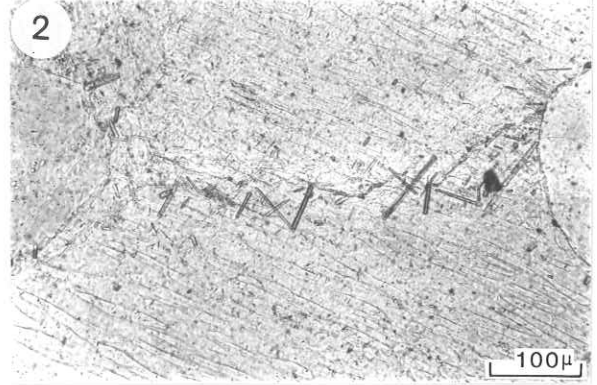
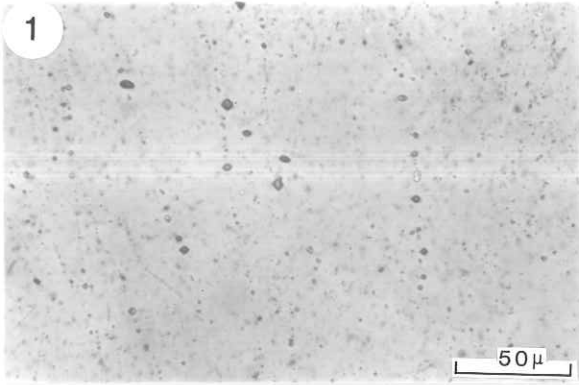
Photo 4 : Plaquettes d'oxydes dans une fissure. Même remarque que précédemment.

Photo 5 : Bande de déformation dans du quartz. Les I.F. sont cisailées parallèlement au plan de glissement basal du quartz et sont ainsi dispersées. Lumière "naturelle".

Photo 6 : Fente à néocristallisation de quartz. Les I.F. antérieures à la fente (ici E.W.) sont décalées. Des rangées d'I.F. parallèles à la fente semblent contemporaine de celle-ci, dans laquelle a, en outre, cristallisé de la calcite. Lumière "naturelle".

Photo 7 et 8 : Répartition des I.F. dans une structure porphyroclastique. Elles sont petites, noires, de forme irrégulière et sont localisées dans les joints de grains. Seules les I.F. postérieures recourent tous les grains. Photos en lumière polarisée (positifs).

Planche XIX



## PLANCHE XX

Transformations métamorphique pan-africaines dans l'U.G.I.

Photo 1 : Premier stade de transformation d'un filon doléritique pré-pan-africain. De la hornblende de (Hb) et de la biotite (Bi) forment une couronne autour du clinopyroxène (CPx) et du minerai (noir) respectivement. Lumière "naturelle".

Photo 2 : Transformation de l'orthopyroxène (OPx) en amphibole incolore puis hornblende verte (Hb), elle-même séparée du plagioclase (P1) par un liseré de grenat (Gt). Le grenat est absent entre la hornblende et le quartz (Q) (IC 204, granulite à deux pyroxènes du Nord de l'U.G.I.).

Photo 3 : Apparition d'un liseré de grenat (Gt) et de quartz (Q) entre l'orthopyroxène (OPx) et le plagioclase (P1) dans une granulite du SE de l'U.G.I. Ap : apatite. Le liseré de grenat est absent entre l'OPx et le quartz.

Photo 4 : Gneiss alumineux du centre Est de l'U.G.I. (IC 15). Du staurotide (St) se développe sur les symplectites tardi-éburnéennes de cordiérite (Cd) et spinelle vert (Sp). Le grenat (Gt) (contours automorphes) et la sillimanite (Sill II) repoussent aux dépens de la cordiérite.

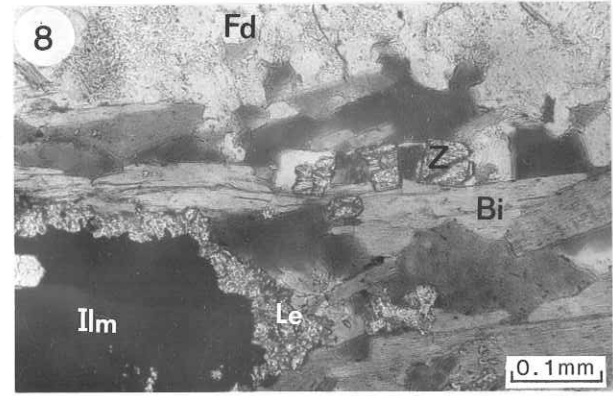
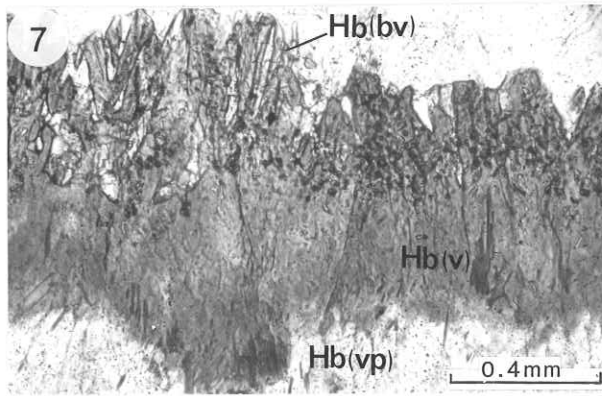
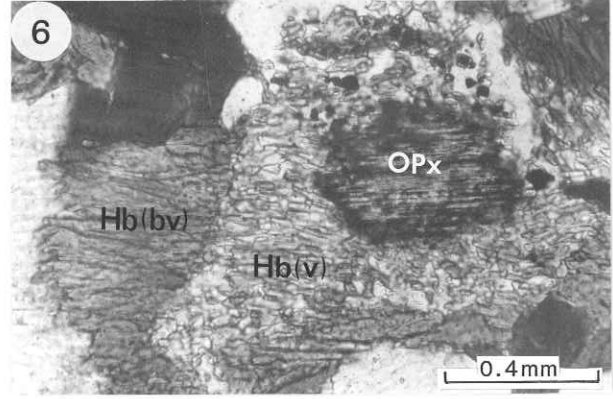
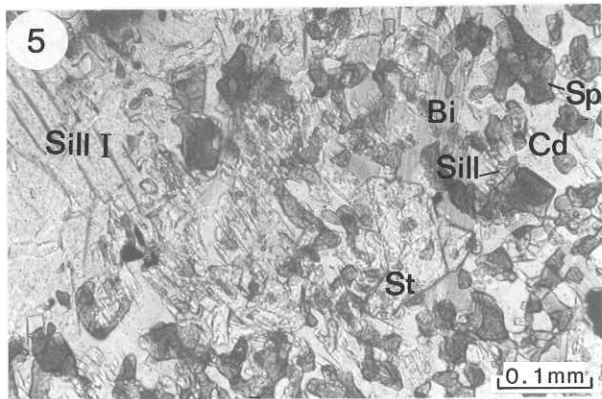
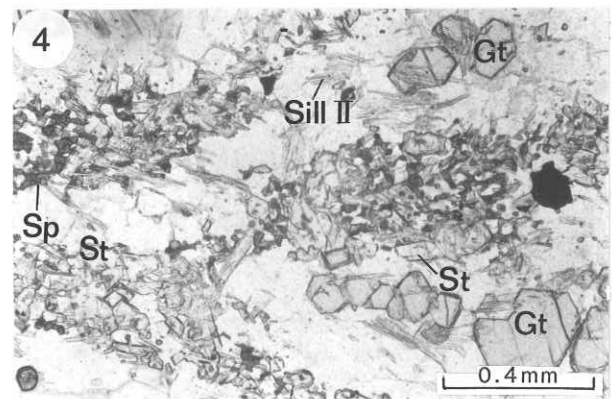
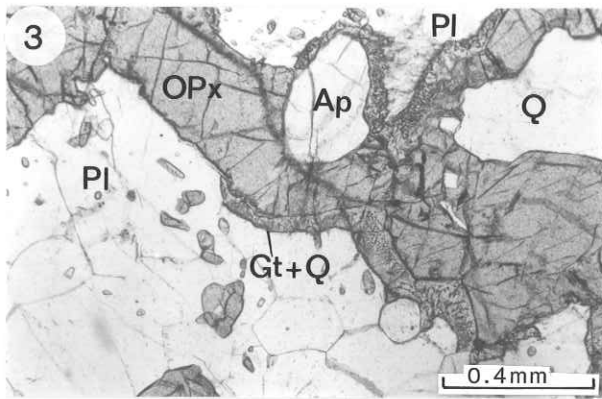
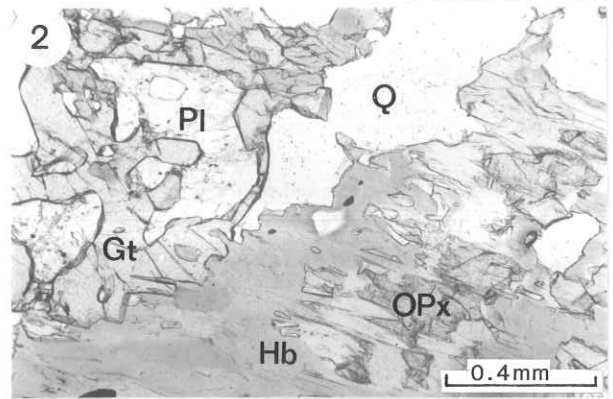
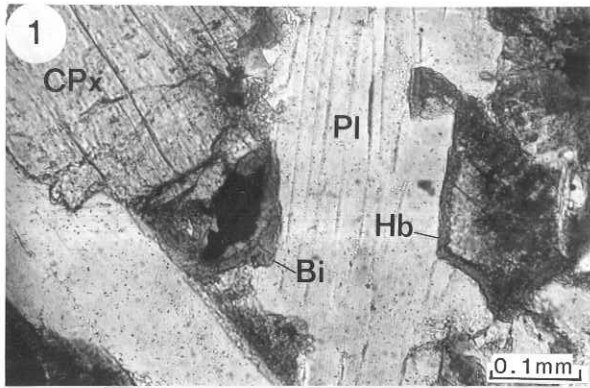
Photo 5 : Détail de l'échantillon précédent. Même légende. Ici de la sillimanite prismatique (Sill I), relique de la paragenèse granulitique primaire éburnéenne, est encore visible. De la biotite (Bi) est aussi présente dans les symplectites de cordiérite et spinelle.

Photo 6 : Transformation d'un orthopyroxène (OPx) en hornblende (Hb) verte (v) puis bleu (bv) dans un gneiss plagioclasique du Sud Est de l'U.G.I. (IB 793b).

Photo 7 : Ouralitisation d'un pyroxène d'une norite en hornblende (Hb) vert pâle (vp) puis verte (v) et bleu vert (bv) (IB 1228, Nord de l'U.G.I.).

Photo 8 : Développement de leucoxène (Le) autour de l'ilménite (Ilm) dans un niveau de biotite (Bi) syntectonique de la charnockite mylonitique IB 1225 (rive Sud de l'Oued Tiadjiouine. Noter la fracturation du zircon (Z).





## PLANCHE XXI

Métamorphisme pan-africain de l'assemblage kidalien.

Photo 1 : Disthène (Di) dans un nid de muscovite (Mu) d'un quartzite (quartz Q) de Tin Elor, au Nord de l'U.G.I. (IB 1140).

Photo 2 : Migmatite du Nord de l'U.G.I. (Rive Sud de l'Oued Bourhessa, IB 1119) montrant du disthène (Di), du staurotide (St), du grenat (Gt) et de la biotite. De la muscovite (Mu) incluant des aiguilles de sillimanite (Sill) remplace le disthène et le staurotide.

Photo 3 : "Eclogitoïde" peu rétro-morphosé (IC 74, au Nord Ouest de l'U.G.I.). Noter le clinopyroxène (CPx) dont le coeur est nuageux et la périphérie est limpide, le grenat (Gt) le plagioclase (P1) et la hornblende brune (HB). De l'ilménite (noire) issue de la transformation du rutile, est entourée de leucoxène. Remarquer le grain fin de la roche.

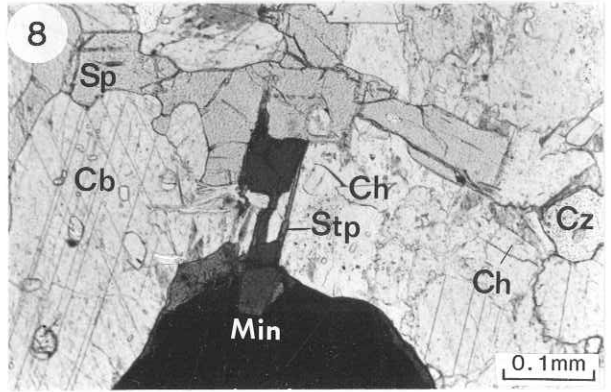
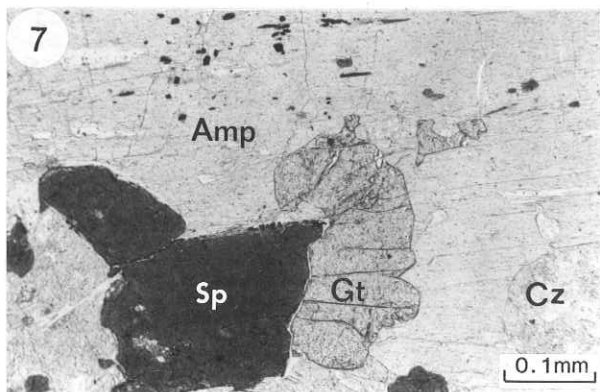
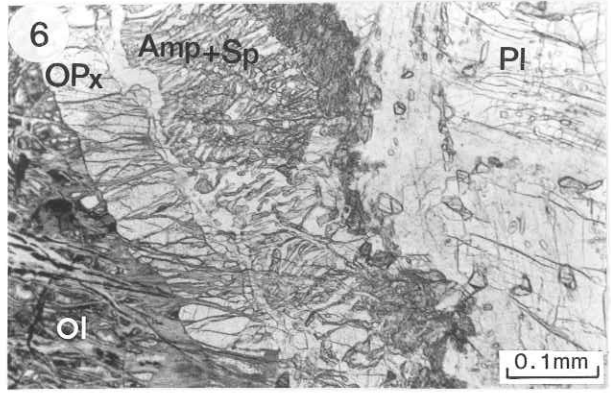
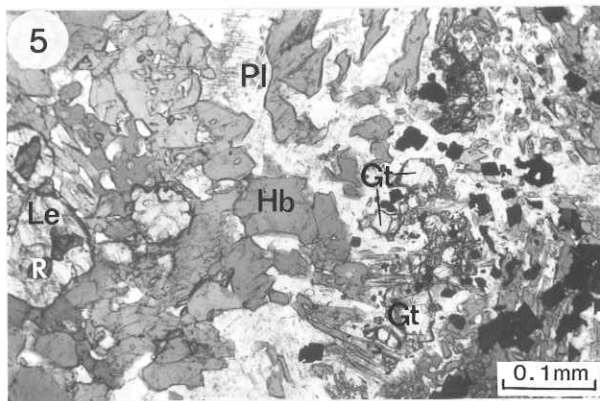
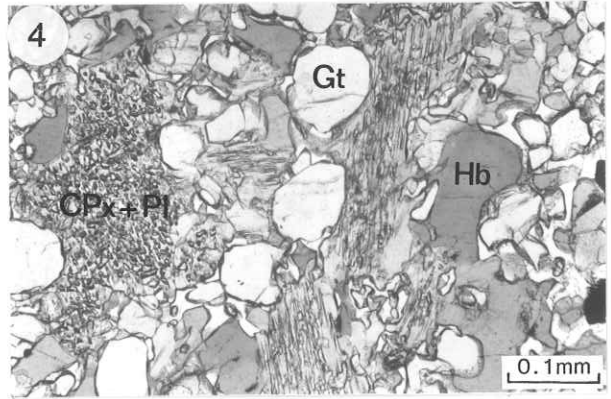
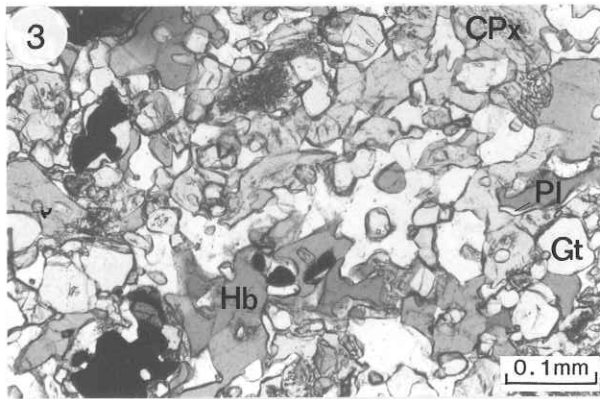
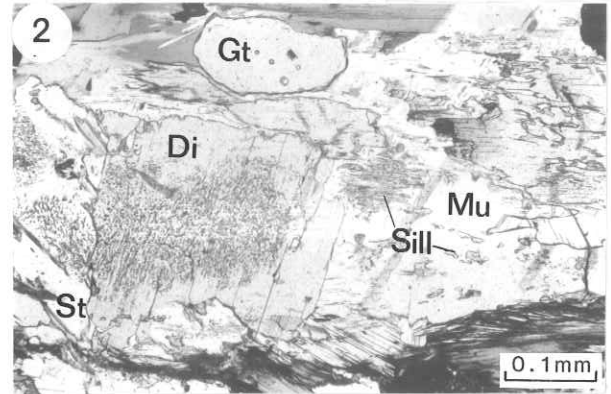
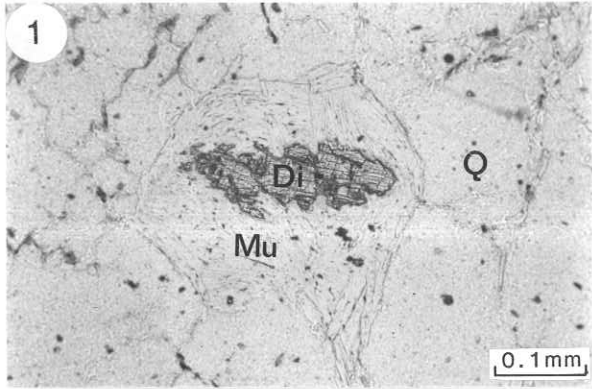
Photo 4 : "Eclogitoïde" fin plus rétro-morphosé que le précédent (M 49) secteur de Rahrous. le clinopyroxène (CPx) se charge de symplectites de plagioclase (P1).

Photo 5 : "Eclogitoïde" à gros grain très amphibolitisé (N86.1, Sud de Tin Elor). Le grenat a presque entièrement disparu (Gt) ; le clinopyroxène l'est complètement. Noter le rutile (R) entouré de leucoxène (Le) et les symplectites de hornblende (Hb) et de plagioclase.

Photo 6 : Métapéridotite du Nord Est de l'U.G.I. (N21) montrant de l'olivine (Ol) et du plagioclase (Pl) séparés par une double couronne d'orthopyroxène (OPx) et d'amphibole vert pâle et de spinelle.

Photo 7 : Métapéridotite du Nord Est de l'U.G.I. (N 25) montrant la transformation plus poussée de la précédente en amphibolite (Amp) à spinelle vert (Sp), grenat (Gt) et clinozoïsite (Cz).

Photo 8 : Stade avancé de la rétro-morphose d'une métapéridotite. On y retrouve le spinelle vert (Sp) et la clinozoïsite (Cz). De la chlorite incolore (Ch) et du stilpnomélane (?Stp) se développant aux dépens du spinelle et du minerai (Min). Un carbonate (Cb) envahit la roche.



## PLANCHE XXII

Métamorphisme des métasédiments d'Ibedouyen.

Photo 1 : Cordiérite au centre englobant de la biotite dans un quartzite alumineux. La cordiérite est post  $D_1$ , anté  $D_2$ . Des grandes muscovites post  $D_2$  se développent de façon anarchique (N 111).

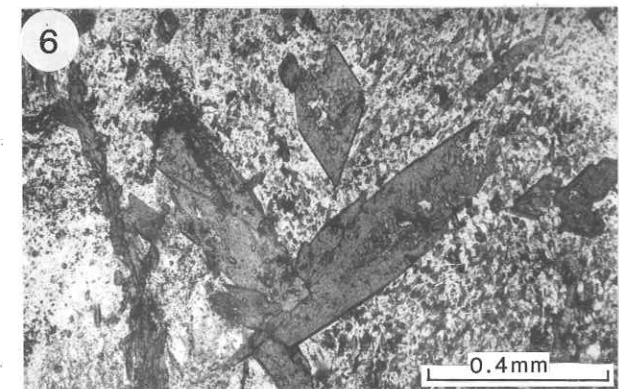
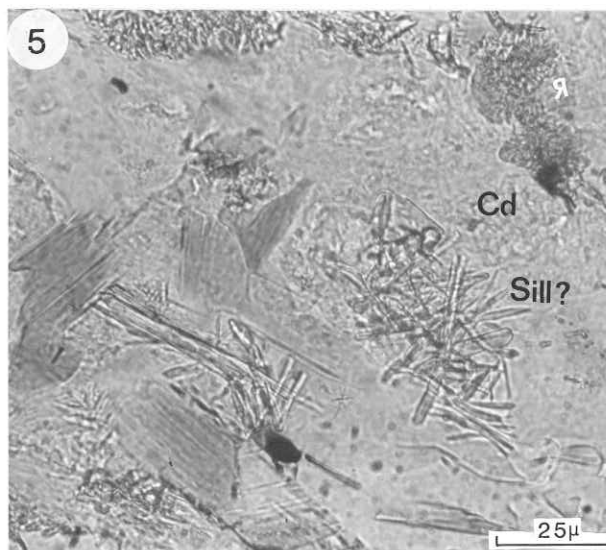
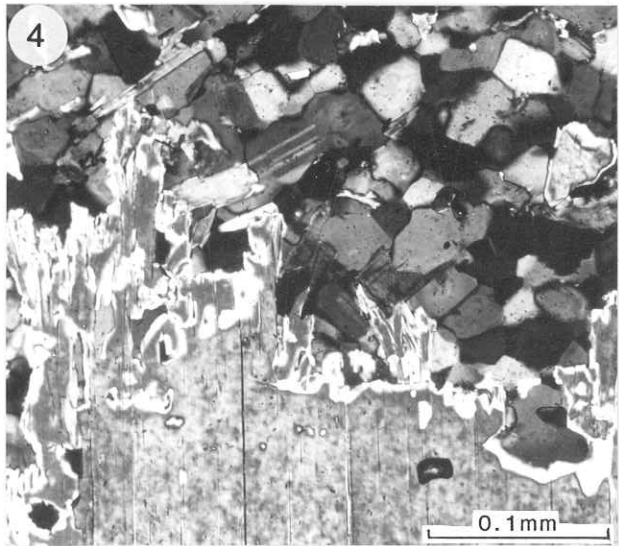
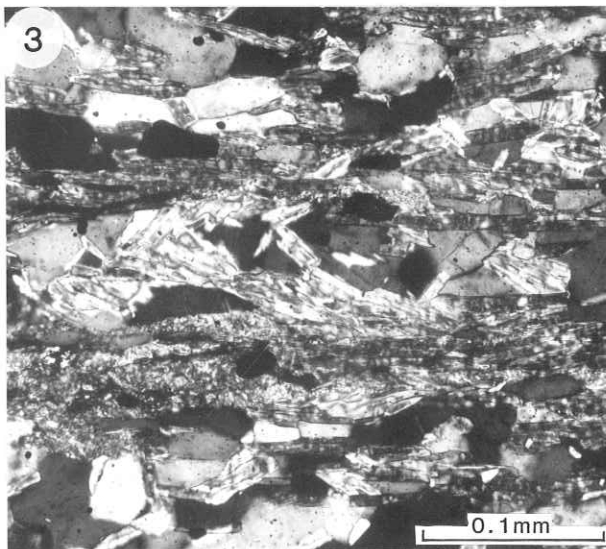
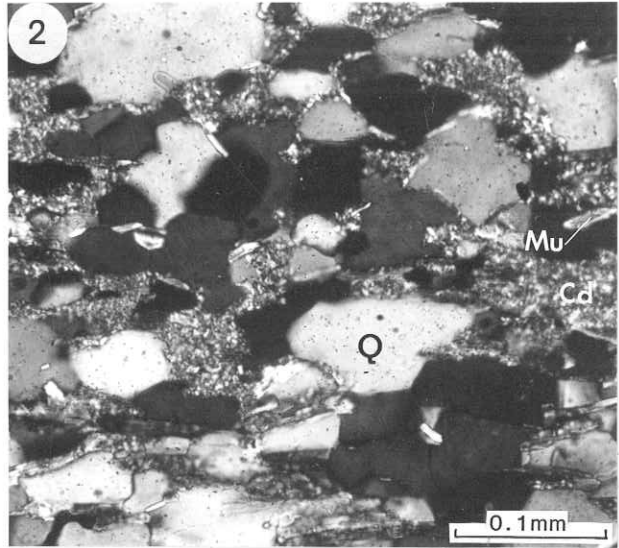
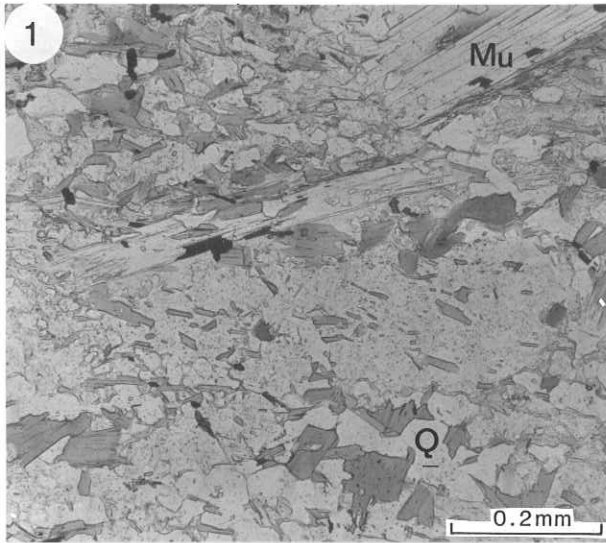
Photo 2 : Quartzite alumineux à quartz (Q), muscovite (Mu) et cordiérite pinnitisée (Cd) (N 110).

Photo 3 : Même échantillon montrant la muscovite liée à  $D_1$  reprise par la schistosité de fracture  $D_2$ .

Photo 4 : Muscovite dactylitique post-tectonique de  $D_2$ . Quartzite alumineux N 110.

Photo 5 : Développement de sillimantite fibrolite (?) dans la cordiérite de l'échantillon N111.

Photo 6 : Cristaux d'actinote syn- à tardi - tectoniques de  $D_2$  dans le métagraywacke IB1167.



## PLANCHE XXIII

La discordance de la faille de l'Adrar à Achamon.

Photo 1 : Granulites mylonitiques plissées à l'Ouest de la faille de l'Adrar.

Photo 2 : Marbres déformés ( $D_1 + D_2$ ) sous la discordance.

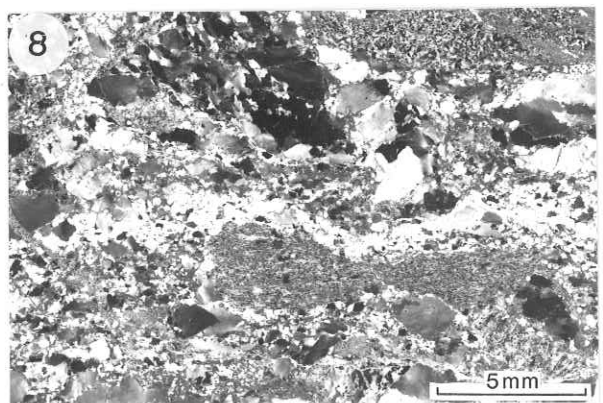
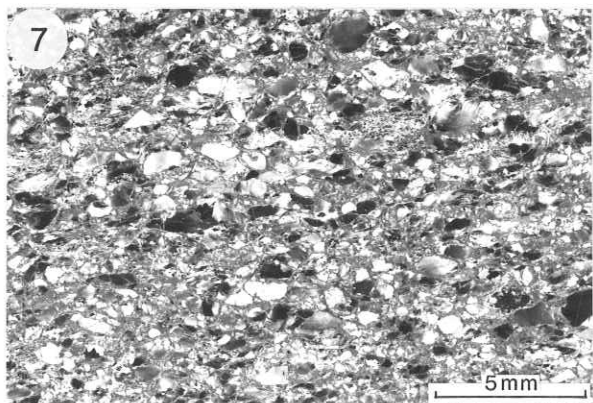
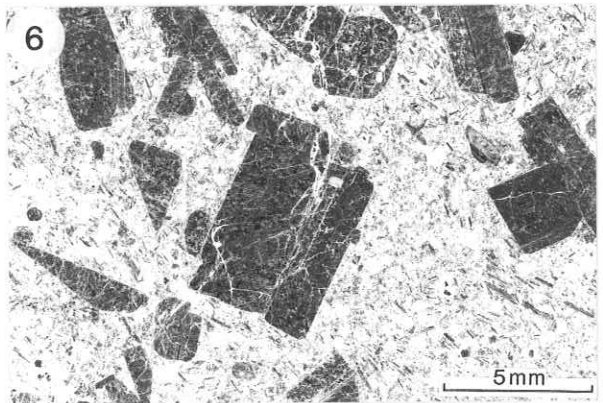
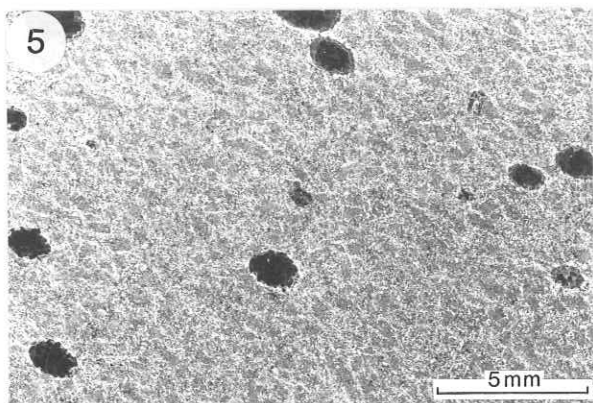
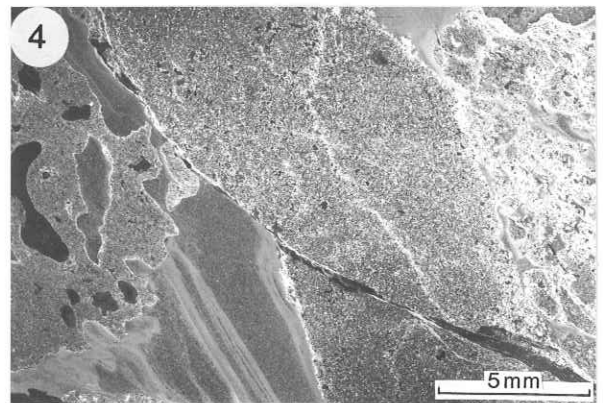
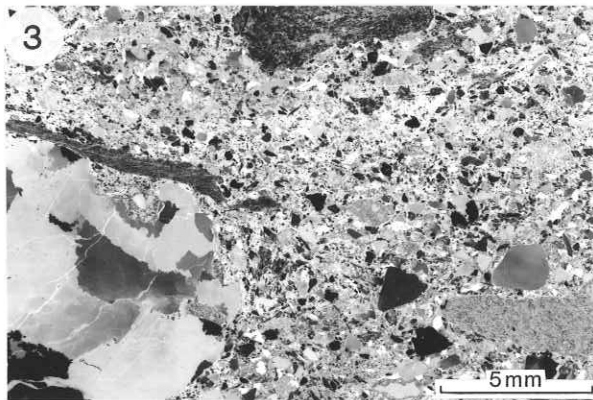
Photo 3 : Photographie en lumière polarisée (négatif) de la microbrèche N 34-1, située en poches sous les coulées de basalte. Noter la taille irrégulière des éléments détritiques.

Photo 4 : Photographie en lumière "naturelle" (négatif) de la brèche volcanique N 36-12. Remarquer les éléments de tufs finement lités.

Photo 5 : Photographie en lumière "naturelle" (négatif) du basalte vacuolaire spilitisé N 36-13. Noter l'aplatissement des vacuoles qui peut être dû uniquement à l'écoulement visqueux de la lave.

Photo 6 : Basalte porphyrique (N 37) en filon dans les granulites situées immédiatement sous la discordance. Photographie en lumière "naturelle" (négatif).

Photo 7 et 8 : Photographie en lumière polarisée (négatifs) des arkoses microconglomératiques N 36-22 et N 37-2. Le second présente des éléments de quartzites mylonitiques.



## PLANCHE XXIV

Domaine B et C du secteur de Tamassahart.

Photo 1 et 2 : Arkoses ou tufs fins à stratification subhorizontale et schistosité  $S_1TZ$  verticale, recoupés par des filons pré-tectoniques NS (vues vers le NE et le N respectivement).

Photo 3 : Graywackes en enclaves dans un granite rose non orienté, à l'Est du puits d'In Azerraf. Ces graywackes pourraient être les équivalents de la série de la faille de l'Adrar.

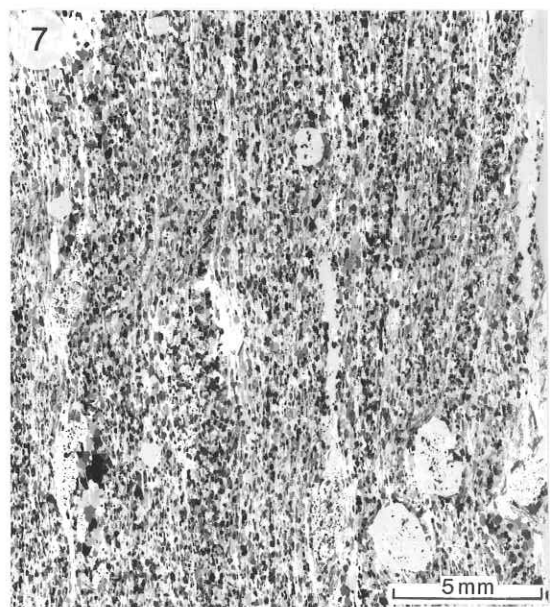
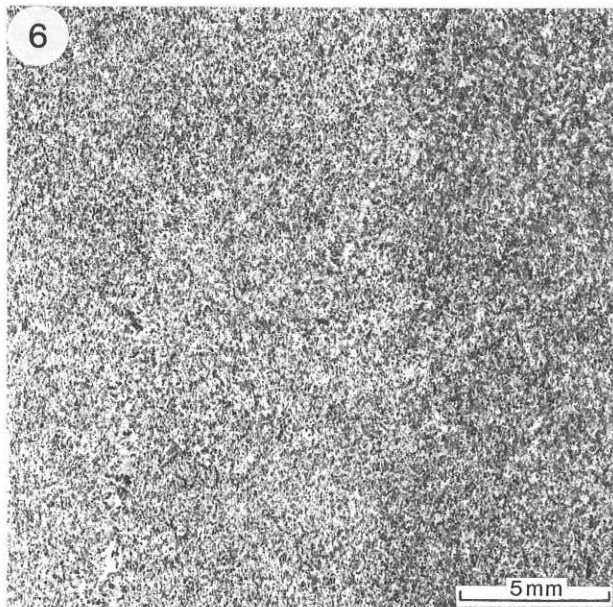
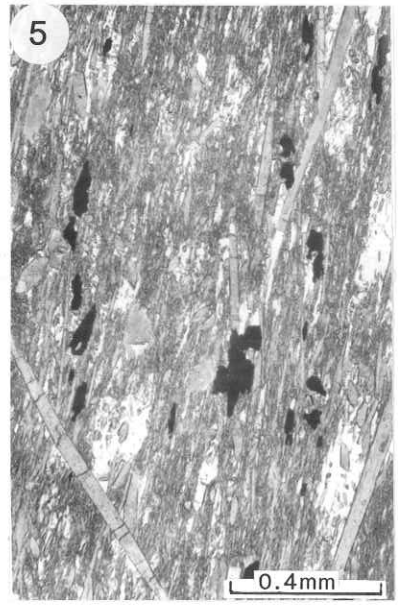
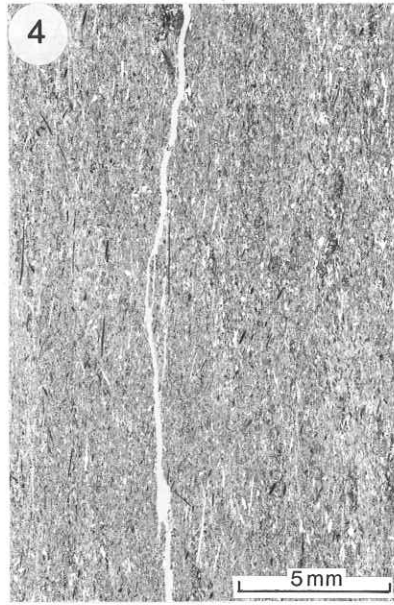
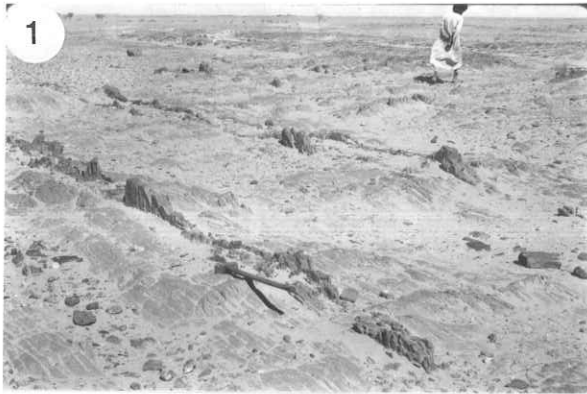
Photo 4 : Photographie en lumière polarisée (négatif) d'une amphibolite schistosée (IB 1035) du domaine B du secteur de Tamassahart. Noter les aiguilles syn-à post-tectoniques d'actinote.

Photo 5 : Détail de la lame mince précédente. Lumière naturelle (positif). Remarquer les taches plagioclasiques blanches pouvant représenter d'anciens plagioclases volcaniques.

Photo 6 : Photographie en lumière polarisée (négatif) de l'arkose ou tuf fin (IB 1036) de l'affleurement des photos 1 et 2 de cette planche. Seule la schistosité  $S_1TZ$  est visible en lame mince (section perpendiculaire à l'intersection de  $S_0$  et  $S_1TZ$ ).

Photo 7 : Photographie en lumière polarisée (négatif) du micaschiste à grenat et cordiérite (N 40) situé au contact du granite de Tamassahart. Le métamorphisme de contact semble synchrone de la déformations  $S_1TZ$ .





## PLANCHE XXV

Aspect de la discordance d'In Teferkit.

Photo 1 : Arkoses conglomératiques au niveau de la vieille piste Kidal-Tin Zaouatène. Vue vers le Sud ; la schistosité verticale  $S_{1TZ}$  recoupe la stratification à fort pendage Est.

Photo 2 : Photographie en lumière polarisée (négatif) de l'arkose microconglomératique IB 1040 correspondant à l'affleurement précédent. Noter l'allongement des éléments (secteion XZ de l'ellipsoïde des déformations).

Photo 3 : Détail de la lame mince précédente montrant la séricite syn-tectonique.

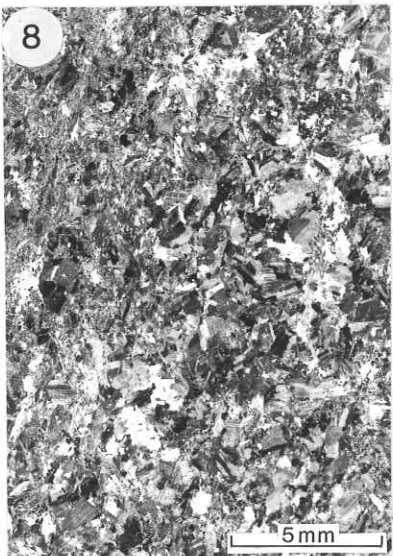
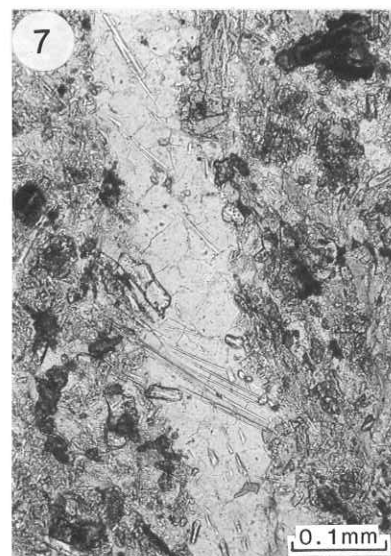
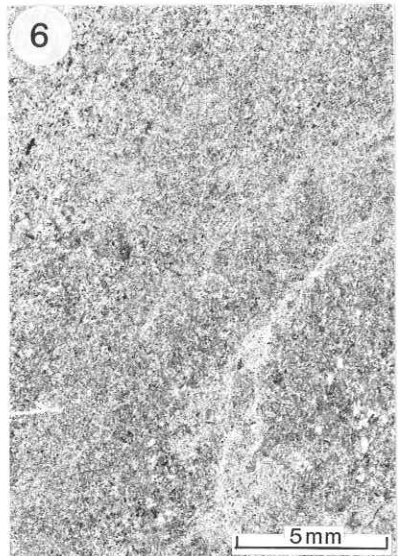
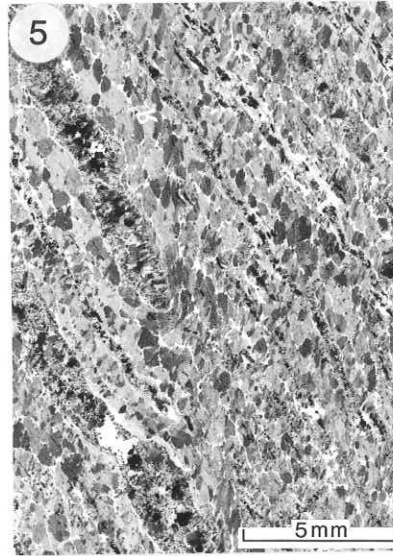
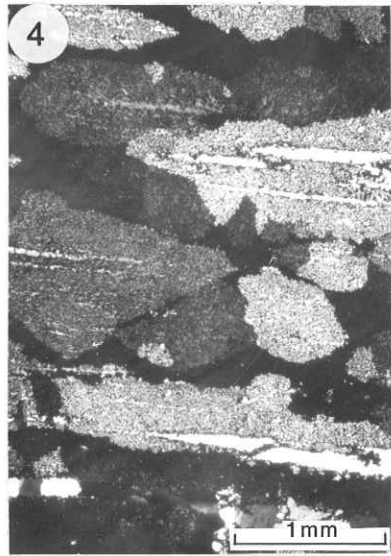
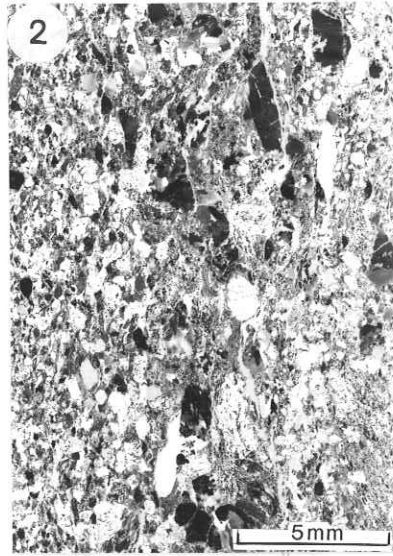
Photo 4 : Photographie en lumière polarisée (positif) d'une ignimbrite non déformée prélevée au niveau de la piste (N 44). Noter l'orientation semblable du quartz de part et d'autre des fentes, et dans celles-ci.

Photo 5 : Photographie en lumière polarisée (négatif) d'une ignimbrite semblable à la précédente, mais schistosée (N 52.5). Noter la déformation des quartz recristallisés à partir du verre.

Photo 6 : Photographie en lumière polarisée (négatif) d'un sill basique fin (N 52-1). La structure microlitique est visible en filigrane.

Photo 7 : Détail de la lame mince précédente montrant une fente de quartz dans laquelle cristallise de l'actinote aciculaire.

Photo 8 et 9 : Photographies en lumière polarisée (négatifs) de la diorite (N 54) recoupant la série de la Faille de l'Adrar. La photo 8 montre un faciès peu déformé (cisaillement localisé dans le coin supérieur gauche) et la photo 9 un faciès mylonitique de cette même diorite.





# CARTE GEOLOGIQUE DE L'ADRAR DES IFORAS

(NORD DU DOMAINE CENTRAL)  
D'après les minutes inédites au 1/200.000  
de J.M. BERTRAND et A.M. BOULLIER

## LEGENDE

### UNITÉ GRANULITIQUE DES IFORAS

- Gneiss rubanés
- Granitoides subcalins éburnéens
- Norites éburnéennes
- Métasédiments

- Roches ultrabasiques

### ASSEMBLAGE KIDALIEN

- Métasédiments Quartzites-Marbres Protérozoïque moyen ou supérieur
- Intrusifs ultrabasiques à basiques prétectoniques et métavolcanites (amphibolites)
- Gneiss et migmatites indifférenciés
- Métadiorites

### UNITÉS ALLOCHTONES SUPÉRIEURES

- Quartzites alumineux et métarhyolites (Protérozoïque moyen)
- Quartzites, schistes et marbres (Protérozoïque supérieur ?)
- Schistes, graywackes et métavolcanites (Protérozoïque terminal)

### AUTRES SÉRIES SÉDIMENTAIRES

- Série de la faille de l'Adrar (Pharusien de Tin Zaouatene, Protérozoïque terminal, Boullier et al., 1978)
- Molasse du Nigritien
- Grés Ordovicien

### PLUTONISME DU DOMAINE CENTRAL

- Métagranodiorites post D1 anté D2 (type Ibédouyen)
- Granodiorite et adamellites post D2 (type Achamon)
- Granites syntectoniques intrusifs dans le Pharusien de Tin Zaouatene (type Tamassahart)

### BATHOLITE DES IFORAS

- Monzodiorites post D1, ante D2 (type Ibdeken voir Liégeois et al. 1988)
- Aplites, pegmatites et granites leucocrates anté D2 (type R.A.P.U., ibid)
- Granodiorites syntectoniques D2 (type Tadjoudjemet, Bertrand et Davison 1981)
- idem faciès porphyroïde

### PLUTONISME POST-TECTONIQUE D3

- Granites et adamellites
- Granites alcalins

Contact anormal chevauchant observé et supposé

Faille

Piste

### Foliation

horizontale

0° - 30°

30° - 60°

60° - 90°

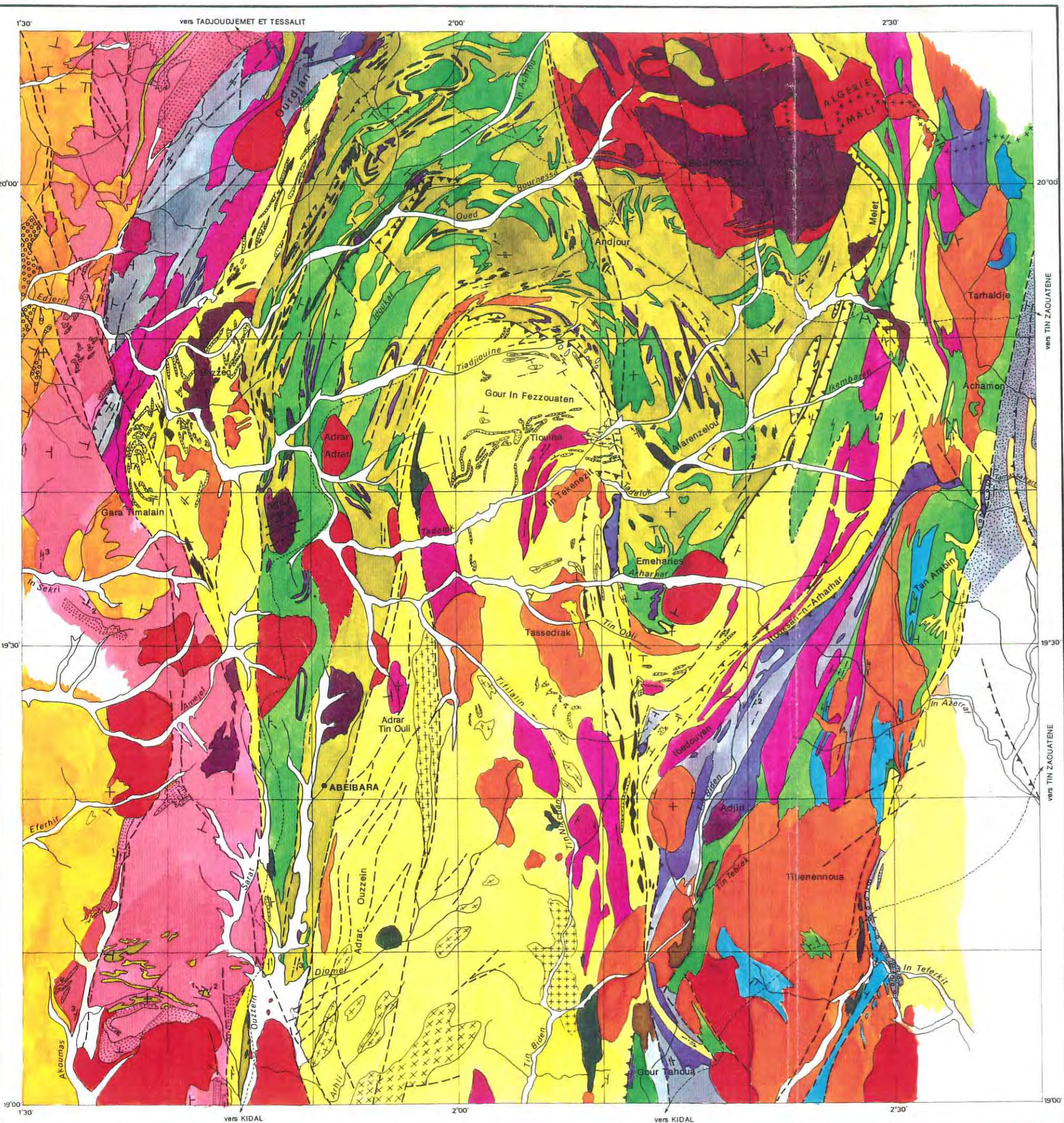
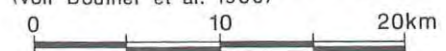
verticale

Linéation d'étirement ( le numéro se réfère à la phase de déformation)

Axe de synforme

Axe d'antiforme

N.B. Les champs filoniens n'ont pas été reportés sur cette carte.  
(voir Boullier et al. 1986)



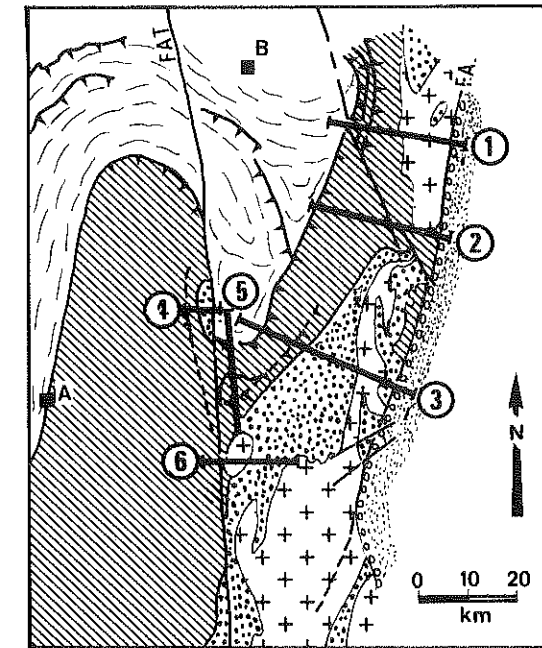
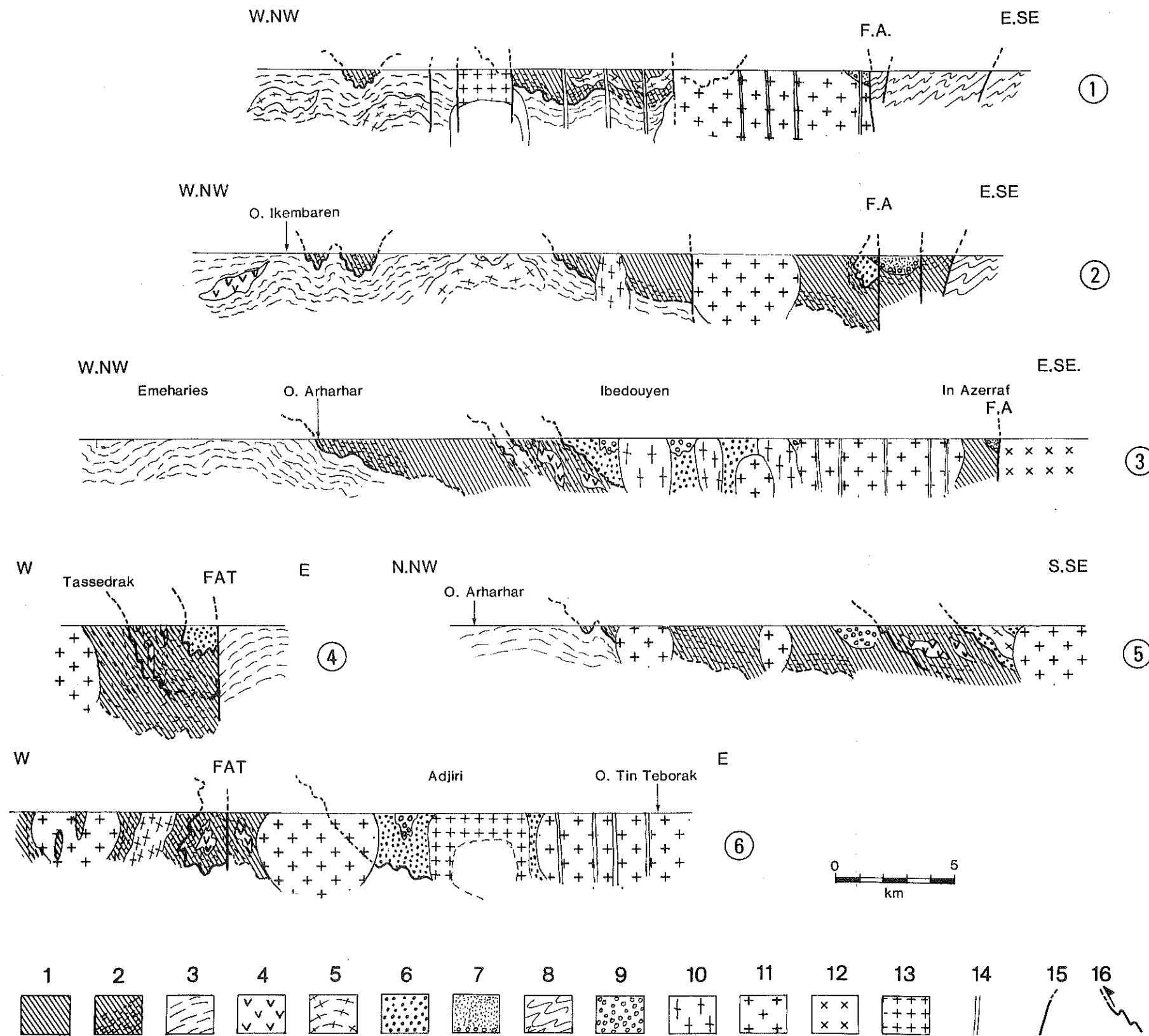


Figure 46 - Coupes semi-interprétatives du secteur E-NE de l'U.G.I. : 1 : granulites éburnéennes ; 2 : granulites éburnéennes montrant une foliation mylonitique pan-africaine ; 3 : gneiss de l'assemblage kidalien ; 4 : serpentinites ; 5 : métadiorites pré-tectoniques de D1 ; 6 : métasédiments (quartzites, schistes et marbres) du Protérozoïque supérieur ; 7 : série volcanodétritique de la Faille de l'Adrar (voir chapitre 7) ; 8 : schistes du secteur de Tin Zaouatène ; 9 : métasédiments volcanodétritiques du Protérozoïque terminal ; 10 : granitoïdes pré-tectoniques de D2 ; 11 : granitoïdes syn-à post-tectoniques de D2 ; 12 : granitoïdes intrusifs dans 7 et 8 ; 13 : granites alcalins tardifs ; 14 : filon ; 15 : faille ; 16 : plan de chevauchement - carte schématique de situation des coupes : même légende . A : Abeibara - B : Bourhessa.

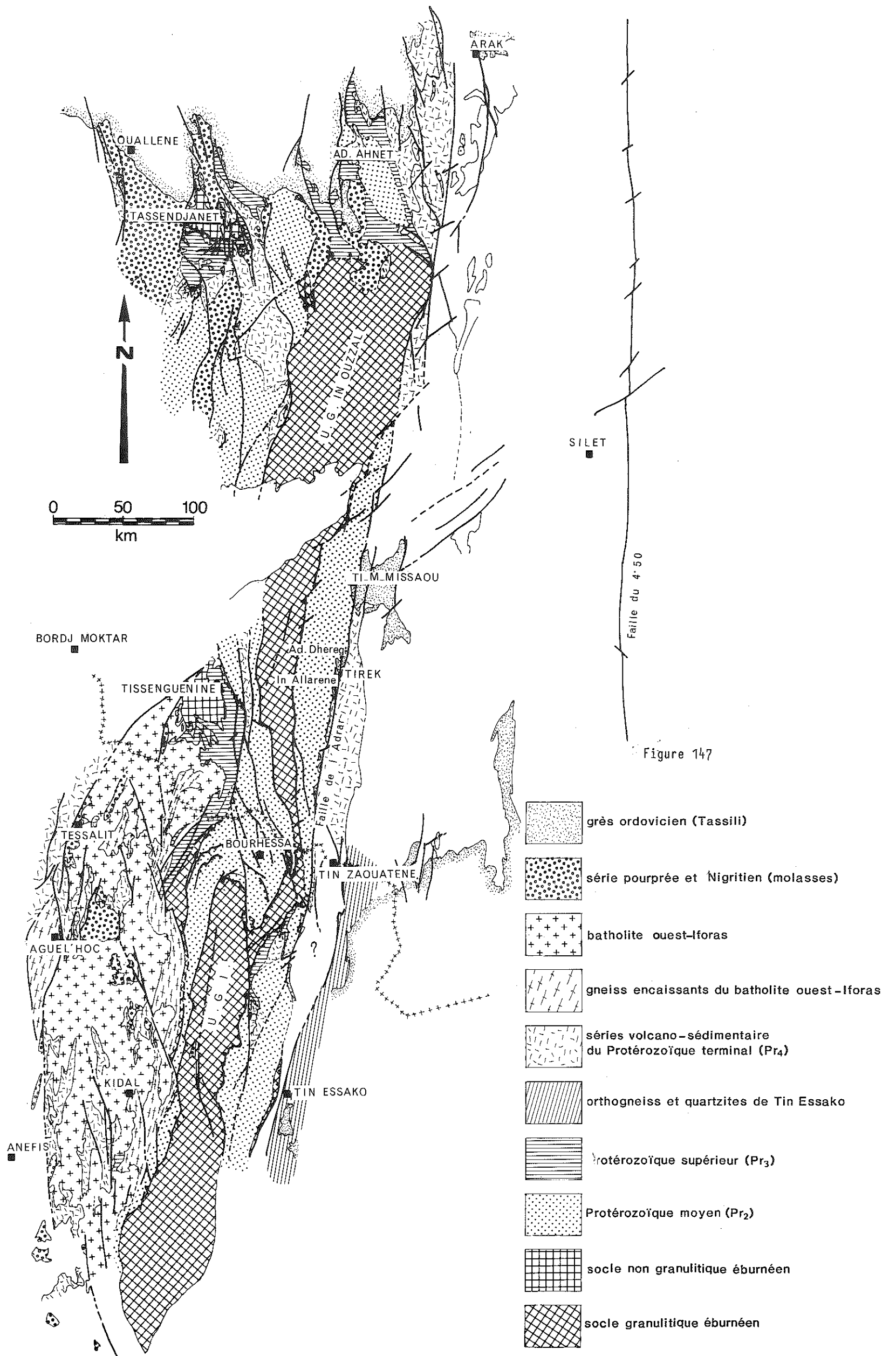


Figure 147

Figure 147 - Carte synthétique de la partie occidentale de la chaîne pan-africaine d'Afrique Occidentale, d'après Caby (1970) et carte géologique du Hoggar au 1/1000.000è (1977). Les diverses intrusions n'ont pas été dessinées.

