



HAL
open science

Granites tardi carbonifères et déformation crustale. L'exemple de la Méséta marocaine.

Jean-Louis Lagarde

► **To cite this version:**

Jean-Louis Lagarde. Granites tardi carbonifères et déformation crustale. L'exemple de la Méséta marocaine.. Sciences de la Terre. Université Rennes 1, 1989. tel-00655887

HAL Id: tel-00655887

<https://theses.hal.science/tel-00655887>

Submitted on 3 Jan 2012

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

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

J. L. LAGARDE

ISSN 0755-978X

ISBN 2-905532-25-4

**granites tardi carbonifères
et déformation crustale**

L'EXEMPLE

DE LA MESETA MAROCAINE

MEMOIRES ET DOCUMENTS

du Centre Armoricaïn

d'Etude Structurale

des Socles

n° 26

Rennes 1989



**MEMOIRES ET DOCUMENTS
DU
CENTRE ARMORICAIN D'ETUDE STRUCTURALE DES SOCLES**

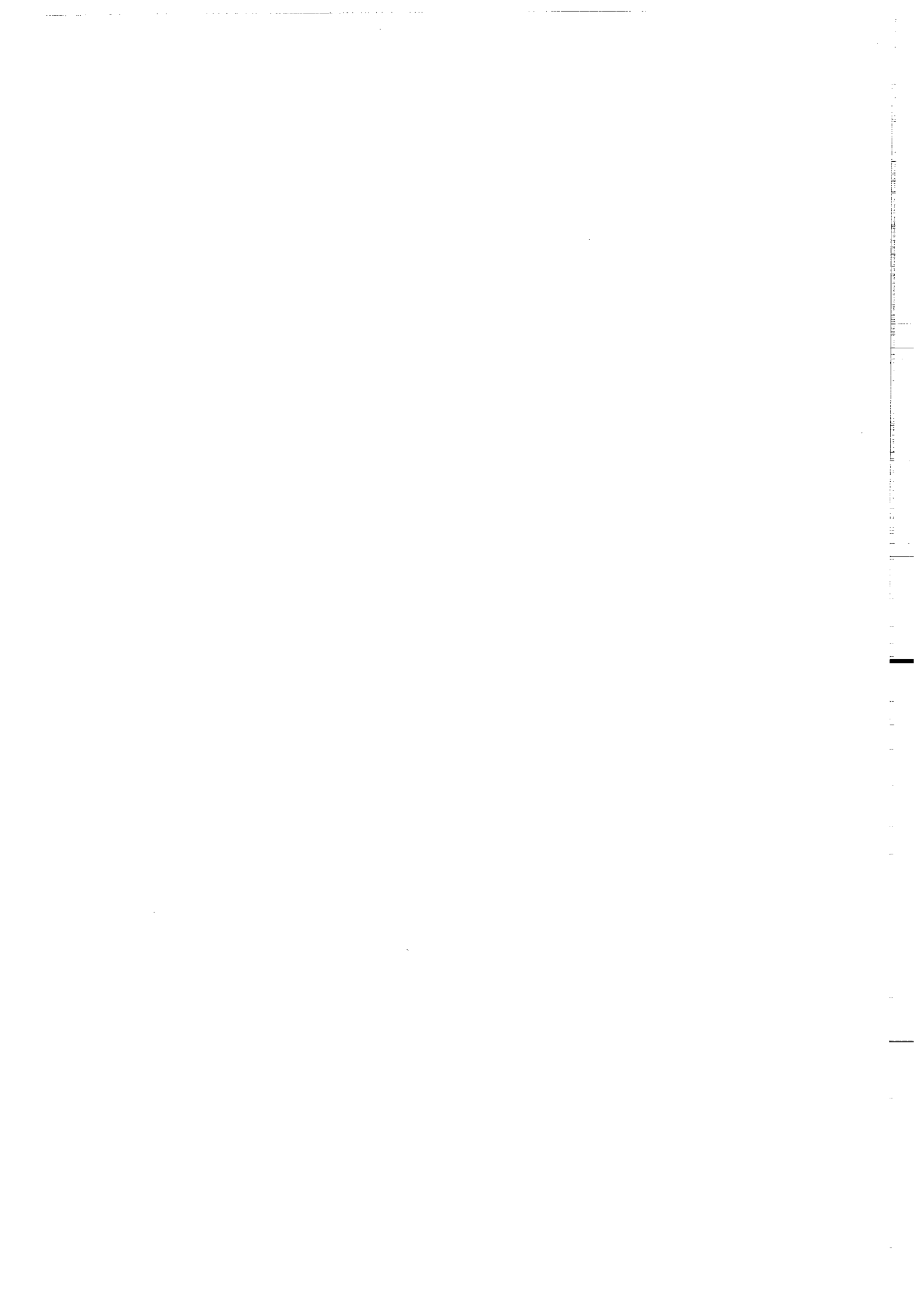
N°26

J.L. LAGARDE

**Granites tardi carbonifères et déformation crustale.
L'exemple de la Méséta marocaine.**

**Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
LP CNRS n°466I
Université de Rennes I
Campus de Beaulieu
F-35042 - RENNES Cédex
(France)**

1989



ISSN : 0755-978 X

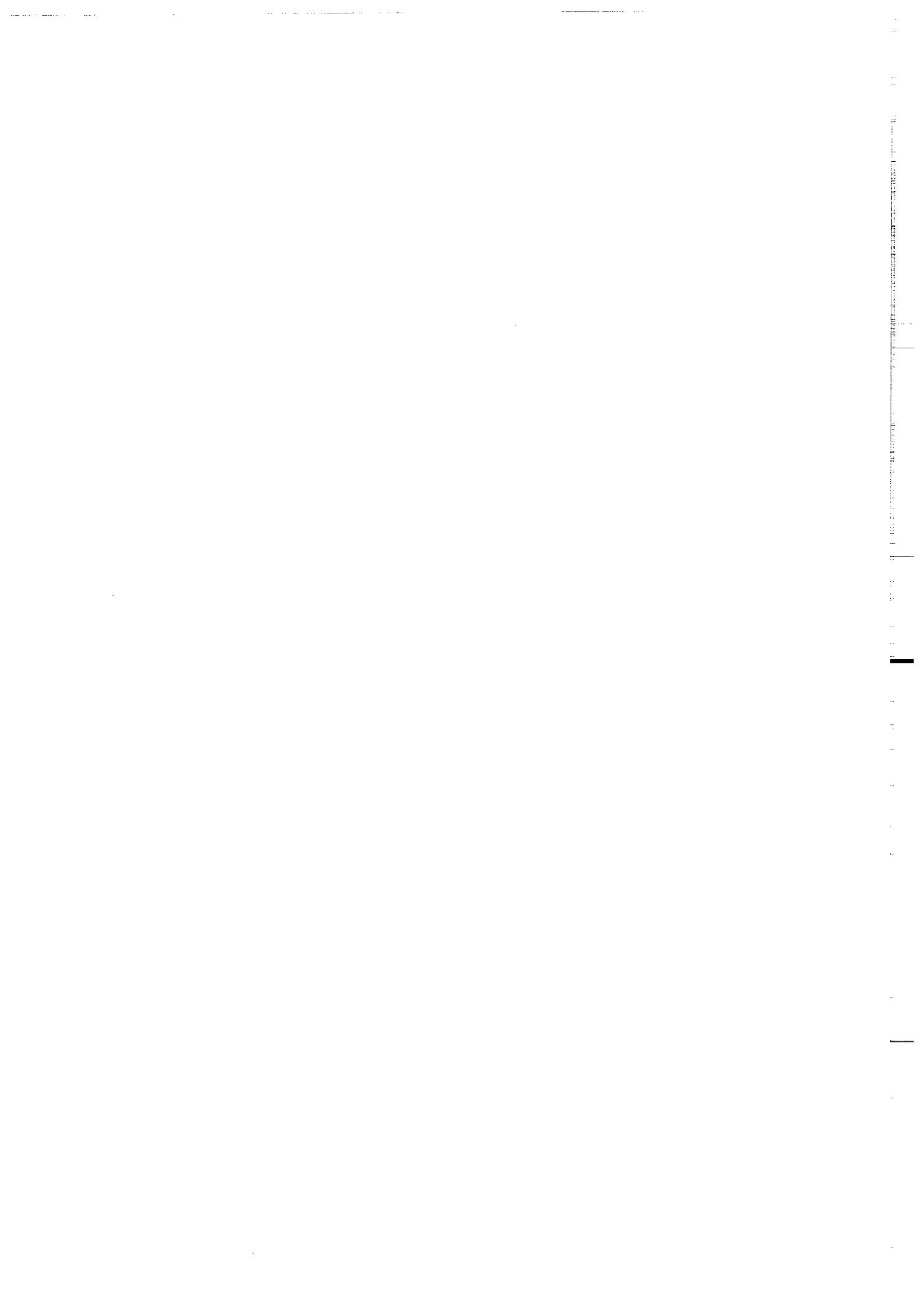
ISBN : 2-905532-25-4

**Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
LP CNRS n°4661
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
F-35042 - RENNES Cédex (France)**

J.L. LAGARDE (1989)

**Granites tardi carbonifères et déformation crustale.
L'exemple de la Méséta marocaine.**

Mém. Docum. Centre Arm. Et. Struct. Socles, Rennes, 26 ; 353 p.



AVANT PROPOS

Ce mémoire est une compilation de travaux sur les relations entre les granites tardi-carbonifères et la déformation crustale.

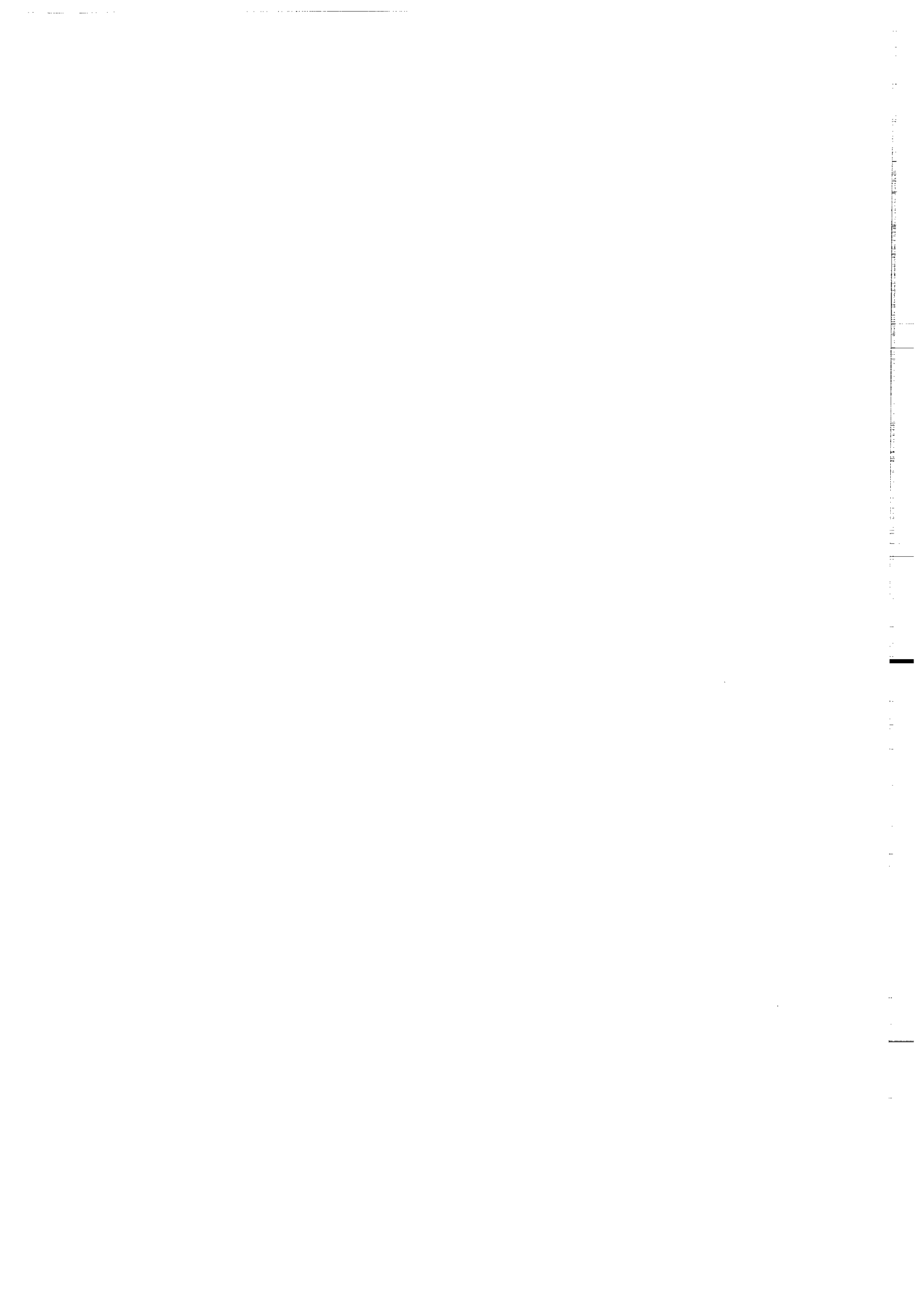
Ces travaux ont été développés dans un mémoire de thèse d'état présentée le 13 Octobre 1987 devant l'Université de Rennes I.

Ils ont été effectués dans le cadre d'une action de coopération Franco-Marocaine impliquant les Universités de Rennes I et de Marrakech et avec la collaboration d'une jeune équipe de granitologues marocains, comprenant Noureddine AIT AYAD, Saad AIT OMAR, Abdellatif CHEMSSEDDOHA et Ali SAQUAQUE. Monsieur Mohamed KNIDIRI, recteur des universités de Marrakech, a apporté à cette équipe une aide et un soutien permanents.

Ces travaux ont été effectués sous la direction de Pierre CHOUKROUNE et avec la collaboration Jean-Pierre BRUN, Raymond CAPDEVILA, Peter COBBOLD, Serge FOURCADE, Denis GAPAIS, Claude LE CORRE, Philippe MATTE et José PONS.

Ont également participé à l'encadrement de cette équipe, tant sur le terrain au Maroc qu'au cours de stages de recherche en France, Michel BALLEVRE, Bernard BONIN, Mohamed BOUABDELLI, Jacques BOULOTON, Marc EULRY, Dominique GASQUET, Jean Pierre PETIT, Bernard RODDAZ, François ROSE, Jean Paul SAGON, Gaetano SIRNA et Philippe VIDAL.

Qu'ils en soient tous remerciés.



LATE CARBONIFEROUS PLUTONS AS REGIONAL STRAIN MARKERS. MESETA BELT, MOROCCO.

ABSTRACT :

Epizonal syntectonic plutons may be used as regional strain markers. They give rise to thermal softening in the surrounding rocks, induce rheological heterogeneities in the crust and then locate the regional deformation. Strain patterns around these plutons reflect both diapirism and regional deformation. The regional strain field and the tectonic setting of pluton emplacement are established from strain patterns analysis.

The contribution of syntectonic plutons in the record of the regional deformation is exemplified by recent studies concerning late carboniferous plutons in morocco.

These plutons emplaced in low pressure regions of the intracontinental hercynian belt. Emplacement occurs during the late hercynian tectonic event (330-270 ma). Plutons involve three basic petrographic groups : I type and mixed I-S type biotite granodiorites, S type two micas monzogranites and alkaline monzogranites emplaced during the late hercynian time (270 ma).

Late carboniferous granitic plutons of morocco display various characteristics indicative of syntectonic emplacement in shallow crustal levels : (1) Plutons are distributed along ridges parallel to reactivated preexisting faults and ductile deformation is mainly located in the thermal softened area surrounding plutons. (2) Plutons present a dominant elliptical shape and pluton long axes are oriented with respect to the regional strain field. (3) The microstructural evolution around plutons is characterized by the progressive development of superimposed small-scale structures. (4) A syntectonic growth of HT-BP contact metamorphism is observed in the aureoles. (5) Perturbations of the regional strain field are related to pluton emplacement. (6) Orthogneissification processes indicate a change in deformation mechanisms related to the decrease of temperature during during pluton cooling.

Syntectonic plutons record geometry and kinematics of the regional deformation :

- Geometry of the regional strain field is indicated by pluton shapes, orientations, and related strain trajectories. It is characterized, in the meseta belt, by a NW-SE shortening direction (λ_3) and by an horizontal NE-SW stretching direction (λ_1).

- Syntectonic plutons are kinematic indicators. They record, in the meseta belt, extensive strike-slip motion related to ductile wrenching along preexisting crustal fractures. Wrench faults occur in two sets with SSE-NNW sinistral and ENE-WSW dextral displacements. They display an asymmetric pattern suggesting a non coaxial strain regime during crustal scale dextral shearing between Africa and W Europe.

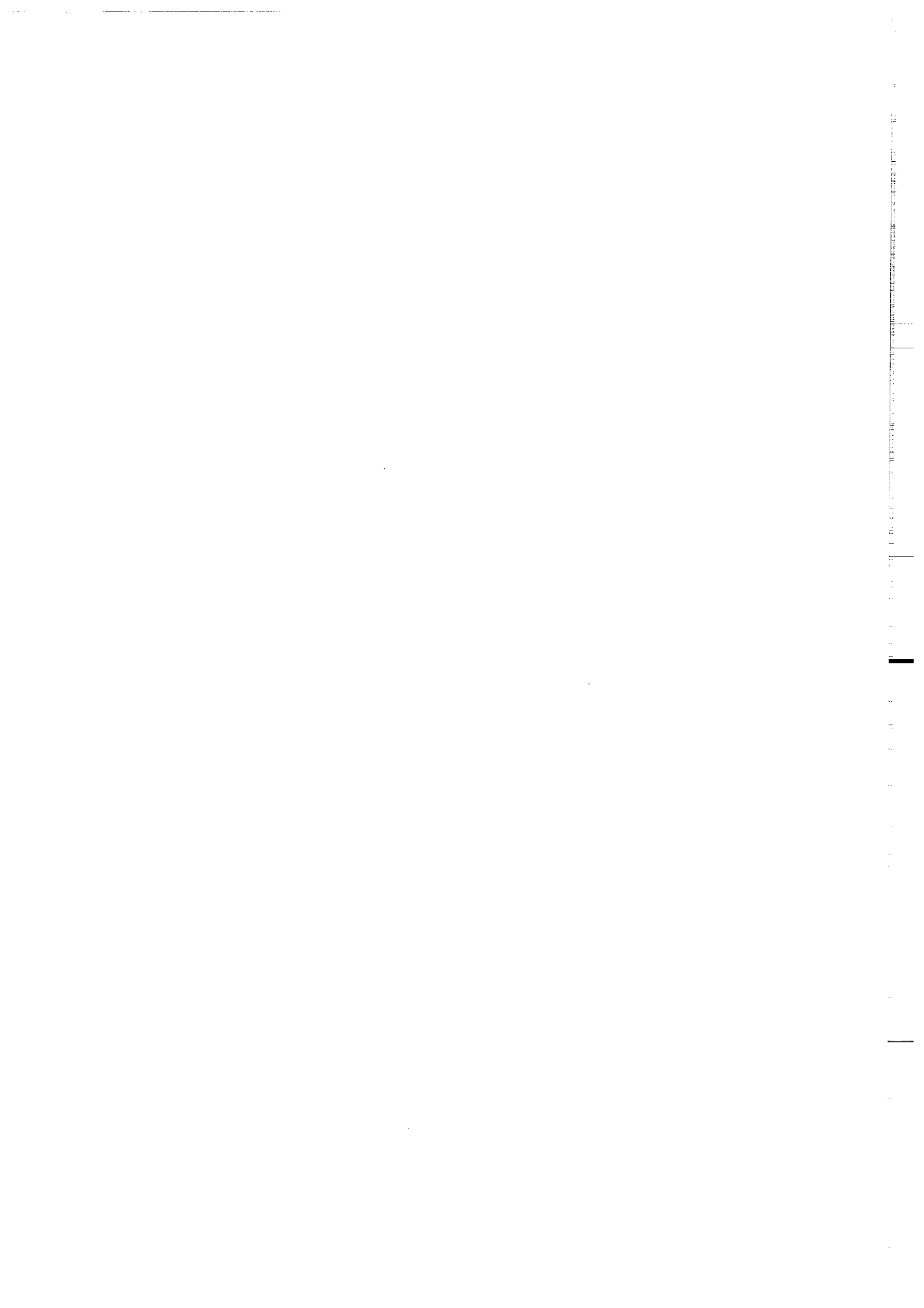
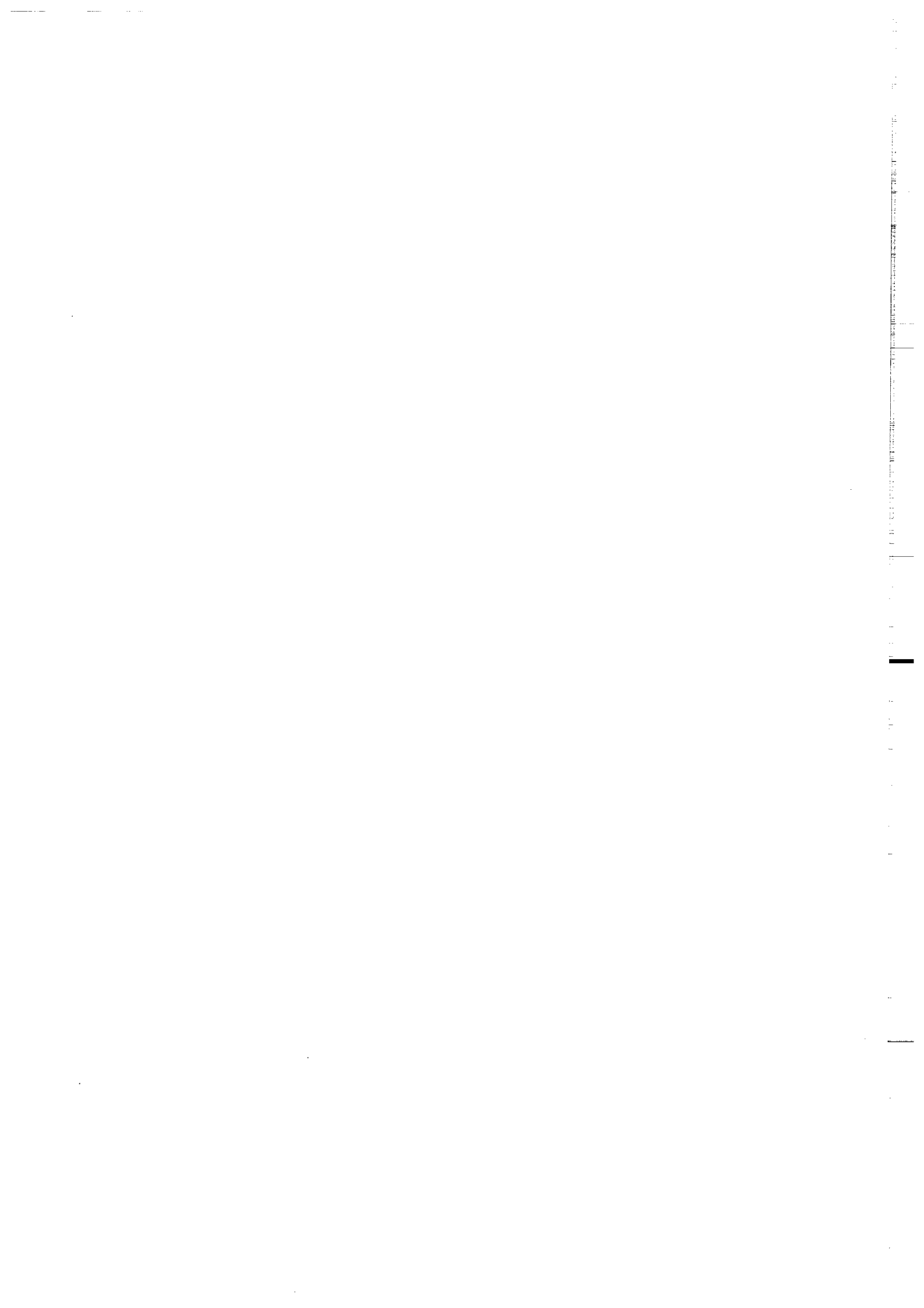


TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION	
01. But de l'étude.	2
02. Objet de l'étude.	3
1. Les granitoides de la méséta marocaine .	3
2. La chaîne hercynienne du Maroc.	5
FORMATION, EVOLUTION ET ANALYSE STRUCTURALE DES GRANITES.	15
1. PRODUCTION DES MAGMAS GRANITIQUES	17
1.1. Fusion partielle.	17
1.2. Ascension des magmas granitiques	18
1.3. Processus de formation des magmas granitiques	21
1.4. Principaux types de granitoides	27
2. EVOLUTION THERMIQUE ET RHEOLOGIQUE DES MAGMAS GRANITIQUES.	31
2.1. Evolution thermique et évolution de la cristallisation	31
2.2. Evolution rhéologique des magmas et durée de cristallisation	33
3. FORME, DIMENSION ET DISTRIBUTION DES INTRUSIONS GRANITIQUES	36
3.1. Intrusions diapiriques	36
3.2. Intrusions granitiques et fractures crustales	39
4. STRUCTURES INTERNES	41
4.1. Les structures de déformation continue	41
4.2. Déformation discontinue et fracturation des plutons	44
4.3. Estimation du contraste de viscosité	49
5. ANALYSE STRUCTURALE DES GRANITES	53
5.1. Analyse de la forme 3D, de l'orientation et de la distribution des corps intrusifs	53
5.2. Analyse des champs de structures	55
5.3. Analyse des champs de déformation finie.	57
5.4. Régime thermique et conditions physiques de la déformation.	72
CHAMPS DE STRUCTURES ET CHAMPS DE DEFORMATION FINIE.	73
6. LES PLUTONS GRANITIQUES DU MASSIF DES JEBILET.	75
6.1. Principales caractéristiques.	76
6.2. Structure d'ensemble.	82
6.3. Gradients thermiques et conditions P et T de mise en place des plutons.	83
6.4. Déformation interne des plutons.	86
6.5. Champ de déformation finie.	90

7. LES GRANITOIDES DU MASSIF DU TICHKA.	107
7.1. Principales caractéristique pétrographiques, géochimiques géochronologiques.	107
7.2. Structure d'ensemble.	110
7.3. Déformation interne.	117
7.4. Gradients thermiques et conditions P.T. de mise en place.	118
7.5. Champ de déformation finie.	119
8. LES GRANITOIDES DES ZAER	123
8.1. Principales caractéristiques	124
8.2. Structure d'ensemble.	127
8.3. Gradients thermiques, conditions physiques de la déformation.	130
8.4. Déformation interne du pluton.	132
8.5. Le champ de déformation finie.	135
9. LE PLUTON GRANITIQUE D'OULMES.	141
9.1. Caractéristiques pétrographiques géochimiques, géochronologiques.	142
9.2. Structure d'ensemble.	146
9.3. Gradients thermiques et conditions physiques de la déformation.	151
9.4. Déformation interne du pluton.	154
9.5. Le champ de déformation finie.	159
10. LES GRANITES DU MASSIF DES REHAMNA .	167
10.1. Principales caractéristiques.	168
10.2. Structure d'ensemble.	172
10.3. Gradients thermiques, conditions physiques de la déformation.	175
10.4. Déformation interne des plutons.	176
10.5. Le champ de déformation finie.	178
11. LE GRANITE D'AZEGOUR	183
11.1. Principales caractéristiques.	185
11.2. Structures d'ensemble.	187
11.3. Gradients thermiques, conditions physiques de la déformation.	192
11.4. Déformation interne du granite.	195
11.5. Le champ de déformation finie dans l'encaissant paléozoïque	199
PROCESSUS D'ORTHOgneissification	207
12. FOLIATION HOMOGENE PERIPHERIQUE ET DEFORMATION HT	209
12.1 Géométrie des structures	209
12.2 Evolution microstructurale	209
12.3 Interprétations	210
12.4 Conclusion	210
13 BANDES DE CISAILLEMENT DUCTILE	212
13.1 Bandes de cisaillement ductile HT	212
13.2 Bandes de cisaillement ductile haute et moyenne température	214
13.3 Bandes de cisaillement de basse température	218
13.4 Bandes d'ultra-cataclasites	220
13.5 Conclusion	222

INTERPRETATIONS : LES PLUTONS GRANITIQVES MARQUEURS DE LA DEFORMATION CRUSTALE,	225
14. INTERFERENCE ENTRE LA MISE EN PLACE DES PLUTONS ET LA DEFORMATION REGIONALE,	227
14.1. Les critères d'interférence,	227
14.2. Comparaison des effets relatifs du diapirisme et de la déformation régionale	228
15. LES PLUTONS GRANITIQVES MARQUEURS CINEMATIQVES DE LA DEFORMATION CRUSTALE,	247
15.1. Plutons granitiques marqueurs d'une déformation crustale transcurrente. L'exemple du pluton d'Oulmés	247
15.2. Granite mis en place dans une terminaison de zone de cisaillement ductile ; Granodiorite des Oulad Ouaslam, Jabilet,	252
15.3. Plutons granitiques et décrochevauchements	256
16. STRUCTURAL CHARACTERISTICS OF SYNTECTONIC PLUTONS WITH SPECIAL REFERENCÉ TO LATE CARBONIFEROUS PLUTONS FROM MOROCCO	274
17. GRANITES TARDI CARBONIFERES ET GEODYNAMIQUE HERCYNIEUNE AU MAROC	
17.1. Contexte tectonique de mise en place des granites tardi carbonifères de la méséta marocaine	301
17.2. Origine des granites de la méséta marocaine.	303
17.3. Granites et géodynamique hercynienne au Maroc	307
17.4. Corrélations avec la chaîne hercynienne Ouest Européenne	310
CONCLUSION,	322



INTRODUCTION

BUT DE L'ETUDE

Les plutons granitiques sont assimilables à des instabilités gravitaires ascendantes issues d'une fusion partielle de la lithosphère. Ils se mettent en place soit sous forme de bulles diapiriques détachées ou non de leur source (RAMBERG, 1970 ; TALBOT, 1977 ; SOULA, 1982), soit par injections successives de magma le long de fractures et assemblage in situ (PITCHER, 1979). Dans certains cas la mise en place des plutons peut s'accompagner d'une expansion radiale appelée gonflement (PITCHER & BERGER, 1979 ; HOLDER, 1979 ; BRUN & PONS, 1981).

Dans les niveaux superficiels (anchi à épizonaux) des zones de convergence lithosphérique, les plutons granitiques constituent des hétérogénéités thermiques et rhéologiques et sont des sites de localisation préférentielle de la déformation crustale. La déformation enregistrée au niveau de ces plutons résulte en fait de l'interférence entre le champ de déformation régional et un champ de déformation local lié aux effets de l'intrusion.

L'analyse des répercussions de cette interférence sur le champ de déformation finie nous permet d'établir la chronologie relative de mise en place des plutons par rapport à la déformation régionale.

La cartographie des champs de déformation finie dans les zones de mise en place des plutons syntectoniques, permet de reconstituer la géométrie et la cinématique de la déformation crustale (cisaillements transcurrents, chevauchements, décrochevements).

L'intégration des différents champs locaux de déformation enregistrés au niveau de plutons appartenant à un même segment de chaîne nous renseigne sur l'évolution, dans l'espace et dans le temps, de l'histoire de la déformation crustale.

L'utilisation des plutons granitiques comme marqueurs de la déformation crustale est testée ici à l'échelle d'une portion de chaîne hercynienne : la méséta marocaine.

OBJET DE L'ETUDE

1) LES GRANITOIDES DE LA MESETA MAROCAINE

Trois épisodes magmatiques caractérisent l'évolution hercynienne s.l. dans la méséta marocaine :

- Le premier épisode magmatique se produit entre le devonien supérieur et le viséen supérieur (MICHARD, 1976 ; HUVELIN, 1977 ; PIQUE, 1979). Dans la méséta Nord occidentale, il s'agit d'un magmatisme effusif (KHARBOUCH, 1982 ; PIQUE & KHARBOUCH, 1983) présentant, des caractères géochimiques intermédiaires entre les termes tholéitiques et alcalins (KHARBOUCH & al. 1985).

Dans le Sud de la méséta ce magmatisme se traduit par la mise en place de corps intrusifs basiques (gabbros, dolérites) de souche tholéitique et de corps plutoniques acides d'affinité calco-alcaline selon BORDONARO (1983) et tholéitique selon AARAB (1984).

- Le deuxième épisode magmatique est contemporain du serrage hercynien s.s. de la méséta et correspond à la mise en place des magmas orogéniques calco-alcalins et anatectiques peralumineux (MRINI, 1985 ; ROSE, 1987).

- Le troisième épisode correspond à la mise en place tardive (\approx 270 MA) de magmas d'affinité alcaline (Rehamna et Azegour) de type subsolvus à biotite (BONIN, 1982 , MABKHOUT & al., 1988).

Les plutons étudiés ici sont les plutons orogéniques hercyniens calco-alcalins et anatectiques peralumineux ainsi que les granites alcalins d'Azegour et des Rehamna. Ces plutons affleurent à l'intérieur de quatre massifs principaux qui sont du Nord au Sud : le plateau central (ou massif central), le massif des Rehamna, le massif des Jebilet, et le massif du haut Atlas occidental (Fig. 1). Dans ces massifs seront étudiés plus particulièrement : les plutons des Zaer et d'Oulmés dans le plateau central, les petits plutons de Ras el Abiod et Sidi Bahili ainsi que le pluton de Sebt de Bryikine dans le massif des Rehamna, les plutons du Bramram et des Oulad Quaslam dans le massif des Jebilet et les plutons d'Azegour et du Tichka dans le Haut Atlas occidental.

Quatre groupes pétrographiques y ont été reconnus :

- Les granodiorites sont les termes les plus largement représentés (Jebilet, Zaer et Tichka).

- Les monzogranites (leucogranites) constituent le pluton d'Oulmés, le sud du pluton des Zaer et forment des filons intrusifs dans les granodiorites (Jebilet, Tichka).

- Les diorites affleurent dans le massif du Tichka (TERMIER & TERMIER, 1971) et dans le pluton des Zaer (MAHMOOD, 1980).

- Les gabbros ne sont observables que dans le massif du Tichka en amas déca à hectométriques à l'intérieur des diorites (TERMIER & TERMIER, 1971).

Ces plutons dont l'âge varie entre 320 MA (Jebilet) et 270 MA (Azegour ; Rehamna), (MRINI, 1985) (Fig. 2) intrudent différents niveaux de la série paléozoïque allant depuis le cambrien (Tichka, Oulmés) jusqu'au viséen supérieur (Jebilet).

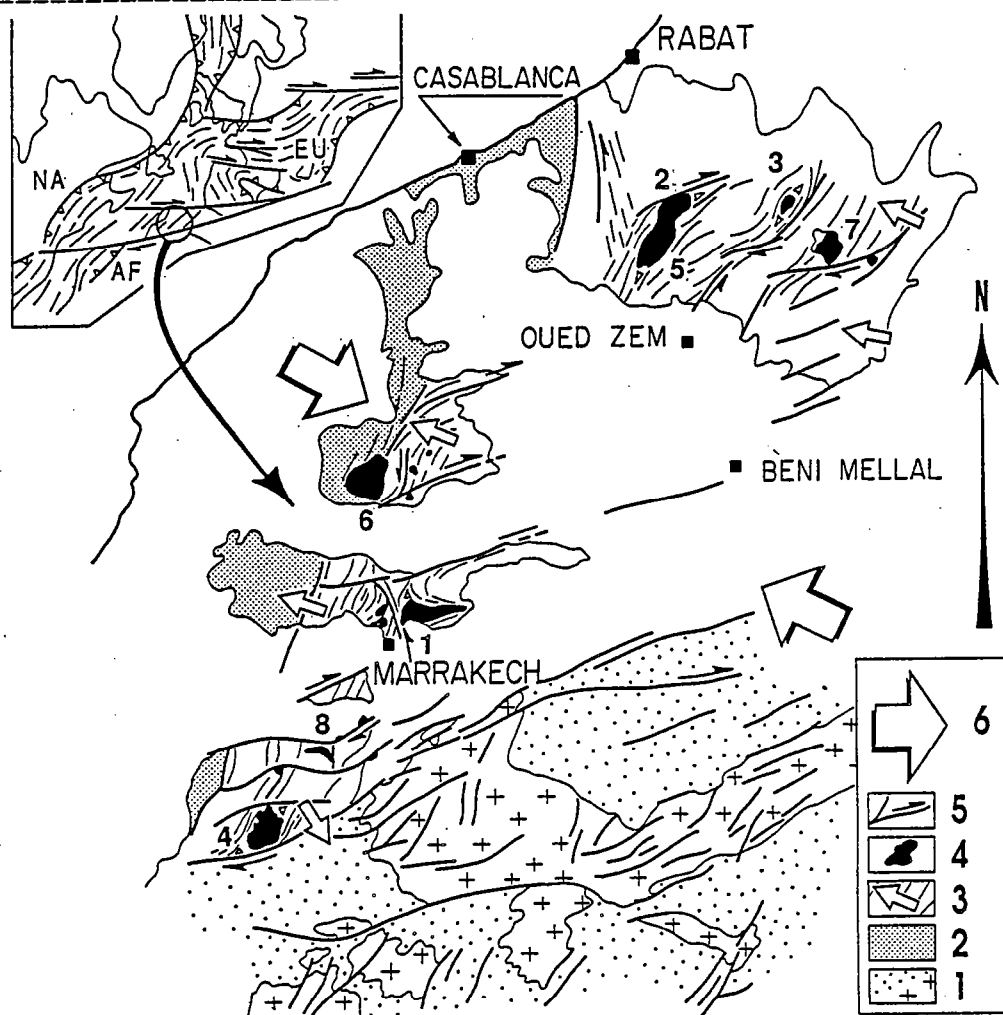


Fig. 1 : Carte géologique schématique de la méséta marocaine et des domaines voisins, 1, protérozoïque (croix) et paléozoïque (points) dans le domaine Sud, pré-saharien ; 2, bloc côtier faiblement déformé [4] ; 3, Meseta (paléozoïque), trajectoires de schistosité (traits) et vergence générale (flèches) ; 4, plutons tardi carbonifères, numérotés par âge décroissant [5] (1, granodiorites des Jebilet ; 2, granodiorite des Zaer ; 3, monzogranite d'Oulmés ; 4, granitoides du Tichka ; 5, monzogranite des Zaer ; 6, monzogranite des Rehamna ; 7, granodiorite du Ment ; 8, Azegour) ; 5, fractures du soubassement réactivées en zone de cisaillement ductile tardi carbonifères ; 6, direction de raccourcissement régional.

1.1) APPORTS DE LA GEOCHIMIE ISOTOPIQUE : Origine et évolution des magmas granitiques de la méséta marocaine .

Une étude géochimique a été réalisée sur les plutons granitiques de la méséta marocaine (MRINI, 1985). Cette étude, outre la détermination de l'âge de mise en place des granites, aborde les problèmes (1) de l'origine des magmas (mantellique ou crustale), (2) des mécanismes intervenus lors de l'évolution magmatique (mélange, assimilation, cristallisation fractionnée), (3) de l'identification des sources et du contexte géodynamique de la genèse des magmas , (4) de la nature initiale du matériel crustal impliqué.

INTRODUCTION 02

		260	280	300	320	340
JEBILET	Granodiorite				---319±10---*	
	Leucogranite		-296±6- *		332±5-	
ZAER	Granodiorite		-----303±13--			
OULMES	Leucogranite		-298±6-			
TICHKA	Granodiorite		-- 285-- **			
ZAER	Leucogranite		---279±11--			
REHAMNA	Leucogranite		--275±7-- *			
AZEGOUR	Monzogranite	271±3				
REHAMNA	Monzogranite	--268±6-				

Fig. 2 : Age (en MA) des principaux plutons étudiés d'après TISSERANT (1977) (*), MRINI (1995) et GASQUET & al., (1988) (**).

(1) Concernant l'origine des magmas la géochimie du Strontium montre l'existence, dans la méséta marocaine, de deux grands types :

- Des magmas granodioritiques résultant d'un mélange binaire entre un magma d'origine mantellique et un composant crustal ($0,704 <^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,708$).
- Des magmas monzogranitiques d'origine crustale où leucogranites ($0,706 <^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,717$).

(2) Concernant les mécanismes d'évolution du magma calco-alcalin cette étude géochimique fait apparaître les points suivants :

- L'ensemble des formations plutoniques (gabbros, diorites, granodiorites) proviennent d'une source mantellique dont les témoins seraient les gabbros.
- Le mécanisme de passage entre ces différents termes est une différenciation par cristallisation fractionnée se produisant au cours de l'ascension dans la croûte continentale.
- Le magma mantellique a assimilé, au cours du processus de différenciation par cristallisation fractionnée, une faible quantité de matériel crustal hétérogène.

(3) L'utilisation des traceurs isotopiques initiaux (Nd-Sr) contribue à l'identification des sources et permet de préciser le contexte géodynamique de genèse de ces magmas. Elle confirme tout d'abord l'existence d'un mélange binaire entre une composante d'origine mantellique et une composante crustale, mélange dont une évaluation quantitative a été effectuée (Fig. 3). Elle montre par ailleurs que le matériel basique impliqué dans la création de ces granitoïdes provient d'un manteau océanique appauvri riche en éléments incompatibles (Sr, Nd) de type arc insulaire ou rift intracontinental. Le pôle crustal est de nature sédimentaire.

INTRODUCTION 02

(4) La géochimie isotopique du plomb, utilisée pour caractériser la source crustale montre l'absence de mémoire crustale ancienne dans les granites étudiés ce qui laisse supposer que le composant crustal mis en jeu ne peut être le craton Ouest Africain mais un matériel plus récent.

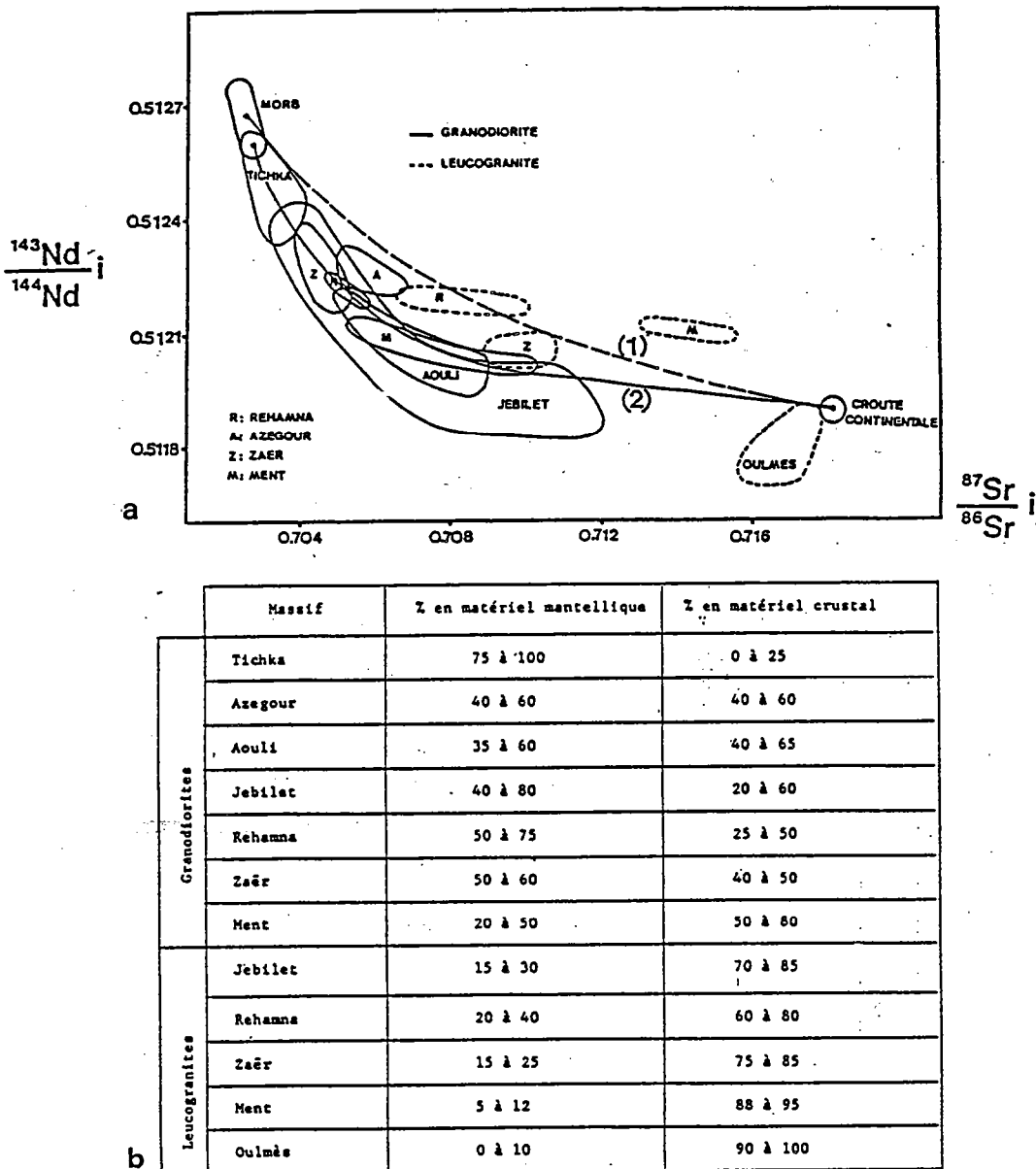


Fig. 3 : a) Diagramme $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i = f(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ pour les granitoides hercyniens du Maroc ; b) évaluation quantitative des apports mantelliques et crustaux, (d'après MRINI, 1985).

1.2) DONNEES GEOPHYSIQUES :

Les cartes gravimétriques permettent de reconnaître la présence de plutons granitiques, affleurants ou cachés (Fig. 4). Toutefois ces cartes ne font pas apparaître clairement les plutons comprenant de fortes proportions de roches basiques, comme par exemple le pluton du Tichka. L'analyse des anomalies gravimétriques négatives attribuables aux intrusions granitiques permet d'estimer la forme 3D des plutons (VAN DEN BOSCH, (1971) ; BERNARDIN, 1988). Ces études montrent la forme tabulaire des plutons de la meséta marocaine dont la profondeur du plancher avoisinerait 5 à 6 Kms.

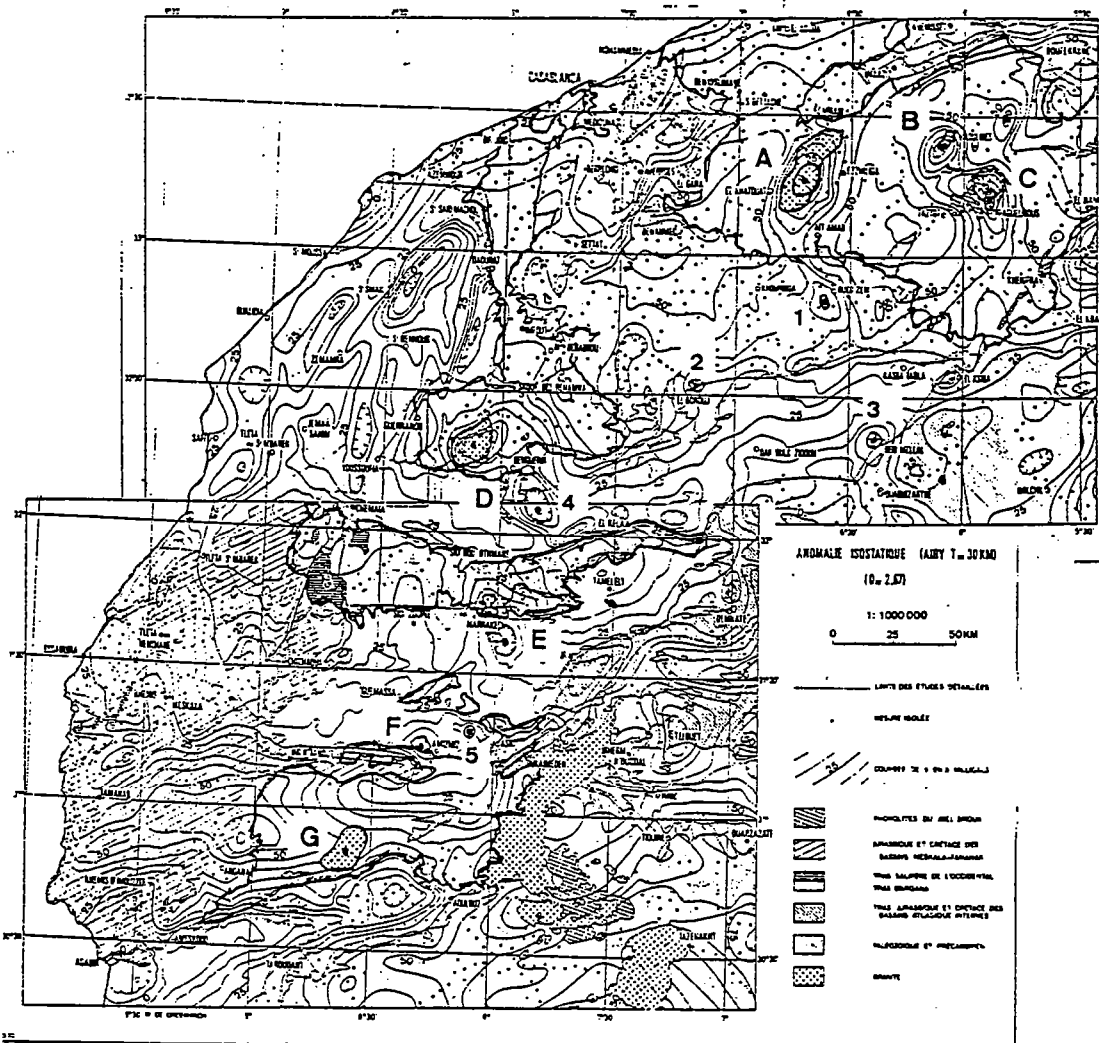


Fig. 4 : Carte gravimétrique faisant apparaître les principales anomalies négatives liées aux plutons granitiques de la meséta marocaine (d'après VAN DEN BOSCH, 1971), A, Zaer ; B, Qulmés ; C, Ment ; D, Rehamna ; E, Jebilet ; F, Azegour ; G, Tichka. Plutons non affleurants : 1, Qued Zem ; 2, El Bourouj ; 3, Beni Mellal ; 4, Sud Rehamna ; 5, Nord Amizmir.

2) LA CHAÎNE HERCYNIENNE DU MAROC

2.1) PRINCIPAUX DOMAINES STRUCTURAUX :

La chaîne hercynienne du Maroc est actuellement observable au travers d'une série de massifs de paléozoïque affleurant de façon discontinue au sein de la couverture mésozoïque et cénozoïque (Fig.1).

Cette disposition est en fait le résultat de mouvements "récents" rattachés au cycle *Alpin S.L* et dont les principales manifestations ont été la surrection des chaînes du Haut Atlas, du Moyen Atlas et du Rif.

En fonction de ces mouvements, qui affectent également le soubassement paléozoïque, trois grands domaines structuraux ont été différenciés (CHOUBERT & MARCAIS, 1952) :

- Le domaine de l'Anti Atlas dans lequel les formations précambriennes et paléozoïques sont peu affectées par les mouvements post hercyniens.
- Le domaine Atlasique, incluant la meseta, dans laquelle le socle hercynien est découpé en blocs organisés en demi horsts (DE MARTONNE & al., 1924 ; HUVELIN, 1977).
- Le domaine Rifain dans lequel les formations hercyniennes sont impliquées dans des mouvements tangentiels à vergence Sud (PIQUE, 1979)

Abstraction faite des mouvements récents, la chaîne hercynienne du Maroc peut être schématiquement divisée en cinq grandes zones structurales que l'on repérera par rapport à la meseta centrale. Ces cinq zones structurales se différencient par l'âge, la géométrie et l'intensité de la déformation majeure (MICHARD & PIQUE, 1979), (Fig. 5 et 6).

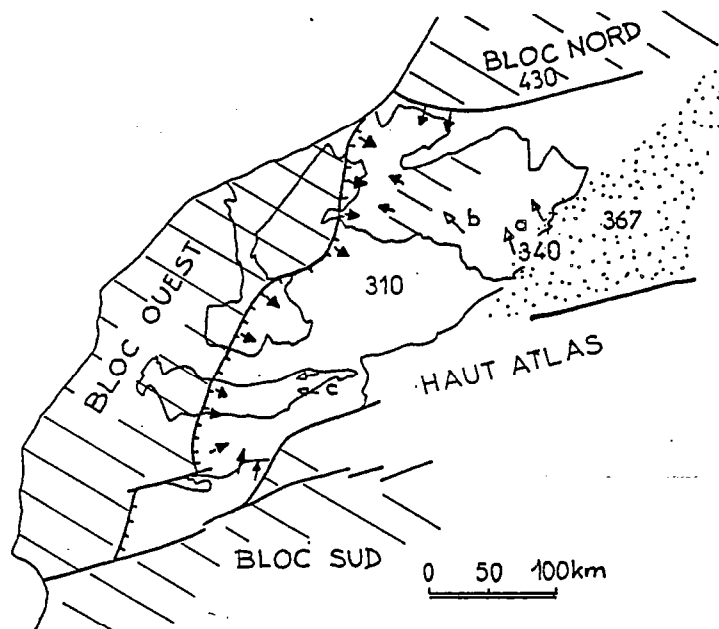


Fig. 5 ; Principales zones structurales dans la chaîne hercynienne du Maroc, Hachures ; blocs stables à l'époque post viséenne et zones émergées à partir du dévonien supérieur, Pointillés ; zones à déformation synschisteuse précoce (367 et 340 MA), Zone centrale ; bassins dévono-carbonifères de la méséta centrale à déformation synschisteuse post viséenne, Flèches noires ; zones à sédimentation viséenne chaotique et direction d'apport des olistolithes, Flèches blanches ; direction de déplacement des nappes gravitaires,

2.1.1) LA ZONE NORD MESETIENNE - (BLOC NORD) :

C'est la seule zone montrant une tectonique paléozoïque anté-Devonienne. On y observe des plis E-W synschisteux, fortement déversés vers le Sud. Cette déformation se produit en climat métamorphique épizonal. Elle affecte des phyllades, des metagrawackes et des schistes à trous qui, bien que non datés, sont classiquement rattachés au Cambrien moyen.

Ces formations plissées sont intrudées par un granite silurien daté à 430 MA (CHARLOT & al., 1973) ce qui permet d'attribuer un âge caledonien s.l. à la déformation de ce domaine. La meseta marocaine se trouvant à cette époque en régime d'amincissement crustal il faut alors admettre que cette zone constitue un bloc allochtone. Son rattachement à la meseta marocaine s'est produit avant le devonien supérieur, époque à laquelle il constitue la marge Nord du bassin mesetien (PIQUE, 1979). Lors du serrage hercynien cette zone est peu déformée.

2.1.2) LA ZONE EST MESETIENNE :

Le "Maroc oriental" présente de large affleurements de paléozoïque structuré avant le viséen supérieur.

- Dans la région de la haute Moulouya, la tectonique majeure correspond à un plissement à déversement Est selon VAUCHEZ, (1976) et Ouest selon HOEPFFNER, (1987). Ce plissement s'accompagne d'un métamorphisme épizonal daté à 367+/-07 MA (CLAUER & al., 1980).

- Plus à l'Ouest, en bordure de la meseta centrale (région de Khenifra) la tectonique majeure correspond à un plissement synschisteux, à caractère tangentiel d'âge post devonien moyen et anté viséen supérieur (ALLARY & al., 1976). Ces plis sont ensuite repris dans une tectonique en nappes, localement gravitaires, dont la mise en place commence dès le viséen supérieur (ALLARY & al., 1976, BOUABDELLI & al., 1989).

La zone Est mesetienne présente donc une structuration d'âge fini devonien à viséen inférieur. Cette déformation est assimilable à la phase "Bretonne" connue dans la chaîne hercynienne Ouest Européenne.

2.1.3) LA ZONE OUEST MESETIENNE (BLOC OUEST) :

Cette zone montre une série paléozoïque réduite s'arrêtant au dévonien moyen. L'absence de dépôt des séries tournaisiennes et viséennes témoigne d'un soulèvement de cette zone à l'époque dinantienne (PIQUE, 1979). La déformation hercynienne peu intense, d'âge post-viséen est localisée sur la bordure Est du bloc où viennent s'amortir les déformations synschisteuses de la zone mesetienne s.s.,

2.1.4) LA ZONE SUD (BLOC SUD) :

Cette zone comprend la plate forme saharienne au Sud et sa marge Nord (Anti Atlas et Ougarta).

- Dans la plate forme saharienne les formations paléozoïques, pratiquement continues jusqu'au carbonifère (CONRAD, 1972), sont restées subtabulaires ce qui témoigne de la faible intensité des déformations syn et post hercyniennes.

- Sur la marge Nord de la plate forme la déformation hercynienne apparaît localisée dans des couloirs à schistosité (JEANNETTE & PIQUE, 1981). Les séries paléozoïques du Jbel Bani, plissées et schistosées en bordure d'un méga

décrochement ENE dextre, illustrent bien le style de cette déformation. Par ailleurs une tendance au chevauchement des séries paléozoïques vers le Sud c'est-à-dire vers la plate forme saharienne a été décrite aussi bien dans la partie Est de cette zone (région de Ben Zireg - BALL & al., 1975) que plus à l'Ouest (région de Tinghir - MICHARD & al., 1983).

De manière générale cette déformation ne revêt pas un caractère régional et demeure d'intensité modérée. Ceci permet de regrouper ici la plate forme saharienne et sa marge Nord dans une même zone structurale.

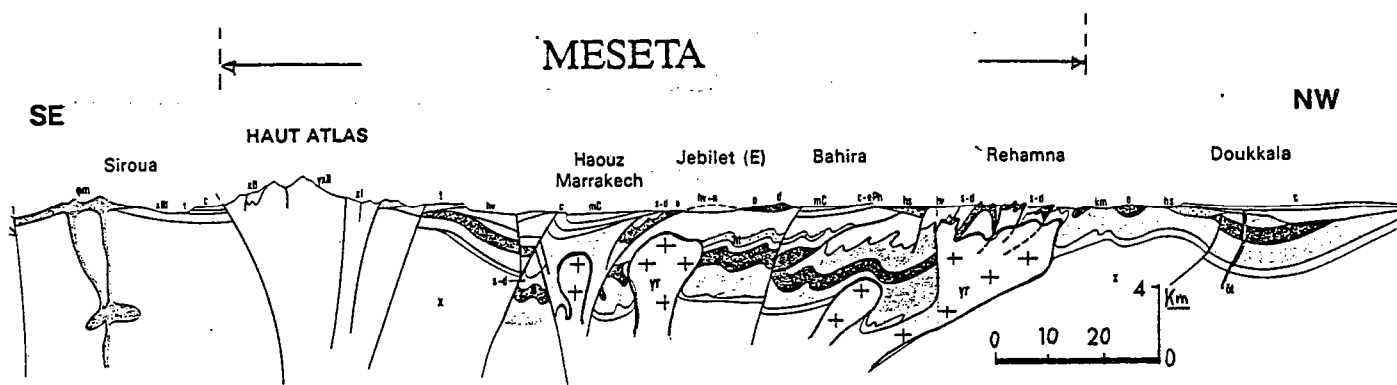


Fig. 6 : Coupe NW-SE à travers le sud de la chaîne hercynienne du Maroc (in Carte géologique du Maroc au 1/1000 000).

2.1.5) LA ZONE MESETIENNE CENTRALE :

La zone mésetienne centrale correspond au domaine de la chaîne hercynienne s.s. Elle comprend la plus grande partie du plateau central, les parties centrales et orientales du massifs Rehamna et du massif des Jebilet, le horst paléozoïque de Guemassa et le massif du Haut Atlas occidental.

Ce domaine est située à l'emplacement d'anciens bassins subsidents d'âge devonien supérieur à viséen (PIQUE, 1979). Le serrage de ces bassins, à l'époque Namuro-Westphalienne, s'accompagne d'une déformation synschisteuse en climat anchi à épizonal (localement mesozonal), surtout visible en bordure des corps granitiques intrusifs.

Cette zone est un secteur privilégié pour l'étude de la déformation post viséenne dans la chaîne hercynienne du Maroc. Les modalités de cette déformation et ses relations avec les épisodes de mise en place des plutons granitiques faisant l'objet de ce travail, on examinera auparavant, de manière plus détaillée, l'évolution lithostratigraphique et structurale de ce domaine.

2.2) EVOLUTION LITHOSTRATIGRAPHIQUE DE LA MESETA MAROCAINE :

2.2.1) LE SUBSTRATUM :

La chaîne hercynienne du Maroc est une chaîne intracontinentale édifée sur une croûte précambrienne "Pan-africaine". Ce soubassement précambrien, reconnu en gravimétrie (BERNARDIN, 1988), est localement observable à la base de la série paléozoïque comme par exemple dans la région de Khenifra où du "Précambrien III" rhyolitique affleure sous les calcaires géorgiens (MORIN, 1962 ; ALLARY & al., 1976).

La présence de ce socle est indirectement confirmée par (1) la mise en place, à la base de la série paléozoïque, de plutons leucogranitiques issus d'une fusion crustale (MAHMOOD & BENNANI, 1984) et (2) par les enclaves de gneiss granulitiques reconnues dans les granodiorites des Jebilet (CHEMSEDDOHA, 1986) et dans les filons de microdiorites tardi hercyniennes (HUVELIN, 1977).

2.2.2) LA SEDIMENTATION PALEOZOIQUE DANS LA MESETA MAROCAINE

La sédimentation du paléozoïque inférieur et moyen de la méséta marocaine montre des séquences caractéristiques de mers épicontinentales avec des dépôts détritiques, parfois grossiers, et des bordures récifales (HOLLARD, 1978 ; PIQUE, 1979). Cette sédimentation s'effectue sur un socle précambrien constituant une plate forme dont les fractures préexistantes vont contrôler étroitement l'individualisation des bassins paléozoïques (PIQUE, 1979).

L'histoire tectono-sédimentaire de ce domaine a été décrite par plusieurs auteurs (MICHARD, 1976 ; HOLLARD, 1978 ; PIQUE, 1979).

Elle peut être schématiquement divisée en trois périodes :

- du cambrien inférieur au devonien moyen, période de mouvements épiorogéniques et début d'organisation en rides et bassins.
- du devonien supérieur au viséen supérieur/namurien, période d'intense amincissement crustal et de formation de bassins subsidents.
- à partir du namurien et au westphalien inférieur, tendance régressive liée au serrage des bassins lors de la compression hercynienne.

2.2.2.1) LES MOUVEMENTS EPIOROGENIQUES DU PALEOZOIQUE INFÉRIEUR :

Après la transgression de l'infracambrien sur les paléoreliefs précambriens, la méséta marocaine constitue au *cambrien inférieur* une plate forme carbonatée ("calcaires à Archéocyathus" géorgiens), que surmonte, dans le Haut Atlas occidental, une puissante série volcano détritique (PETIT, 1976).

- A partir de l'*acadien* les carbonates font progressivement place à des formations détritiques telles que la formation des "schistes à Paradoxides" surmontée par un important niveau repère de l'acadien : les "quartzites d'El hank" (Fig. 7). A cette époque on note l'existence d'un volcanisme trachy-andésitique associé à des centres d'émission sous marins (GIGOUT, 1956).

La méséta subit ensuite un soulèvement épiorogénique généralisé auquel est rattaché la lacune du *cambrien supérieur* et de la base de l'ordovicien.

- La sédimentation reprend à l'*ordovicien* avec des dépôts d'abord fins (Arenig) puis de plus en plus gréseux. Ces termes détritiques pourraient être liés à l'existence d'une phase calédonienne dans une région extérieure à la méséta (PIQUE, 1979). Au sommet de l'ordovicien apparaissent deux niveaux repères classiques : les barres quartzitiques du caradoc et les argiles microconglomératiques de l'Ashgill (Fig. 7). Ces dernières sont considérées comme des témoins de la glaciation fini ordovicienne (HOLLARD, 1978).

- Le *silurien* correspond à une époque de transgression glacio-eustatique mise en rapport avec la fonte de l'inlandsis saharien. Il se présente sous un faciès monotone d'argiles noires et d'ampélites à graptolites avec localement intercalation, en bancs ou nodules, de calcaires à orthocères (Fig. 7).

- Le *dévonien inférieur* est transgressif et concordant sur le silurien. Il n'y a donc pas, dans la méséta marocaine, de discordance calédonienne. Toutefois dès le devonien inférieur commence à se faire sentir l'influence de la tectonique précoce distensive. Les zones Nord, Ouest et Sud mesetiennes vont

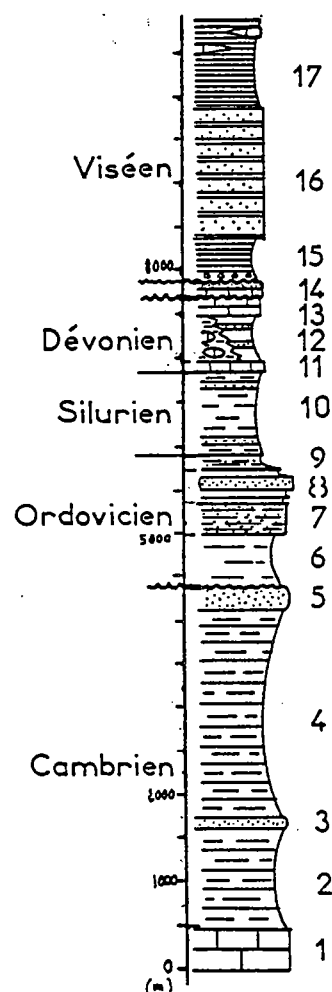
constituer des plate-formes entre lesquelles se développera une zone NE-SW à fond instable. Dans le Nord de cette zone subsidente, sur laquelle vont s'installer les futurs bassins "viséens", seule la région de Khouribga-Oulmés semble constituer une ride émergée (PIQUE, 1979). Au plan de la sédimentation on note un net contraste entre les zones Ouest, détritiques ou carbonatées, et les zones Est pélagiques (HOLLARD, 1978). Ce contraste subsiste malgré la transgression qui favorise l'extension des calcaires récifaux.

- Ces calcaires ont un développement maximum au *dévonien moyen* (Eifelien - Givetien).

- Dès le *givetien supérieur* la tendance est régressive et la méséta occidentale, à titre d'exemple, reste pratiquement émergée depuis le *frasnien moyen* jusqu'au *faménien inférieur* (PIQUE, 1979). Cette régression avec émergence localisée est à mettre en relation avec les mouvements compressifs observables dans le Maroc oriental qui sont datés à 367 M.A (TISSERANT, 1977) c'est-à-dire givetien - frasnien.

Fig. 7 : Log stratigraphique synthétique faisant apparaître les principales caractéristiques de la sédimentation paléozoïque inférieure et moyenne de la méséta marocaine avec 3 lacunes principales (cambrien supérieur, dévonien supérieur et viséen inférieur), 4 transgressions (cambrien inférieur, silurien, dévonien inférieur et moyen, viséen sup.), 3 épisodes de sédimentation carbonatée (géorgien, dévonien, viséen supérieur).

Principaux niveaux repères, géorgien ; calcaires à archéocyathus (1) ; Acadien ; schistes inférieurs (2), grés moyens (3), schistes supérieurs à paradoxides (4), quartzites d'El Hank (5) ; Arenig ; psammites (6) ; Llanvirm, llandaillo ; grés lités (7) Caradoc ; quartzites (8) ; Ashgill ; argiles micro conglomératiques (9) ; Silurien ; ampélites (10) ; Devonien inférieur ; calcaires griottes (11), argilites à nodules de calcaires à orthocères et flysch gréseux (12) ; Devonien moyen ; calcaires récifaux (13) ; Sommet du Devonien supérieur et Tournaisien ; calcaires récifaux et grés côtiers (14) ; Viséen supérieur ; Shales noires (15) ; Flysch grésopelitique (16) ; Shales de plate forme et calcaires bioclastiques (17).



2.2.2.2) LES BASSINS PALÉOZOÏQUE MOYEN :

- A partir du *famennien supérieur* les processus d'organisation en rides et bassins vont brusquement s'amplifier. Un bassin subsident s'établit alors à l'emplacement de la zone mesetienne. Au coeur de ce bassin se déposent des séries détritiques flyschoides (Fig. 7), alors que sur les bordures des faciès récifaux ou griottes traduisent la présence de hauts fonds.

Cette subsidence est contrôlée par de grandes failles normales NE-SW sur la bordure Ouest et ENE-SSW sur la bordure Nord (PIQUE, 1979). En bordure de ces failles les faciés sont conglomératiques et chaotiques.

- Du fait de la subsidence croissante, les dépôts ont caractère transgressif qui va persister jusqu'au *tournaisien*. Celui-ci présente un faciés côtier de grés à brachiopodes reconnu depuis la région de Marrakech jusqu'à Rabat, ce qui confirme l'existence d'un domaine émergé au Nord et à l'Ouest.

- Peu à peu le bassin se comblant, la mer se retire ce qui se traduit par une absence du *viséen inférieur* dans la plus grande partie de la méséta (PIQUE, 1979). Cette lacune du viséen inférieur peut être mise en relation avec l'épisode compressif qui affecte, à ce moment là, les régions orientales.

- Le *viséen supérieur-namurien* est une époque de transgression généralisée (PIQUE, 1979 ; BEAUCHAMP, 1984). On y note une sédimentation détritique rythmée qui est l'équivalent du culm Européen (MICHARD, 1976). La série viséo-namurienne, de plusieurs milliers de mètres d'épaisseur (HUVELIN, 1977) est essentiellement constituée de pélites, flyschs grésio-pélimitiques et de calcaires bioclastiques littoraux (BEAUCHAMP, 1984) (Fig. 7).

Cette sédimentation s'accompagne d'une intense activité volcanique, d'âge viséen supérieur, particulièrement bien développée dans le Sud de la méséta (massif des Rehamna et des Jebilet). Dans les Jebilet centrales des formations volcano-sédimentaires (tuffites basiques et acides) sont associées à un magmatisme bimodal qui témoignerait d'une ouverture intracontinentale de type rift (BORDONARO, 1983).

Dans l'Est de la méséta et dans le massif des Jebilet, les flyschs viséens supérieur sont surmontés par une formation chaotique de type olistostrome (ALLARY & al., 1976 ; HUVELIN, 1977). Cet olistostrome est localisé au front et à la base d'unités allochtones comprenant une importante série glissée de paléozoïque inférieur (silurien, ordovicien, dévonien) mais impliquant également une grande partie des flyschs viséens actuellement observables (ALLARY & al., 1976 ; BAMOUMEN, 1984, 1988). Ces glissements gravitaires annoncent le début du serrage du bassin mésetien.

2.2.2.3) LA PERIODE OROGENIQUE ET TARDI OROGENIQUE DU PALEOZOIQUE SUPERIEUR

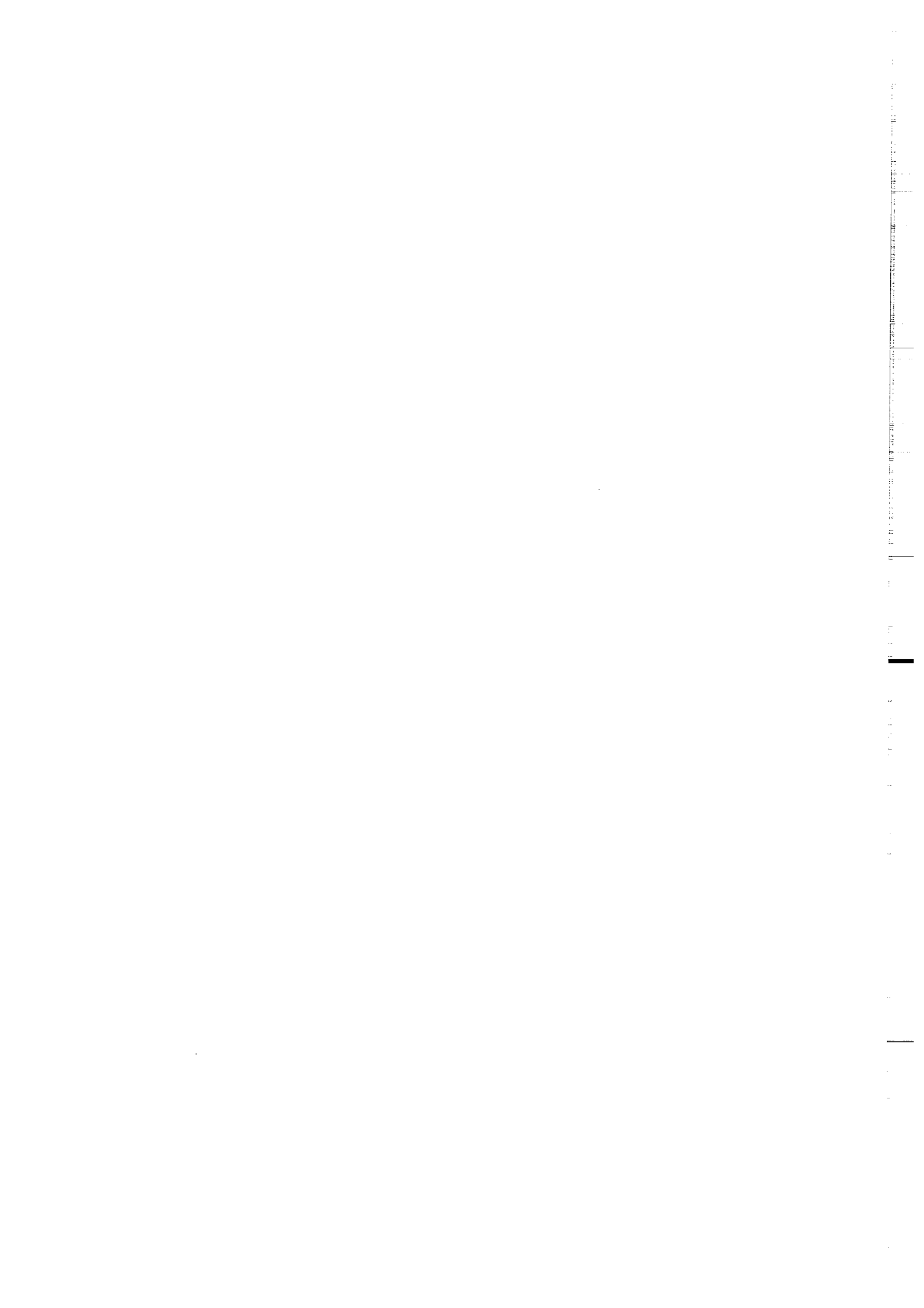
:

La mise en place des nappes gravitaires "synsédimentaires" annonce le début du serrage des bassins dévono-carbonifères de la méséta marocaine.

- Au plan de la sédimentation il n'existe cependant pas de preuves directes d'émergence avant le westphalien "C" (HOLLARD, 1978). Par contre il semble acquis que la mer ait pu persister entre le *Namurien et le westphalien inférieur* : calcaires namuriens inférieur, flysch namurien supérieur (CAILLEUX, 1974) et schistes à goniatites westphalien "A" dans le plateau central ; flysch namurien inférieur dans le paléozoïque du Haut Atlas (BEAUCHAMP, 1984).

- Le *westphalien "C"*, bien que légèrement plissé, est discordant sur le socle hercynien métamorphisé. Il s'agit de molasses conglomératiques grossières correspondant à des dépôts continentaux de bassins intramontagneux post-tectoniques (FRUVOST & TERMIER, 1949). L'essentiel du serrage varisque s'est donc produit avant le westphalien "C" et pour partie après le *westphalien "A"*.

- L'évolution hercynienne s'est achevée par la formation, au *stephano-autunien* de bassins à sédimentation continentale, parfois accompagnée de volcanisme. Ces bassins sont recouverts en discordance par le trias. Au total, entre le Stephano-autunien et le trias il est probable que la chaîne varisque a été décapée sur des épaisseurs variant entre 3000 et 8000 m (MICHARD, 1976).



**FORMATION, EVOLUTION ET ANALYSE
STRUCTURALE DES PLUTONS GRANITIQUES**

La mise en place de granitoides dans une portion de croûte est la conséquence d'une fusion partielle de la lithosphère. Les caractéristiques pétrographiques et géochimiques de ces granitoides reflètent la nature des sources magmatiques et les conditions de production des magmas. Leurs caractéristiques structurales permettent de reconstituer le champ de déformation régional à l'époque de mise en place des intrusions et dans leur site final de mise en place.

Le chapitre 1 aborde le problème de la production des magmas granitiques (fusion partielle, diapirisme, sources magmatiques, rôle de l'eau, principaux types de granites).

Le chapitre 2 concerne l'évolution thermomécanique des magmas granitiques.

Le chapitre 3 décrit la forme tridimensionnelle, la dimension et la distribution des intrusions granitiques.

Le chapitre 4 est une description des champs de structures intra et peri granitiques.

Le chapitre 5 présente les principales étapes de l'analyse structurale des plutons granitiques (1) forme et la distribution des plutons, (2) champs de structures, (3) champs de déformation finie (géométrie, cinématique et histoire de la déformation), (4) conditions physiques de la déformation lors de la mise en place des plutons.

1. PRODUCTION DES MAGMAS GRANITIQUES.

1.1) FUSION PARTIELLE :

Les propriétés rhéologiques des roches sont étroitement dépendantes de la température. Plus la température s'élève, plus le comportement des roches se rapproche d'un comportement newtonien (comportement de fluides visqueux se déformant à la moindre sollicitation), tandis que la valeur absolue de leur viscosité décroît fortement (Fig. 1).

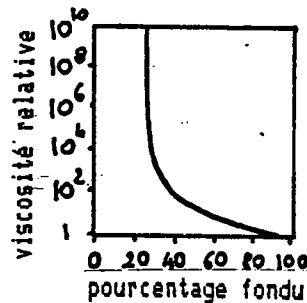


Fig. 1 ; Variation de la viscosité relative en fonction du pourcentage de fusion partielle pour une suspension de particules rigides dans un produit fondu newtonien selon la formule de EINSTEIN-ROSCOE (d'après ARZI, 1978).

Lorsque la température dépasse le seuil de la fusion partielle pour un matériau donné, la roche que l'on pouvait préalablement considérer comme un solide devient assimilable à une suspension de particules solides dans un fluide. La viscosité du mélange solide-liquide peut être exprimée par la loi de EINSTEIN-ROSCOE (EINSTEIN, 1906, 1911 ; ROSCOE, 1952) :

$$\mu_m / \mu_o = (1.35 C - 0.35)^{-2.5}$$

ou " μ_m " est la viscosité du mélange, " μ_o " la viscosité du liquide et "C" le pourcentage de liquide. Lorsque "C" atteint, au cours de la fusion partielle, le seuil critique de 35% environs (ARZI, 1978), la viscosité du mélange chute brutalement (Fig. 1). Ce seuil contrôlé par la taille et la forme des grains est indépendant de la composition de la roche ainsi que de la vitesse et des mécanisme de déformation opérant dans la fraction solide (VAN DER MOLEN & PATERSON, 1979).

Pour une température donnée la fusion étant proportionnelle au temps, les variations de la viscosité d'une roche, soumise à un chauffage progressif, dépendront de la vitesse de montée en température :

- Si le chauffage est lent, la diminution de viscosité sera lente, mais les isothermes seront espacés et une épaisseur importante de la croûte sera soumise à la fusion partielle.

- Par contre si le chauffage est rapide, comme par exemple autour d'un diapir mantellique, les isothermes seront resserrés autour de la source de chaleur et la diminution de viscosité, liée à la fusion partielle, sera rapide. Ceci se traduit par l'individualisation d'une couche, relativement peu épaisse, à viscosité beaucoup plus faible que celle du même matériel situé au dessus et non affecté par la fusion partielle.

A ce moment la couche intensément chauffée au contact de la source thermique devient instable et des structures diapiriques commencent à s'individualiser. Ce phénomène, connu sous l'appellation de convection turbulente ou turbulence thermique a été modélisé en deux dimensions (ELDER, 1977).

Dans les premiers stades de cette modélisation des déflexions périodiques, sortes de structures en cloche, apparaissent sur l'interface séparant la couche surchauffée de sa surcharge (Fig. 2 a). Ces déflexions contrôlent l'écoulement du matériel à faible viscosité. Lorsqu'un volume critique de matériel à faible viscosité est atteint dans les structures en cloche, il se détache de la zone source et monte rapidement dans la surcharge (Fig. 2 b). Du matériel froid vient le remplacer à la base du système et un nouveau cycle peut recommencer.

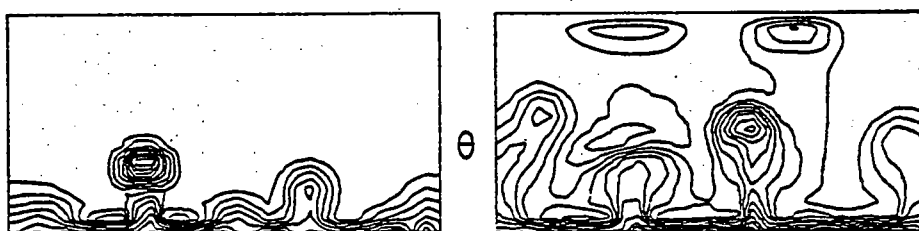


Fig. 2 ; Modèle numérique en deux dimensions de convection turbulente (d'après ELDER, 1977). θ , température ; a, stade précoce ; b, stade avancé.

1.2) ASCENSION DES MAGMAS GRANITIQUES :

La juxtaposition dans un système gravitaire de plusieurs composants de densité différente entraîne la création de gradients de densité. Lorsque le composant à forte densité se trouve au dessus du composant à faible densité, on obtient un gradient de densité inverse.

Dans la croûte ces gradients de densité inverse peuvent être soit d'origine mécanique, comme par exemple lors du dépôt d'une couche dense sur une couche moins dense, soit d'origine thermique.

Les gradients d'origine thermique ont une grande importance dans l'étude de la mise en place des plutons. Ils proviennent généralement de la diminution de la densité des roches sous l'effet de la dilatation thermique.

1.2.1) DIAPIRISME :

Les systèmes fluides à gradients de densité inverse sont instables. Leur dynamique est caractérisée par l'instauration d'un mouvement convectif permettant au fluide le plus dense, appelé surcharge, de prendre la position basse et au fluide le moins dense, appelé source, de gagner la position haute (RAMBERG, 1967, 1968, 1970, 1972, 1981 ; WOITD, 1978 ; SOULA, 1982), (Fig. 3). Comme la plupart des phénomènes instables (COBBOLD, 1976), l'évolution des instabilités gravitaires ascendantes peut être décomposée en trois stades caractéristiques : naissance, amplification et amortissement.

- La *naissance* correspond à une déformation de l'interface, entre la source et la surcharge, qui prend une forme en cloche.

- *L'amplification* correspond à une forte accélération du processus. La cloche se resserre à la base pour donner un globe uniquement relié à la couche source par un étroit pédoncule.

La vitesse d'amplification augmente (1) quand la viscosité de la surcharge diminue, (2) quand le contraste de densité augmente, (3) quand l'épaisseur de la couche source augmente (RAMBERG, 1967, 1968, 1972 ; WOIDT, 1978).

- *L'amortissement* intervient lorsque le sommet de la structure arrive à proximité de la bordure supérieure du système. Le diapir ne pouvant plus monter s'étale latéralement. Cet étalement correspond à une expansion dans le plan horizontal.

Dans la croûte continentale l'amortissement des diapirs peut être du à la présence d'un obstacle mécanique (couches compétentes), à une diminution du contraste de viscosité ou à une diminution du contraste de densité.

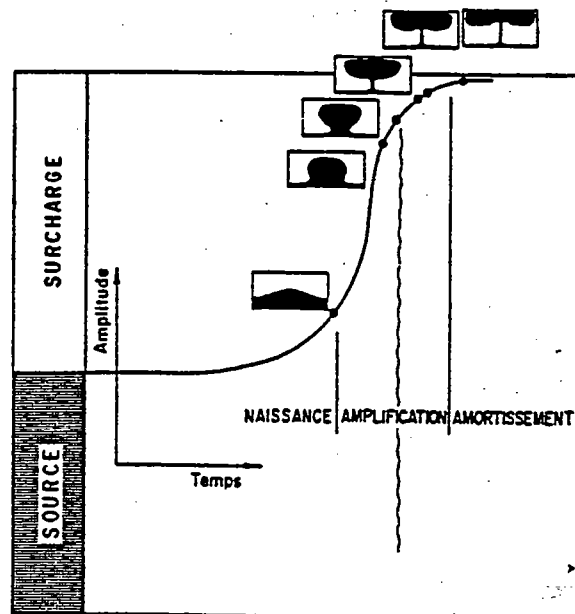


Fig. 3 ; Evolution d'une instabilité de Rayleigh-Taylor. Forme de la structure et de la courbe d'amplification, (d'après WOIDT (1978),

La vitesse d'ascension des diapirs magmatiques peut être estimée à l'aide de la loi de STOKES relative au déplacement ascendant d'une sphère visqueuse de viscosité μ_2 dans un milieu de viscosité μ_1 où "a" est le rayon de la sphère, "g" l'accélération de la pesanteur, et $\Delta\rho$ le contraste de densité.

Puisque les magmas sont beaucoup moins visqueux que la croûte non fondue ($\mu_2 \ll \mu_1$), la loi de stokes se simplifie à :

$$V = 1/3. (a^2. g. \Delta\rho) / \mu_1$$

On constate que la vitesse d'ascension est directement proportionnelle au rayon de la sphère et inversement proportionnelle à la viscosité du milieu. Ce dernier point a une grande importance dans le cas des plutons granitiques qui, étant très chauds, amollissent thermiquement leur encaissant ce qui facilite et accélère leur ascension.

De manière générale dans une croûte de viscosité moyenne 10^{19} p et pour un un contraste de densité de 0.1, la vitesse de montée d'un pluton de 1 km de rayon sera de 0.5 cm /an et pour un pluton de 10 kms de rayon, de 50 cms /an. Etant donné que ces dimensions correspondent aux dimensions moyennes des plutons granitiques on en déduit, dans la limite d'estimation de la viscosité moyenne de la croûte, que les vitesses de montée des plutons granitiques sont de l'ordre du centimètre à la dizaine de centimètres par an. Ceci implique qu'un pluton granitique peut traverser la croûte continentale dans un délai compris entre 0.1 et 1.0 Ma, (BRUN, 1981).

1.2.2) ASCENSION DE MAGMA LE LONG DE FRACTURES :

Les modèles expérimentaux de RAMBERG (1970, 1981) montrent le rôle des discontinuités préexistantes dans la localisation et l'ascension des magmas granitiques. Ces discontinuités contrôlent la formation de dômes allongés qui donnent eux mêmes naissance à de petites intrusions régulièrement espacées. Par ailleurs de nombreuses études montrent que, dans la croûte supérieure fragile, les intrusions granitiques se font par injection de magma le long de fractures préexistantes avec assemblage in situ des plutons (PITCHER & BERGER, 1972 ; PITCHER, 1979 ; HUTTON, 1982 ; BUSSEL & PITCHER, 1985 ; HUTTON, 1988 a,b) (Fig. 4). Ceci est également le cas des magmas granitiques alcalins injectés sous forme de filons annulaires par subsidence en chaudron au toit d'une chambre magmatique (BONIN, 1982), (Fig. 4). Les vitesses d'ascension sont ici sensiblement plus élevées et peuvent atteindre des valeurs de l'ordre de 3m/an (BONIN, 1982).

Ce mécanisme d'ascension des magmas par injection le long de fractures, permet d'expliquer la présence de plutons granitiques dans des niveaux superficiels fragiles dans lesquels les structures diapiriques ne peuvent s'amplifier qu'en présence de gaines migmatitiques périphériques, (MARSH, 1982).

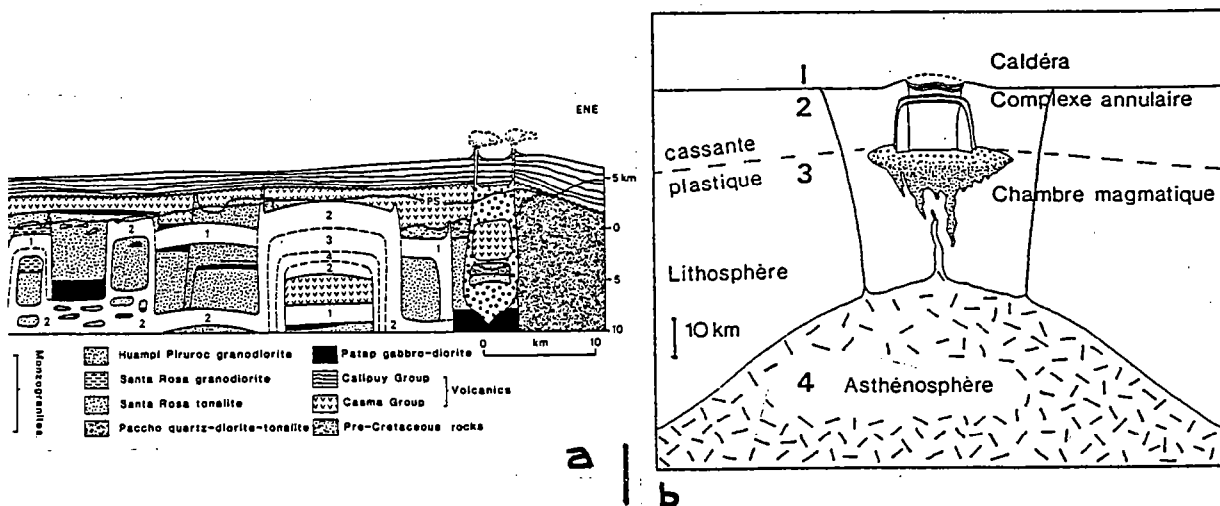


Fig. 4 : mécanismes d'ascension des magmas granitiques par injections le long de fractures préexistantes, a, granites calcoalkalins Andins (d'après BUSSEL & PITCHER, 1985), b) filons annulaires alcalins (d'après BONIN, 1982)

1.3) PROCESSUS DE FORMATION DES MAGMAS GRANITIQUES :

La formation d'un magma granitique, à partir d'un matériel initial solide, se produit lorsque des modifications des conditions physiques (P, T, P_{H_2O}) sont suffisantes pour permettre le franchissement du solidus. Il se produit alors un début de fusion entraînant une diminution de densité avec possibilité de déclenchement d'une ascension diapirique.

La cause principale de fusion partielle dans la croûte continentale paraît être l'élévation de température faisant suite à l'épaississement crustal (ENGLAND & THOMPSON, 1984, 1986) et/ou à l'accrétion sous crustale de magmas mantelliques (HODGE, 1974 ; HUPPERT & SPARKS, 1988). A ces processus d'origine thermique il convient d'ajouter deux mécanismes de fusion partielle propres aux roches anhydres (sans phase fluide libre) : la décompression adiabatique et l'hydratation (Fig. 5).

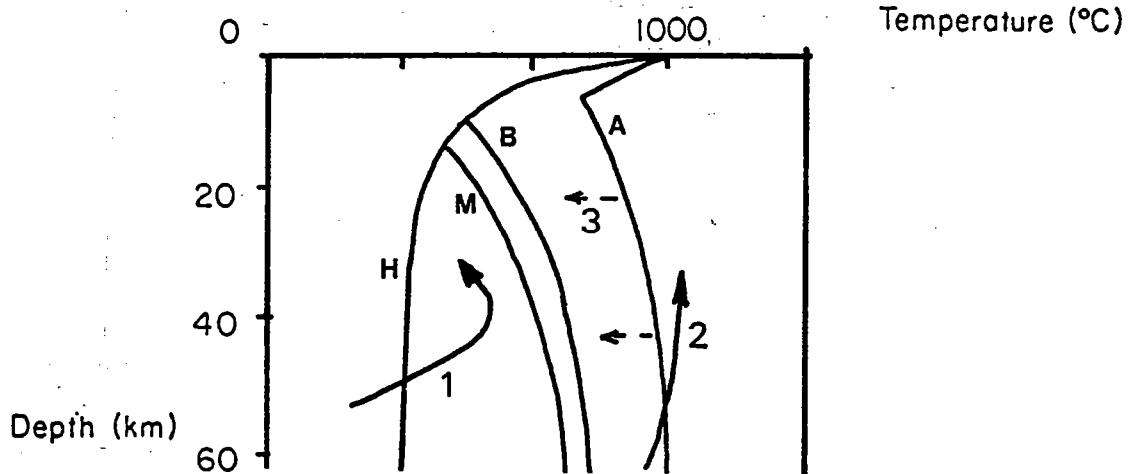


Fig. 5 ; Conditions de fusion partielle pour les roches des séries granite, tonalite, gabbro (d'après WYLLIE, 1977 ; ENGLAND & THOMPSON, 1984, 1986).

1, fusion par élévation de température suite à un épaississement crustal ; 2, fusion par décompression adiabatique du manteau supérieur (zones en extension) ; 3, fusion par hydratation du manteau (zones de subduction).

1.3.1) EPAISSISSEMENT CRUSTAL :

Dans les zones de collision continentale la fusion crustale est une des conséquences de la relaxation thermique associée à l'épaississement de la croûte. L'allure des chemins P, T, t après épaississement ont été calculés par le biais de modélisations numériques (GRAHAM & ENGLAND, 1976 ; ENGLAND & THOMPSON, 1984, 1986 ; DAVY, 1986). Ce type de modèle montre la localisation des sites potentiels de fusion partielle (Fig. 6) :

- Dans le cas où l'épaississement crustal (doublement par chevauchement d'une croûte de 35 km soit 70 km d'épaisseur) est suivi d'une période d'érosion (35 km sur 120 Ma soit 0.3 mm/an), la croûte inférieure (-45 à -70 km) passe dans le domaine de la fusion partielle à saturation d'eau (H Fig. 6a) entre 0 et 20 Ma après épaississement (chemins 2,3,4 Fig. 6a). Dans ce cas de figure seules les parties basales de la croûte atteignent le domaine de la fusion à sec avec déstabilisation de biotite et hornblende (B, Fig. 6a) environs 40 Ma après épaississement (chemin 4 Fig. 6a).

- Dans le cas où l'épaississement crustal s'accompagne (1) d'une augmentation sensible du flux thermique (épaississement homogène pendant 30 Ma suivi de 30 Ma sans déformation permettant l'augmentation du flux thermique par contribution radiogénique), (2) d'une extension post-épaississement (60 Ma), la moitié de la croûte inférieure passe dans le domaine de la fusion à sec (chemins 3,4 Fig. 6b). La fusion crustale est ici fortement amplifiée par la remontée isotherme de la base de la croûte lors de la période d'extension.

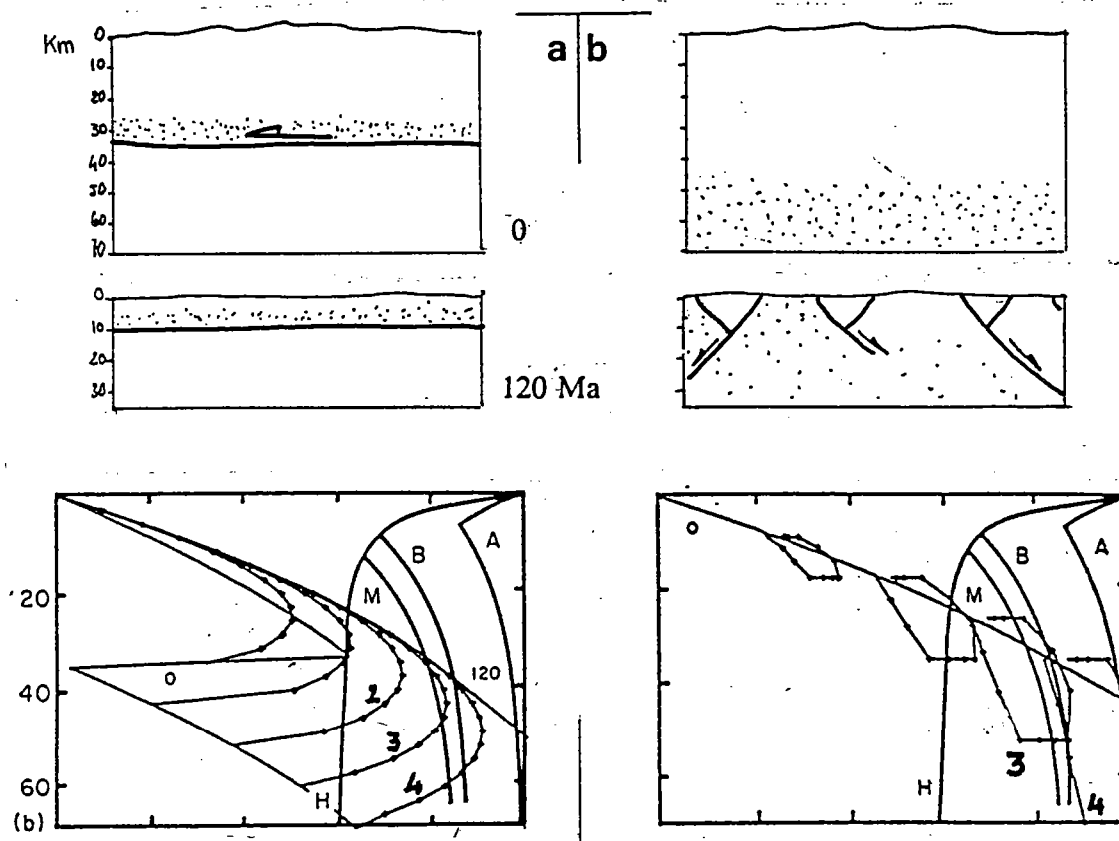


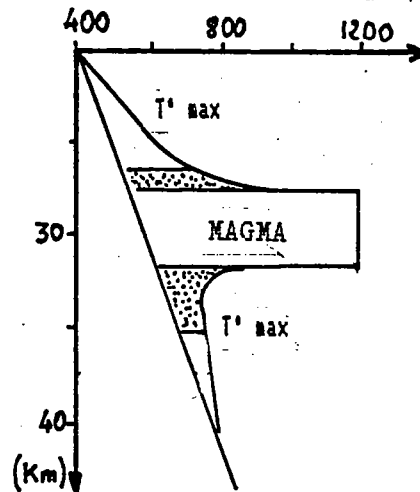
Fig. 6 : Chemins P,T,t après épaississement crustal faisant apparaitre les sites potentiels de fusion partielle (d'après ENGLAND & THOMPSON, 1985), a, épaississement par chevauchement suivi de 0.3 mm d'érosion par an pendant 120 Ma, b, épaississement homogène (30 Ma) suivi de 30 Ma sans déformation au cours desquelles le flux thermique augmente par contribution radiogénique puis 60 Ma d'extension entraînant une remontée isotherme de la croûte puis un refroidissement isobare, Solidus à saturation d'eau (H), solidus à sec (M),(B),(A).

1.3.2) ACCRETION SOUS CRUSTALE DE MAGMAS BASIQUES :

La montée de magmas basiques du manteau supérieur venant s'étaler à la base de la croûte continentale modifie considérablement le régime thermique de celle-ci. A l'aide d'un modèle thermique simple HODGE (1974) a calculé les profils des températures maximales atteintes et l'épaisseur des zones de fusion partielle provoquées par le refroidissement d'un sill de 4 Kms d'épaisseur et de température initiale de 1200°, mis en place à 30 Kms de profondeur dans une croûte présentant un gradient géothermique de 20°C/Km (Fig. 7).

Deux zones de fusion partielle apparaissent, l'une au dessus et l'autre au dessous du sill. Ce sont des sites potentiels d'instabilité gravitaire d'origine thermique.

Fig. 7 : Profil des températures maximales atteintes autour d'une intrusion de 4 Kms d'épaisseur mise en place à 30 Kms de profondeur (d'après HODGE, 1974). Température initiale du magma 1200°C. En grisé les zones de fusion partielle.



Plus récemment HUPPERT & SPARKS, (1988) ont analysé la dynamique des fluides et le transfert de chaleur au toit d'un sill basaltique. Ces auteurs ont montré qu'au toit d'un sill de 500 m d'épaisseur ($T=1200^{\circ}\text{C}$), une croûte dont la température initiale est de 500°C et la température de fusion 850°C , va fondre sur 300m d'épaisseur pour donner des magmas crustaux HT (T 'initiale = 1000°C). Par ailleurs les modèles de fusion crustale en contexte de collision (ENGLAND & THOMPSON, 1986) montrent que, sans introduction de grandes quantités d'eau, la fusion de la base de la croûte n'est possible qu'avec une augmentation sensible du flux thermique. Cet apport de chaleur peut être d'origine intracrustale (contribution radiogénique) mais il semblerait qu'il soit, plus généralement, d'origine mantellique (CLEMENS & VIELZBUR, 1987).

1.3.3) FUSION PAR DECOMPRESSSION ADIABATIQUE :

Si l'on tient compte des courbes de fusion à sec (WYLLIE, 1977) on constate que plusieurs processus, autres que l'élévation de température, peuvent engendrer une fusion partielle (Fig. 5).

Pour les roches anhydres (manteau supérieur et base de la croûte), en raison de la pente du solidus, une remontée adiabatique avec diminution de pression se traduira par un franchissement du solidus et par un début de fusion.

1.3.4) FUSION PAR AUGMENTATION DE LA PRESSION FLUIDE :

L'introduction d'une phase fluide dans des roches initialement anhydres a pour conséquence de déplacer le solidus vers des domaines à plus basse température. Leur point de fusion étant abaissé sans modification sensible des conditions P,T, ces roches commencent à fondre.

Ceci peut se produire lors des transferts de fluides qui accompagnent la subduction d'une plaque lithosphérique (MAURY, 1984).

1.3.5) FUSION PAR AUGMENTATION DE PRESSION :

Pour les roches à saturation d'eau la pente du solidus diminue progressivement dans la tranche 10-0 Kb qui correspond au domaine de la croûte continentale. Si les roches appartenant à ce domaine subissent une augmentation de pression rapide il y aura possibilité de franchissement du solidus et début de fusion. Ce processus, qui peut intervenir lors d'un épaissement crustal, en liaison avec des chevauchements intralithosphériques, ne paraît pas capable d'engendrer une importante fusion partielle. Il peut contribuer à la formation des magmas granitiques "crustaux" mais favorise avant tout la mobilité verticale de ces magmas en les éloignant des conditions P,T de leur solidus, (BONIN & LAMEYRE, 1986).

1.3.6) ECHAUFFEMENT DU A LA DEFORMATION :

Au cours de la déformation, une partie du travail effectué est transformé en chaleur. Lorsque la déformation est intense, par exemple dans les grandes zones de cisaillement, une élévation significative de la température peut se produire (NICOLAS & al., 1977 ; BRUN & COBOLD, 1980). Les modèles calculés par FLEITOUT et FROIDEVAUX (1980) montrent cependant que si l'élévation de température est suffisante pour produire un amollissement rhéologique dans de telles zones de cisaillement, elle ne permet pas d'atteindre le seuil de la fusion partielle. Il est donc peu probable que l'échauffement du à la déformation puisse à lui seul être à l'origine d'instabilités gravitaires conduisant à la formation de plutons granitiques.

1.3.7) ROLE DE L'EAU :

La fusion crustale est étroitement contrôlée par l'évolution du régime thermique. Elle est aussi fortement dépendante de la quantité d'eau disponible dans la croûte (WHITNEY, 1988). L'eau influence la quantité de magma produit, son champ de stabilité et par la même son évolution, sa température de cristallisation et sa profondeur de mise en place.

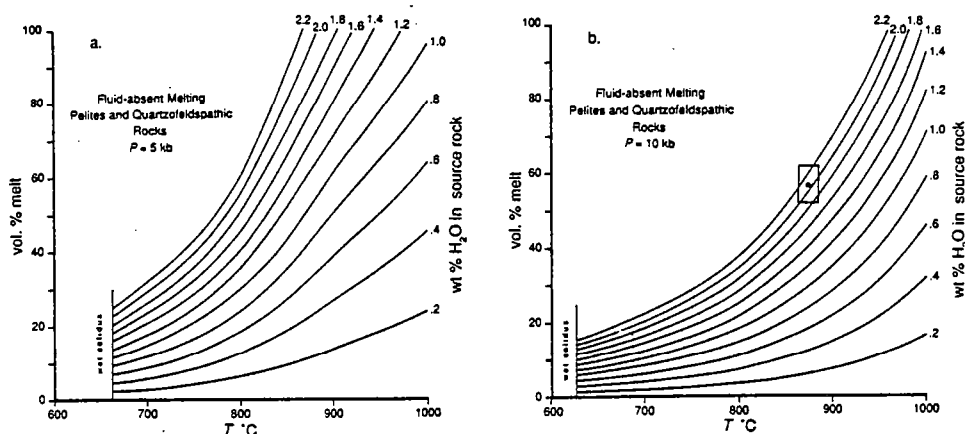


Fig. 8 : Diagramme montrant la quantité de magma produite par fusion à sec en fonction de la température et de la teneur en eau de la source (pélites et roches quartzo-feldspathiques), (d'après CLEMENS & VIELZEUF, 1987),

L'eau mise en jeu lors de la fusion partielle de la croûte a deux origines principales. Elle peut provenir de la déstabilisation de silicates (muscovite, biotite, hornblende) lors d'une fusion sans phase fluide. L'eau peut également être introduite dans la croûte à la suite du sous charriage d'une croûte continentale ou de la subduction d'une croûte océanique hydratée.

(1) L'eau issu de la deshydratation des muscovites, biotites puis hornblendes intervient dans la production des granites anatectiques (HYNDMAN, 1981 ; WHITNEY, 1988). La quantité de magma produite par ces réactions de deshydratation a été calculée pour différentes sources crustales dont la teneur en eau est connue (CLEMENS & VIELZEUF, 1987). Les diagrammes obtenus montrent la corrélation, lors d'une fusion à sec, entre la quantité de magma produit, la température et la teneur en eau de la source, (Fig. 8).

Hydrated phase involved in melting	Muscovite	Biotite	Hornblende
Alkali/Al characteristics	Peraluminous	Peraluminous-meta-aluminous	Meta-aluminous-peralkaline
K/Na ratio	High, >1	Intermediate, ~1 or so	Low, <1
Initial temperature	650-750 °C	750-850 °C	>900 °C
Delta ¹⁸ O	High, ~10	Variable, as much as 10 or so	Lower, 7-8
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀	High, >0.710	Variable, in many cases >0.710	Lower, 0.703-0.710
Accessory minerals	Epidote, allanite, tourmaline, topaz, garnet, sillimanite, andalusite, ilmanite.	Garnet, allanite, sillimanite, cordierite, ilmenite, pyroxene	Pyroxene, magnetite, sphene

Fig. 9 : Caractéristiques des granites anatectiques (d'après WHITNEY, 1988).

Les caractéristiques des magmas produits diffèrent suivant les réactions de déshydratation mises en jeu (HYNDMAN, 1981 ; WHITNEY, 1988), (Fig. 9) :

- Les magmas produits par déshydratation de muscovite sont peralumineux, ont des rapports K/Na élevés, des rapports initiaux du strontium ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr et un $\delta_{18}O$ également élevés. Leur mobilité verticale est limitée par leur température relativement basse (660 à 760°C) et leur teneur en eau élevée.
- Les magmas produits par deshydratation de la biotite sont peralumineux à méta alumineux. Ils ont des rapports K/Na intermédiaires (≈ 1), des rapports initiaux du strontium et des $\delta_{18}O$ élevés. Leurs températures initiales plus élevées (750 à 880°C) leur permettent d'atteindre, au cours de leur ascension, des niveaux crustaux plus superficiels (Fig. 10).
- Les magmas produits par deshydratation de hornblende sont peralkalins à méta alumineux. Leurs rapports K/Na sont plus bas (<1). Il en est de même pour les rapports du strontium et de l'oxygène (Fig. 9). Leur température initiale très élevée (>900°C) leur permet d'atteindre des niveaux très superficiels (Fig. 10).

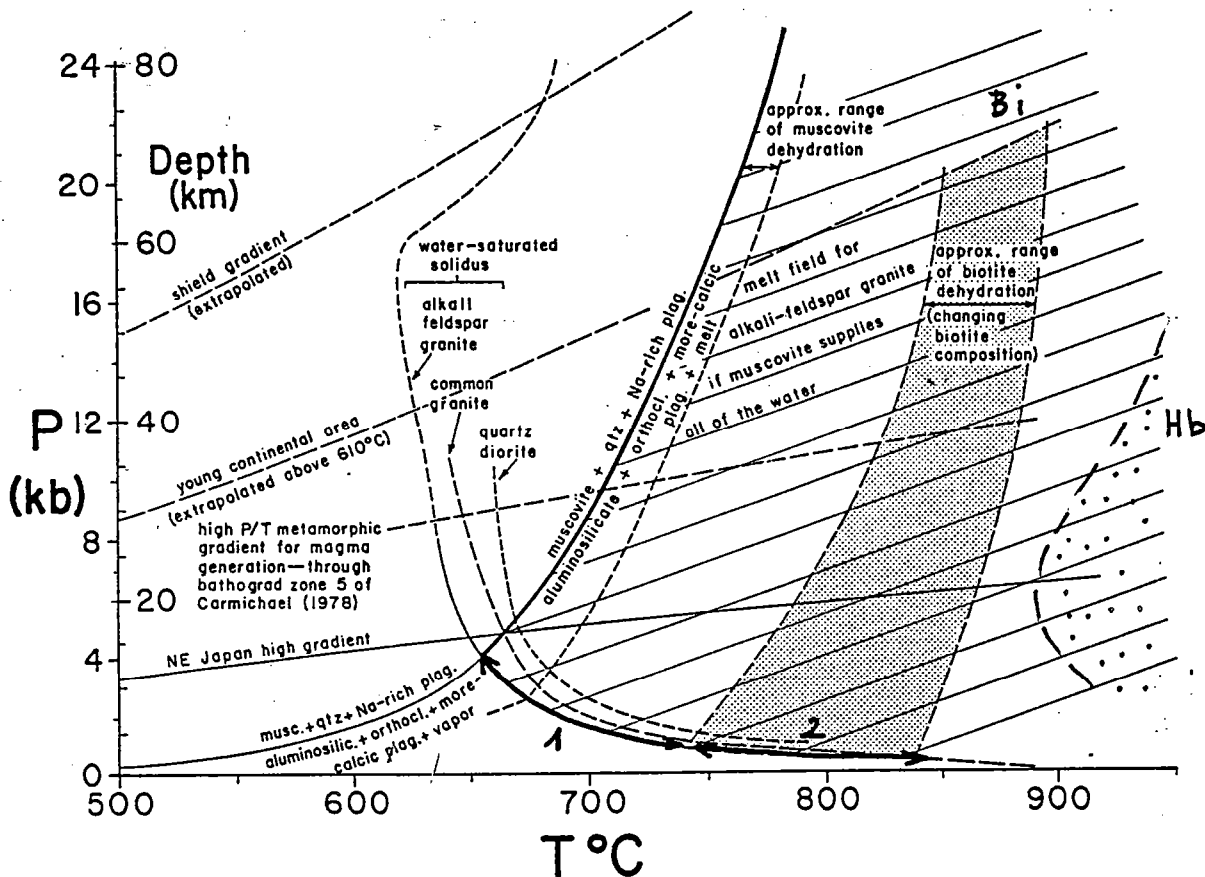


Fig. 10 : Conditions de fusion partielle à sec dans la croûte continentale et production de granites anatectiques (d'après HYNDMAN, 1981). Profondeur de mise en place des magmas générés par deshydratation (1) de muscovite, (2) de biotite,

(2) Une phase fluide peut être introduite dans la croûte inférieure, au niveau des zones de convergence de plaques, en liaison avec la déshydratation d'une croûte continentale sous charriée. L'arrivée de cette phase fluide dans une zone métamorphique de haut grade déclenche une anatexie généralisée dans les conditions du minimum thermique (saturation en eau), (FOURCADE, 1981) pour donner des granites typiquement crustaux présentant une mobilité verticale limitée.

Les phases fluides libérées lors de la subduction d'une croûte océanique hydratée peuvent être véhiculées par des basaltes et des andésites. Ces magmas induisent une fusion partielle de la croûte et peuvent se trouver piégés sous les magmas granitiques moins denses avec lesquels ils vont interagir pour donner des granites mixtes mantelliques et crustaux (WHITNEY, 1988).

1.4) PRINCIPAUX TYPES DE GRANITOIDES :

Quatre grands types de granites sont classiquement distingués (LAMEYRE, 1980). Ils diffèrent par (1) le contexte géodynamique de leur mise en place, (2) leurs caractéristiques pétrographiques et les séries magmatiques auxquelles ils se rattachent, (3) la nature des sources magmatiques. Ces différentes caractéristiques sont résumées sur la figure 11.

1.4.1) LES GRANITES ALCALINS :

Les granites appartenant à des séries alcalines (A Fig. 11), se mettent en place en contexte anorogénique, dans les zones de distension, où ils forment des alignements localement soulignés par des rifts (BONIN, 1980 ; 1982). Ces zones de mise en place peuvent être des domaines intracontinentaux épais, des limites cratons-ceintures plissées ou des zones de faiblesse lithosphérique jouant en faille transformante. Ces granites montent très haut dans la croûte (entre - 1 km et - 4 km) et ne forment pas de plutons mais des complexes annulaires zonés mis en place par subsidence le long de fractures en voûte (BONIN, 1982).

Du fait de la forte différence de température avec l'encaissant, ces granites présentent des bordures figées et les phénomènes de métamorphisme de contact y sont très limités. Ce sont des granites à gros quartz subautomorphes, pauvres en micas, caractérisés par la présence d'un seul feldspath mésoperthitique dans le cas des granites hypersolvus, et de deux feldspaths (microcline et albite) dans le cas des granites subsolvus (BONIN, 1982).

Sur le diagramme quartz, plagioclases, feldspaths alcalins de STRECKEISEN (1973), les séries alcalines suivent la base feldspathique PA du triangle puis remontent par le côté QA vers le domaine des minimums thermiques du système quartz - albite - orthose - H₂O (TUTTLE & BOWEN, 1958) (Fig. 11)

La source de ces granites est probablement d'origine mantellique. Ces granites représenteraient les produits différenciés d'un magma basique (basalte alcalin) formé par détente du manteau supérieur (BONIN & LAMEYRE, 1978 ; BONIN, 1982). La différenciation de ce magma se produirait dans des chambres magmatiques dont la profondeur varie entre - 7 et - 32 kms (BONIN, 1982). Ces granites pourraient également résulter de processus de fusion partielle (review in FOURCADE,, 1981).

Exception faite des granites hypersolvus facilement reconnaissables par leur feldspath potassique mesoperthitique, les termes les plus différenciés d'une série alcaline sont souvent difficiles à distinguer, sur de simples arguments pétrographiques de leurs homologues calcoalcalins.

1.4.2) LES GRANITES THOLEIITQUES :

Les granites tholeiitiques ou plagiogranites se mettent en place dans les zones en distension (B Fig. 11). On peut les trouver dans les zones de distension intraplaque où ils témoignent d'un fort amincissement crustal (tholéiites continentales), dans les complexes ophiolitiques ou dans les zones d'accrétion océanique, à l'aplomb des rides à faible taux d'expansion permettant une différenciation plus poussée dans les chambres magmatiques (COLEMAN & PETERMAN, 1975). Ils participent alors en faible quantité (moins de 10%) à la constitution de la croûte océanique.

Leur profondeur de mise en place est très faible (- 2 kms à -4 kms). Les plagiogranites comprennent des granites albitiques et des trondhémities (BARKER, 1979). Ils sont caractérisés par l'absence de feldspaths potassiques. Sur un diagramme de STRECKEISEN (1973) les plagiogranites suivent d'abord le côté QP dans le sens plagioclases-quartz ce qui traduit une évolution par fractionnement des plagioclases et gain de quartz puis après une coupure et formation d'albite évoluent vers le domaine des minimums thermiques. Il semble exister une distinction nette entre les plagiogranites océaniques présentant une très faible teneur en K et les trondhémities continentales caractérisées par un enrichissement considérable en Fe (COLEMAN & PETERMAN, 1975). La source magmatique est ici essentiellement mantellique. Ces granites se forment dans des zones soumises à une forte distension avec remontée du Moho. Des liquides basaltiques se forment alors par dépression, puis montent et se différencient dans une chambre magmatique au sommet de laquelle se localisent les plagiogranites très mobiles.

1.4.3) LES GRANITOIDES CALCO-ALCALINS :

Les granitoïdes calco-alkalins se mettent en place dans les zones de convergence de plaques. Ils forment des massifs composites dont la variété de types pétrographiques traduit la complexité des mécanismes de production.

Sur un diagramme Q.A.P., les magmas calcoalkalins peuvent s'organiser suivant plusieurs séries (C Fig. 11), (LAMEYRE & BOWDEN, 1982) :

- Des séries tonalitiques (gabbros, tonalites, granodiorites) pauvres en potassium (a Fig. 11 C).
- Des séries granodioritiques (gabbros, diorites, granodiorites, granites), (b Fig. 11 C).
- Des séries monzonitiques (gabbros, diorite, monzonites) riche en potassium (série calco-alkaline potassique), (c Fig. 11 C).

Deux types de magmas calcoalkalins doivent être distingués :

(1) Les magmas calcoalkalins corrélables avec le fonctionnement d'une zone de subduction sont attribuables à la fusion partielle de la croûte océanique subductée mais surtout à la fusion du manteau à l'aplomb de la zone de subduction (WYLLIE, 1977 ; MAURY, 1984) (Fig 11C). La fusion partielle du manteau supérieur intervient lorsque les fluides expulsés de la plaque plongeante sous-jacente (déshydratation des sédiments entraînés dans le plan de subduction et libération d'eau lors du passage de la croûte océanique du faciès amphibolite au faciès élogite avec transformation des amphiboles en pyroxènes et grenat). Ces fluides libérés entre - 100 kms et - 50 kms remontent dans le manteau supérieur et hydratent les péridotites dont ils abaissent la température de début de fusion d'environ 450°. Pour une quantité d'eau suffisante (25 à 30 % pour des pressions de 20 à 30 kb), le manteau supérieur commencera à fondre pour donner des magmas calcoalkalins riches en amphiboles et en minéraux hydroxylés. Dans ce type d'association plutonique calcoalkaline les termes différenciés les plus largement représentés sont les tonalites.

(2) Les magmas calcoalkalins mis en place tardivement dans les zones de collision et non directement corrélables avec le fonctionnement d'une zone de subduction sont attribuables à la fusion de la croûte continentale (Fig. 11E).

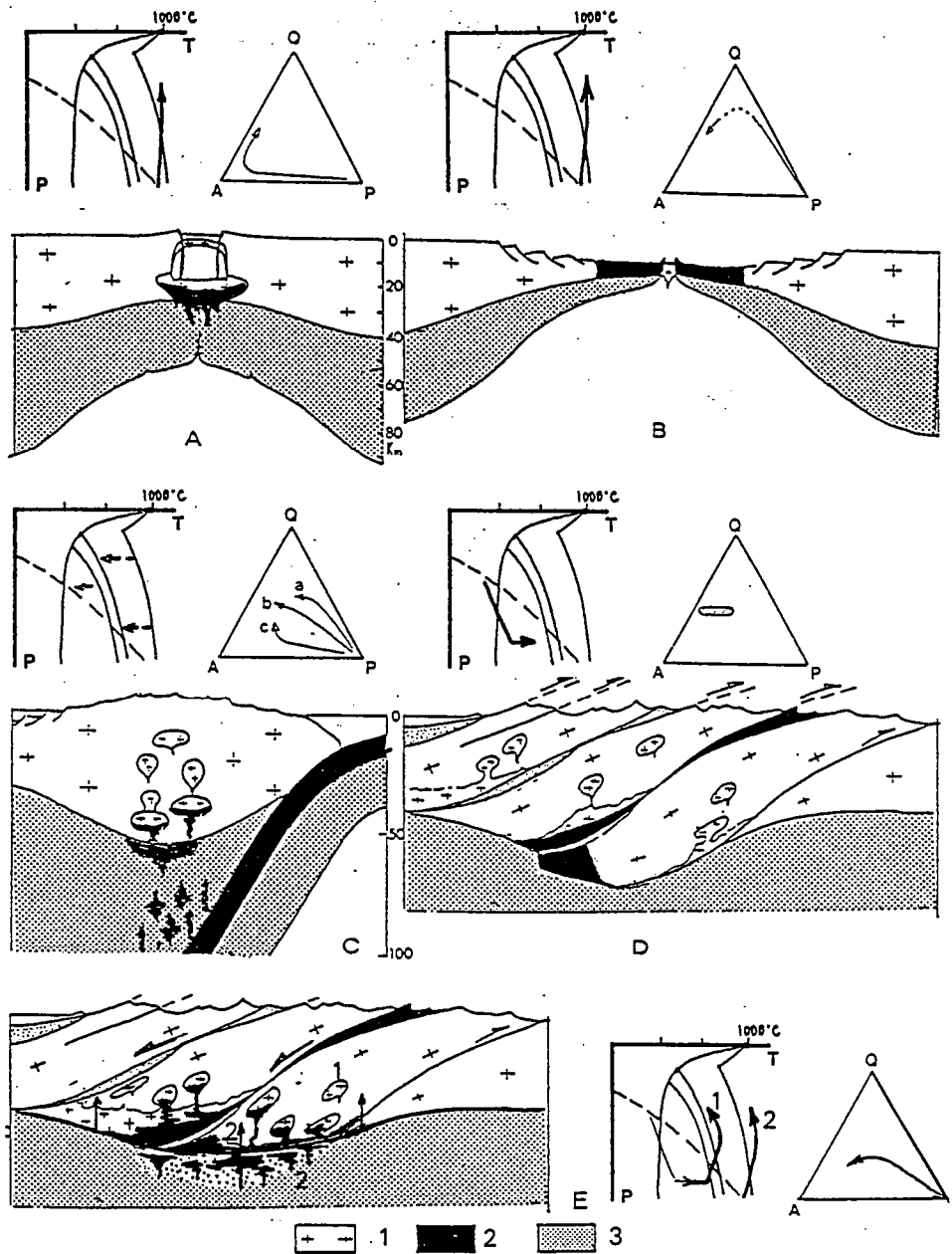


Fig. 11 : Contextes géodynamiques de mise en place, processus de fusion partielle (diagrammes P-T), et répartition sur un diagramme QAP (LAMEYRE & BOWDEN, 1982) des principaux types granitiques. A, granitoides alcalins (complexes annulaires et chambres magmatiques) formés par détente du manteau, B, granites tholéiitiques dans une ride océanique, C, granites calcoalcalins formés par hydratation du manteau supérieur à l'aplomb d'une zone de subduction (diagramme QAP : a, série tonalitique, b, série granodioritique, c, série monzonitique), D, leucogranites issus d'une fusion crustale en présence d'eau, après épaissement, E, granites calcoalcalins associés à l'anatexie crustale post collision et attribuables à l'augmentation du flux thermique et/ou à la décompression post épaissement avec une participation magmatique mantellique, 1, croûte continentale et granites ; 2, croûte océanique et magmas basiques ; 3, Manteau supérieur,

L'implication de la croûte continentale dans la génèse de ces magmas est décelable au niveau de leur signature pétrographique et géochimique (DIDIER & LAMEYRE, 1969 ; CAPDEVILA & al., 1973 ; VIDAL, 1976 ; ALLEGRE & BEN OTHMAN, 1980). Deux modèles sont ici envisageables :

- Le premier modèle (ENGLAND & THOMPSON, 1986), fait appel à une source essentiellement crustale. L'épaississement d'une croûte présentant un flux de chaleur initialement élevé peut induire la fusion à sec d'amphibolites et générer des magmas calcoalcalins. Dans ce type de modèles la décompression isotherme qui fait suite à l'épaississement (Fig. 6) peut favoriser la fusion de la croûte inférieure (ALBAREDE, 1976).

- Le deuxième modèle (DIDIER & LAMEYRE, 1969 ; FOURCADE, 1981 ; HARRIS & al., 1986), suppose l'injection de magmas mantelliques en base de croûte. L'élévation de température au contact de ces intrusions basiques peut induire une fusion crustale (HUPPERT & SPARKS, 1988) avec possibilité de mélange entre les magmas crustaux et les produits de différenciation des magmas basiques puis évolution par assimilation et cristallisation fractionnée. Les enclaves basiques observables dans les termes évolués de ces séries calcoalcalines seraient les témoins des "précurseurs basiques mantelliques" (DIDIER & LAMEYRE, 1969).

L'origine de ces magmas mantelliques post-collision est difficile à contraindre. Une subduction continentale avec délamination croûte-manteau peut induire un tel magmatisme (HARRIS & al., 1986), une décompression isotherme également (FOURCADE, 1981).

1.4.4) LES LEUCOGRANITES :

Les leucogranites font partie des granites anatectiques mis en place dans les zones de convergence de plaques (LE FORT, 1981). Ces granites anatectiques présentent une grande diversité liée à la diversité des sources magmatiques et des conditions de la fusion (  sec ou en présence d'eau, HT ou BT). Contrairement aux autres types granitiques les leucogranites n'appartiennent pas à des séries magmatiques. Sur un diagramme Q.A.P. ils sont localisés dans le domaine des minimums thermiques du système quartz, albite, orthose (TUTTLE & BOWEN, 1958) avec une dispersion horizontale, à quartz constant (D Fig. 11). Les leucogranites contiennent du quartz, des Fk, des plagioclases très sodiques (An 0-20), peu de biotite (3-4%), et de la muscovite (0-15%). Ils dérivent de magmas riches en eau et alumineux comme en témoigne la présence de micas blancs, de silicates d'alumine, de cordi rite et de r sides de fusion alumineux sous forme d'enclaves   spinelle et corindon. La source magmatique est ici crustale métasédimentaire mais un simple processus d'anatexie de sédiments pélitiques ne peut à lui seul expliquer les caractéristiques géochimiques des leucogranites (FOURCADE, 1981). Pour cet auteur les leucogranites ont une origine mixte (magma anatectique + fluide) et peuvent correspondre à des magmas crustaux fortement enrichis en eau lors du franchissement de l'isograde de déstabilisation de la muscovite ce qui expliquerait leur faible mobilité verticale et l'important cortège filonien associé.

2. EVOLUTION THERMIQUE ET RHEOLOGIQUE DES MAGMAS GRANITIQUES

Lors de l'ascension d'un pluton, les modifications apportées à la distribution de température engendrent des effets mécaniques. La viscosité du magma augmente au cours de la cristallisation et son refroidissement entraîne une contraction thermique.

Cette évolution thermomécanique des magmas granitiques a fait l'objet de modélisations numériques qui étudient (1) l'état de cristallisation d'un magma en fonction de l'évolution thermique (KNAPP & NORTON, 1981), (2) les différents facteurs qui influencent la durée de cristallisation du magma (SPERA, 1979).

2.1) EVOLUTION THERMIQUE ET EVOLUTION DE LA CRISTALLISATION

L'évolution thermique d'un ensemble pluton-encaissant et l'évolution de la cristallisation du magma ont été abordés dans une analyse numérique bidimensionnelle effectuée par KNAPP & NORTON (1981).

Dans cette modélisation le transfert de chaleur se fait par conduction thermique. Le pluton est supposé avoir une composition tonalitique (avec 2% H₂O), une largeur de 3 kms et 4,5 kms de hauteur. Sa profondeur de mise en place est de 4,5 Kms.

2.1.1) EVOLUTION THERMIQUE :

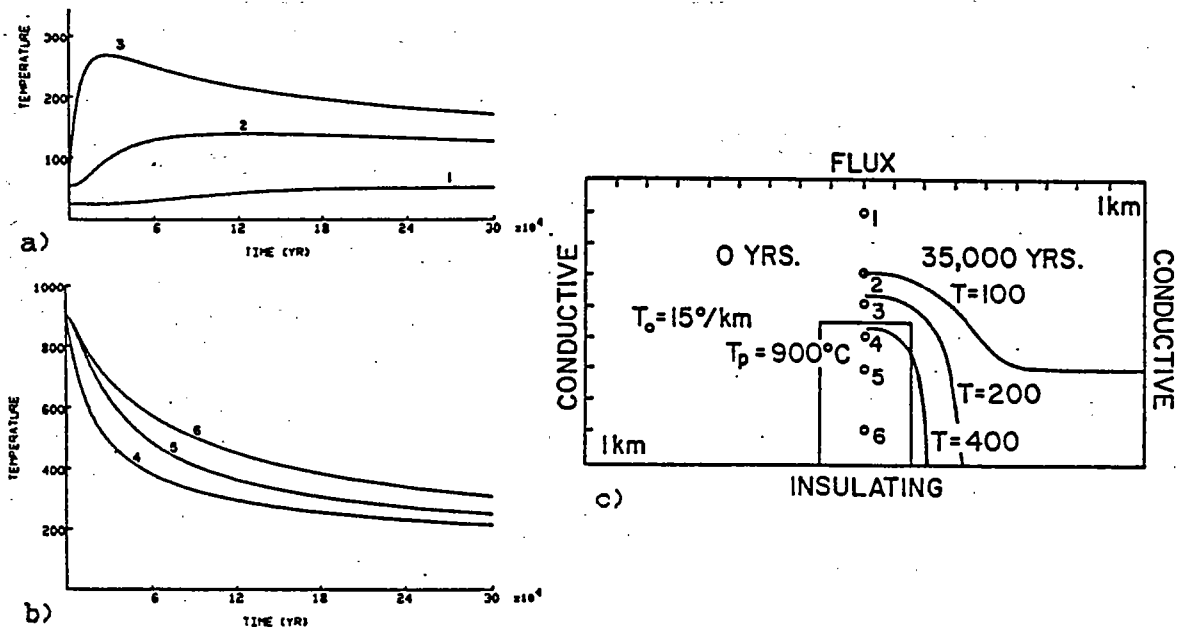


Fig. 1 : Redistribution de l'énergie thermique lors de la mise en place d'un pluton, a) Augmentation de la température de l'encaissant, b) Diminution de la température du pluton, c) Situation des stations 1 à 6 (d'après KNAPP et NORTON, 1981).

La mise en place d'un pluton chaud dans un encaissant plus froid, se traduit par une redistribution de l'énergie thermique et par un transfert de chaleur depuis le pluton vers l'encaissant.

Ce transfert de chaleur qui, dans le modèle, est supposé associé à un phénomène de conduction, dépend de la géométrie du pluton, de sa température initiale et des possibilités de transfert thermique des matériaux traversés. Le régime thermique est caractérisé par une décroissance progressive de la température dans le pluton (Fig. 1b) et par un réchauffement de l'encaissant (Fig. 1a).

Cette redistribution de l'énergie thermique se traduit au plan mécanique par une contraction thermique du pluton et par une "expansion" de l'encaissant.

2.1.2) EVOLUTION DE L'ETAT DE CRISTALLISATION :

Dans ce modèle la cristallisation du magma est fonction des changements de température (refroidissement) et de pression.

La diminution de la température entraîne un franchissement du solidus avec cristallisation du magma. L'augmentation de la pression, au contraire, éloigne le système du solidus. A l'inverse une chute brutale de pression se traduit par une cristallisation du magma. Ceci peut se produire lors de l'évacuation des surpressions magmatiques qui peut être liée soit à l'absence de bordures cristallisées à la périphérie du pluton, soit à une fissuration de cette carapace solide.

Compte tenu de ces différents facteurs, la cristallisation du pluton évolue comme suit (Fig. 2) :

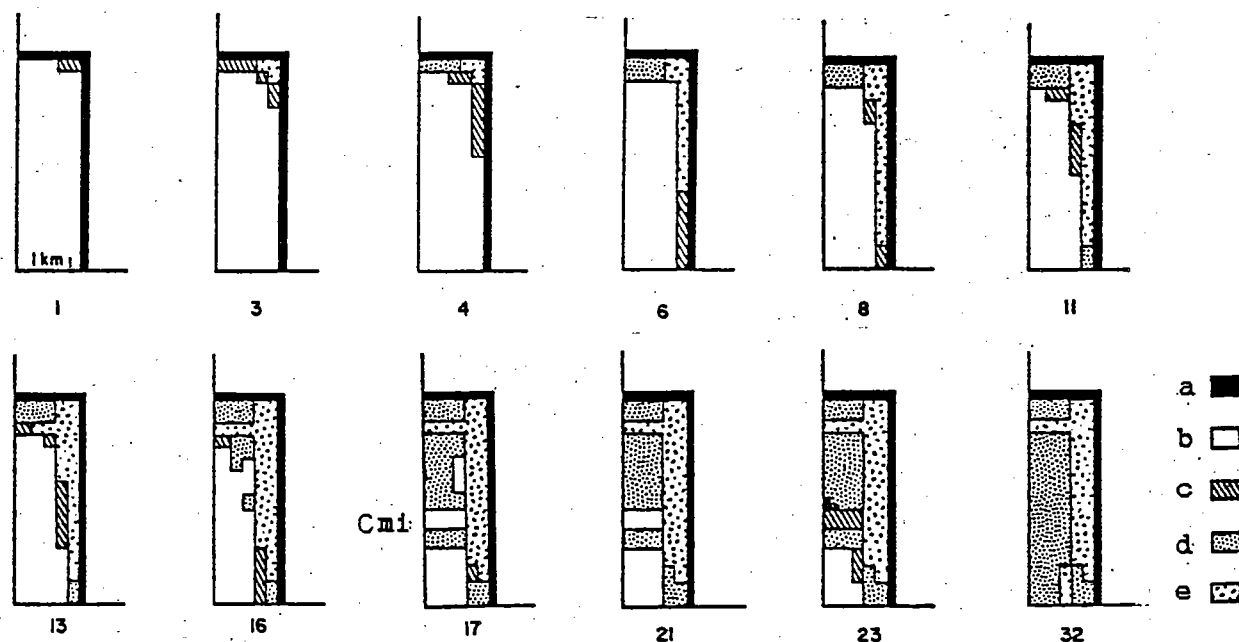


Fig. 2 ; Evolution de l'état de cristallisation d'un pluton au cours du temps (chiffres) en milliers d'années, a) Bordure cristallisée ; b) Magma sous forme solide-liquide ; c) Magma sous forme solide-liquide-vapeur ; d) Zones à cristallisation adiabatique associée à une fracturation avec chute de pression localisée ; e) Zones cristallisées par diminution de température et/ou de pression ; cmi, chambres magmatiques isolées (d'après KNAPP & NORTON, 1981).

(1) Formation de zones dans lesquelles coexistent les trois phases solide-liquide-vapeur (SLV). Ces zones d'abord localisées au toit du pluton se propagent ensuite vers le bas, le long des flancs.

La formation de ces zones SLV s'accompagne d'une forte augmentation de la pression du magma. Dans le modèle considéré cette augmentation se produit lorsque 8% du volume total du système se trouve sous forme SLV.

(2) L'augmentation de la pression au toit et sur les flancs du pluton se traduit par une fracturation des roches environnantes de l'encaissant. Cette fracturation entraîne une chute brutale de la pression avec cristallisation adiabatique du magma en bordure des fractures.

(3) De petites chambres magmatiques peuvent alors s'individualiser à l'intérieur du pluton. Ce phénomène qui, dans le modèle considéré, apparaît 17000 ans après le début du refroidissement, est lié à l'existence de volumes de magma non cristallisé, délimités par des zones ayant subi une cristallisation adiabatique (Fig. 2 -17-).

Les chambres magmatiques isolées évoluent indépendamment les unes des autres. Dans un premier temps, la pression diminue (phase vapeur non saturée) mais dès que le stade solide-liquide-vapeur est atteint, la pression augmente rapidement jusqu'à la fracturation de l'enveloppe de magma rigide entraînant une cristallisation adiabatique de la chambre. KNAPP et NORTON attribuent une grande importance à l'individualisation des chambres magmatiques indépendantes dans l'évolution de la cristallisation d'un pluton. Ce phénomène pourrait en effet, selon eux, expliquer certains cas de pluton composites.

2.2) EVOLUTION RHEOLOGIQUE DES MAGMAS ET DUREE DE LA CRISTALLISATION:

L'état rhéologique d'un magma granitique pendant la mise en place des plutons est directement lié à son état de cristallisation.

Les études pétrologiques montrent que certains plutons granitiques se sont mis en place à des températures supérieures à celles du liquidus, c'est-à-dire dans un état voisin de l'état liquide. Au contraire la fabrication de nombreux granites, et en particulier sur la bordure des plutons, semble s'être développée alors que le magma était fortement sinon totalement cristallisé (PITCHER & BERGER, 1972).

Cette différence d'état rhéologique au moment de la mise en place des plutons peut être expliquée en tenant compte des différents facteurs qui interviennent dans la cristallisation d'un magma. Parmi ceux-ci nous retiendrons :

(1) La température initiale du magma, la profondeur de mise en place du pluton, et les possibilités de transfert thermique dans l'encaissant (encaissant hydraté ou sec), (2) la taille du pluton, (3) la teneur en eau et (4) la composition du magma.

L'influence de ces différents facteurs sur la durée de solidification d'un pluton (temps nécessaire pour passer de la température de mise en place à la température du solidus) a été analysée dans une modélisation numérique de la cristallisation d'un magma (SPERA, 1980). Dans cette modélisation les transferts de chaleur se font essentiellement par convection thermique ce qui suppose un encaissant hydraté et/ou fracturé.

EVOLUTION THERMOMECHANIQUE DES MAGMAS GRANITIQUES

1) INFLUENCE DE LA TEMPERATURE INITIALE DU MAGMA, DE LA PROFONDEUR DE MISE EN PLACE DU PLUTON ET DU TRANSFERT THERMIQUE :

Ces trois facteurs, sont regroupés car ils ont en commun d'intervenir sur la température de l'interface pluton-encaissant. Leur influence sur la cristallisation d'un magma peut donc être modélisée en faisant varier la température T_c de l'interface du pluton (SPERA, 1980) (Fig. 3 a).

Pour une température initiale donnée (ici 1030°C) une monzonite avec 2% H_2O , de 10 Kms de diamètre, et mise en place 7 Kms de profondeur mettra 200.000 ans pour se solidifier si $T_c = 500^\circ$ et 3,6 millions d'années si $T_c = 700^\circ\text{C}$.

On voit donc que la vitesse de cristallisation (et de refroidissement) diminue fortement lorsque la température de l'interface augmente. Il en est de même lorsque la température initiale augmente puisque T_c augmente également.

Cette diminution de la vitesse de solidification contribue à la plus grande mobilité verticale des magmas présentant une température initiale élevée.

Cette mobilité est accentuée par la température élevée du magma qui amollit l'encaissant et diminue sa viscosité. De ce fait même si le granite commence à cristalliser, il peut continuer de monter car il est entouré d'une auréole peu visqueuse, étant entendu que la viscosité de l'encaissant contrôle la vitesse de montée d'un pluton (BRUN, 1981).

L'importance de la température du magma apparait clairement ici. Plus la température initiale est élevée, plus l'encaissant est amolli et peu visqueux et plus le pluton a de facilité pour monter, même à l'état solide. En d'autres termes pour ce pluton le franchissement du solidus n'implique pas forcément l'arrêt de l'amplification de l'instabilité et bien que le granite soit cristallisé, le pluton peut continuer son ascension .

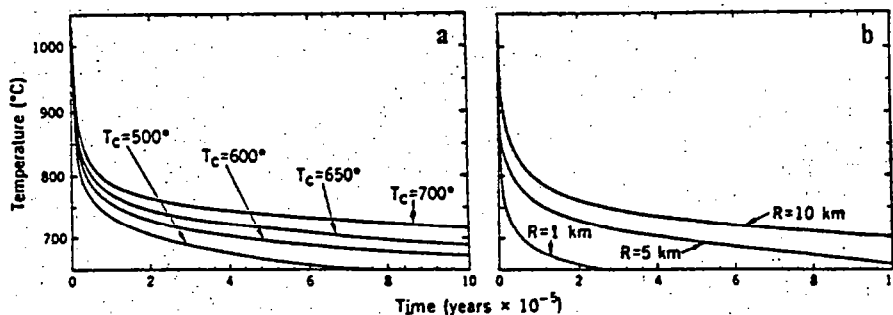


Fig. 3 : a) Influence de la température T_c de l'interface pluton/encaissant sur le refroidissement d'une monzonite (2% H_2O , diamètre 10 km, profondeur de cristallisation 7 km, température initiale du magma 1030°C), b) Variations dans le temps de la température du magma en fonction du rayon (R) du pluton, (mêmes conditions que pour "a", $T_c=600^\circ\text{C}$). Un pluton de 1 km de rayon refroidit en 60 000 ans alors qu'un pluton 10 fois plus large mettra 20 fois plus de temps pour atteindre la même température, (d'après SPERA, 1980).

2) INFLUENCE DE LA TAILLE DES PLUTONS :

En prenant le même pluton monzonitique que précédemment, si on fixe la température de l'interface à 600° et que l'on fasse varier le diamètre du pluton on s'aperçoit (Fig. 3 b) qu'un pluton de 10 kms de diamètre met $1,1 \times 10^6$ ans pour franchir le solidus et cristalliser soit 20 fois plus de temps qu'un pluton de 1 Km de diamètre qui lui ne met que 60.000 ans. Les gros plutons refroidissent donc beaucoup plus lentement que les petits.

3) INFLUENCE DE LA TENEUR EN EAU DU MAGMA :

L'eau joue un rôle déterminant dans les variations de la viscosité d'un magma. Or la vitesse de refroidissement est fonction de la viscosité du magma : les magmas visqueux refroidissent lentement alors que les magmas peu visqueux refroidissent très vite.

Ceci apparait clairement sur les courbes de la figure 4 a où l'on peut voir qu'une granodiorite (GD) de 10 Kms de diamètre, mise en place à 7 Kms de profondeur avec une température de l'interface $T_c = 600^\circ$, refroidit en 50 000 ans lorsque le magma contient 4% H_2O , alors qu'elle refroidit en 330 000 ans lorsque le magma ne contient que 0,5% H_2O soit 7 fois plus de temps. Le refroidissement est donc plus rapide en présence d'eau.

4) INFLUENCE DE LA COMPOSITION DU MAGMA ET DU POURCENTAGE DE CRISTALLISATION INITIALE :

L'influence de la composition et de la cristallisation initiale du magma est résumée sur la Fig. 4 b où l'on peut voir l'évolution de la durée du refroidissement pour des plutons granitiques, granodioritiques et tonalitiques avec 2% H_2O de 10 kms de diamètre mis en place à 7 kms de profondeur avec une température initiale de 1030°C et une température de l'interface de 600°C.

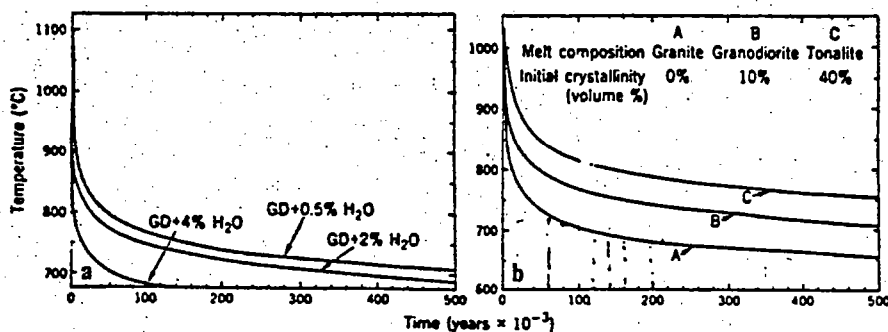


Fig. 4 : a) Influence de l'hydratation du magma sur le refroidissement de plutons granodioritiques (GD), ($R = 10\text{km}$; $T_c = 600^\circ\text{C}$; $P_t = 2\text{Kb}$). L'eau intervient sur la viscosité du magma. L'augmentation de la teneur en eau par un facteur 2 (de 2 à 4%), se traduit par une diminution, par un facteur 7, de la durée de la solidification et ce en raison d'une plus faible viscosité du magma. b) Influence de la cristallinité initiale et de la composition du magma sur le refroidissement de plutons ($R = 5\text{km}$, $T = 1030^\circ\text{C}$, $T_c = 600^\circ\text{C}$, $P_t = 2\text{kb}$, 2% H_2O). (d'après SPERA, 1980).

3. FORME, DIMENSION ET DISTRIBUTION DES INTRUSIONS GRANITIQUES

3.1) INTRUSIONS DIAPIRIQUES :

3.1.1) FORME DES INTRUSIONS DIAPIRIQUES :

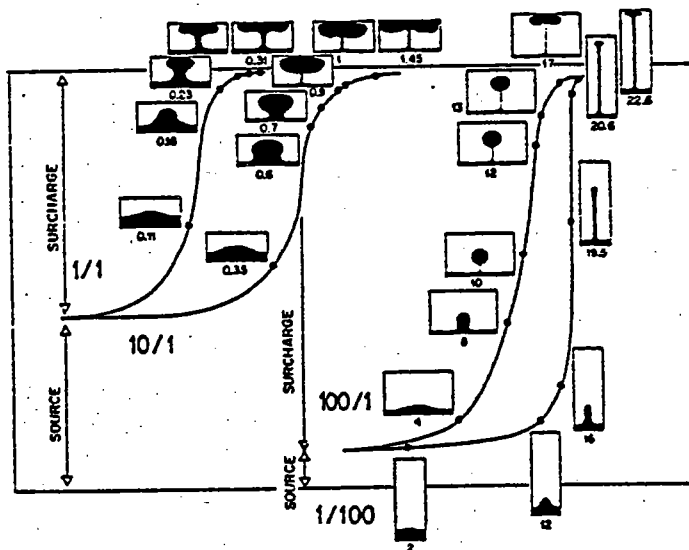


Fig. 1 : Compilation de modèles numériques d'instabilité de Rayleigh-Taylor (d'après WOJDT 1978), présentant différents rapports h_1/h_2 et μ_1/μ_2 . Le contraste de viscosité est indiqué par une fraction pour chaque courbe. Le temps d'évolution (en secondes) est indiqué sous chaque profil de structure ($\mu_1/\mu_2 =$ rapport surcharge/source).

La forme des structures diapiriques est fortement influencée par le contraste de viscosité source/surcharge. Si le rapport est très fort la structure est très allongée, tubulaire. Si le rapport est très faible la structure est globulaire (Fig. 1).

Deux formes se succèdent au cours de l'évolution d'une instabilité gravitaire : la forme en *cloche* et la forme en *champignon* (Fig. 1). Le passage d'une forme à l'autre se fait par un resserrement de la base de la structure et par un élargissement de sa partie sommitale.

Ce passage d'une forme à l'autre est fonction du contraste de viscosité et de l'épaisseur de la couche source (Fig. 1) (WOJDT, 1978) :

- plus le contraste de viscosité est élevé, plus le passage de la cloche au champignon est précoce.
- plus la couche source est épaisse, plus ce passage se fait tardivement.

La forme cartographique des structures diapiriques est une des expressions du contexte tectonique. Les formes circulaires sont fréquentes dans le cas d'intrusions post tectoniques ou anorogéniques (BONIN, 1982). Par contre dans les cas d'interférence entre intrusion granitique et déformation régionale, les formes dominantes sont elliptiques (BRUN & PONS, 1981).

Les formes en goutte d'eau asymétriques sont caractéristiques des plutons mis en place le long de zones de cisaillement ductile (BERTHE & al., 1979), (Fig. 2a). Elles caractérisent les mises en place syntectoniques et sont d'excellents critères cinématiques (CHOUKROUNE & al., 1986).

Les formes asymétriques en section verticale traduisent une ascension oblique (TALBOT, 1977) et peuvent refléter l'inclinaison de la couche source (TALBOT, 1974), (Fig. 2b).

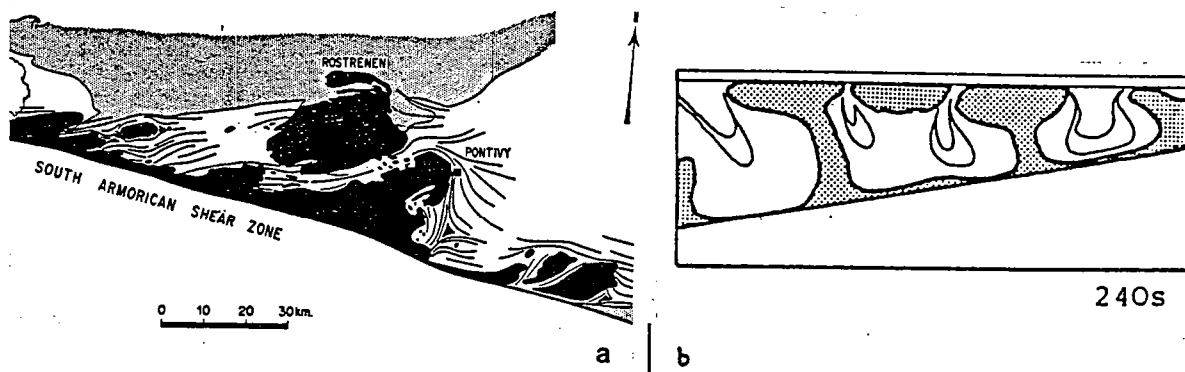


Fig. 2 : a, Forme cartographique en goutte d'eau asymétrique caractérisant une mise en place syntectonique le long d'une zone de cisaillement ductile (d'après VIGNERESSE & BRUN, 1983), b, Diapir incliné et asymétrique traduisant une ascension oblique à partir d'une couche source inclinée (d'après TALBOT, 1977),

3.1.2) DIMENSION DES INTRUSIONS DIAPIRIQUES :

La dimension des intrusions diapiriques est essentiellement fonction des caractéristiques du régime thermique.

- Lorsque le chauffage est lent les isothermes correspondant aux températures élevées sont espacés ce qui donne des gradients thermiques à forme convexe (Fig. 2 a). La couche amollie (source) est alors très épaisse. Or la dimension des structures est directement fonction de l'épaisseur de la source. Aux systèmes de chauffage lent seront donc associées des structures de grande dimension. C'est le cas des dômes gneissiques dont le diamètre est de l'ordre de la dizaine de kilomètres et dont l'amplitude est limitée par la limite épizone-mesozone (Fig. 3 a).

- Lorsque le chauffage est rapide, les isothermes correspondant aux températures élevées sont rapprochés et la couche source de l'instabilité est peu épaisse (Fig. 3 b). Les structures sont alors de dimension réduite.

FORME DES INTRUSIONS GRANITIQUES

Toutefois dans ce type de chauffage, la fusion étant pratiquement toujours atteinte, les structures très chaudes ramollissent progressivement leur surcharge en s'amplifiant ce qui leur permet d'atteindre des amplitudes beaucoup plus importantes que dans le cas d'un chauffage lent. C'est le cas des plutons granitiques dont le diamètre est de l'ordre du kilomètre mais dont l'amplitude n'est, dans les cas extrêmes, limitée que par l'épaisseur de la croûte continentale elle même.

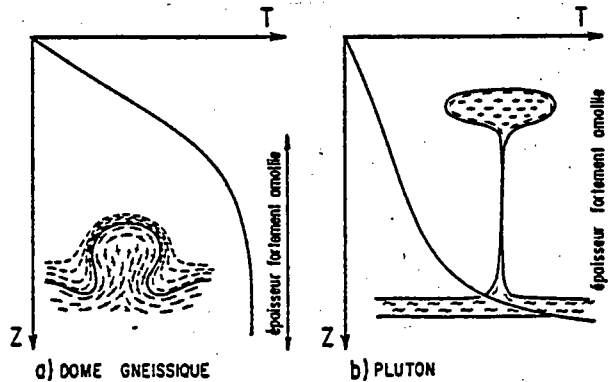


Fig. 3 : Diagramme synthétique montrant les relations entre le régime thermique et les instabilités gravitaires, a) gradient thermique convexe ; importante épaisseur crustale fortement amollie favorable au développement de dômes gneissiques, b) gradient thermique concave ; faible épaisseur crustale fortement amollie (zone de fusion partielle) favorable au développement de plutons. (d'après BRUN, 1981).

3.1.3) ESPACEMENT DES INTRUSIONS DIAPIRIQUES :

L'espacement plus ou moins régulier des intrusions diapiriques observables sur le terrain traduit l'existence d'une périodicité. Selon les études théoriques (BIOT & ODE, 1965 ; RAMBERG, 1967, 1968, 1972), cette périodicité serait acquise dès la naissance des structures gravitaires. Toutefois cet espacement régulier peut également être le résultat d'une évolution progressive dans un processus dit de propagation (WOIDT, 1978 ; COBBOLD, 1979) (Fig. 4).

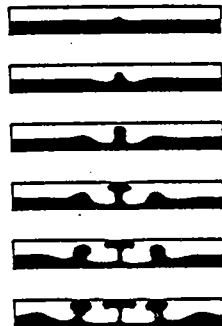


Fig. 4 : Modèles d'espacement des structures dans un processus de propagation. (d'après WOIDT, 1978).

Dans la *propagation* (Fig. 4) les structures naissent dans un nombre de sites limité, généralement déterminé par des hétérogénéités préexistantes. Le processus démarre à partir de ces sites et donne naissance à des structures espacées très régulièrement.

Ce processus permet d'expliquer l'espacement régulier des plutons granitiques qui prennent naissance le long d'hétérogénéités mécaniques (failles) et thermiques (intrusions mantelliques).

3.2) INTRUSIONS GRANITIQUES ET FRACTURES CRUSTALES :

De nombreuses études montrent que, dans la croûte supérieure fragile, les intrusions granitiques se mettent en place par injection de magma le long de fractures (PITCHER & BERGER, 1972 ; BONIN, 1982 ; BUSSEL & PITCHER, 1985 ; HUTTON, 1988). Ceci est en accord avec les analyses numériques de MARSH (1982) qui montrent que les intrusions diapiriques ne peuvent atteindre de tels niveaux qu'en présence de gaines migmatitiques périphériques, condition rarement remplie dans l'anchizone ou dans l'épizone supérieure.

Diapirisme et ascension le long de fractures crustales ne sont pas deux modes d'emplacement contradictoires. Des diapirs peuvent monter le long de fractures préexistantes (RAMBERG, 1970, LAGARDE & RODDAZ, 1983). De même une intrusion diapirique peut terminer son ascension dans des niveaux superficiels par l'intermédiaire d'un système de fractures (HUTTON, 1988).

Dans ces niveaux superficiels deux types de formes peuvent être distinguées. Elles correspondent (1) aux corps granitiques circonscrits assemblés "in situ", (2) aux granites en feuillets. Ces deux formes pouvant correspondre à deux niveaux d'affleurement d'une même intrusion.

3.2.1) CORPS GRANITIQUES ASSEMBLES IN SITU :

Deux cas simples seront distingués ici, illustrant la mise en place de corps granitiques le long de failles, dans des zones d'extension à caractère local ou régional (Fig. 5).

- Les granites assemblés in situ, par injection de magma le long de failles subverticales en extension (1, Fig. 5), ont des formes très allongées et plates semblables à celles des fentes de tension (cf. granodiorite des Jebilet). Ils se mettent en place dans des zones d'extension (ou de moindre compression) d'où leur propension à s'immiscer latéralement le long des plans de débit de la roche (stratification ou schistosité). Ces phénomènes de "magmatic stopping" confèrent à l'interface de l'intrusion une allure localement dentelée.

- Les granites assemblés in situ, dans des zones d'extension entre deux décrochements (pull-apart) ont des formes cartographiques sigmoïdales, (Thorr granite, Donegal) (HUTTON, 1988), (Mortagne, Massif armoricain) (GUINEBERTEAU & al., 1988) (2 Fig. 5) et une épaisseur parfois importante (décakilométrique) (GUINEBERTEAU & al., 1988). La répartition des différents faciés en zones concentriques est ici la traduction des injections successives.

3.2.2) GRANITES EN FEUILLETS :

Les granites en feuillets se mettent en place dans des contextes tectoniques très variés :

FORME DES INTRUSIONS GRANITIQUES

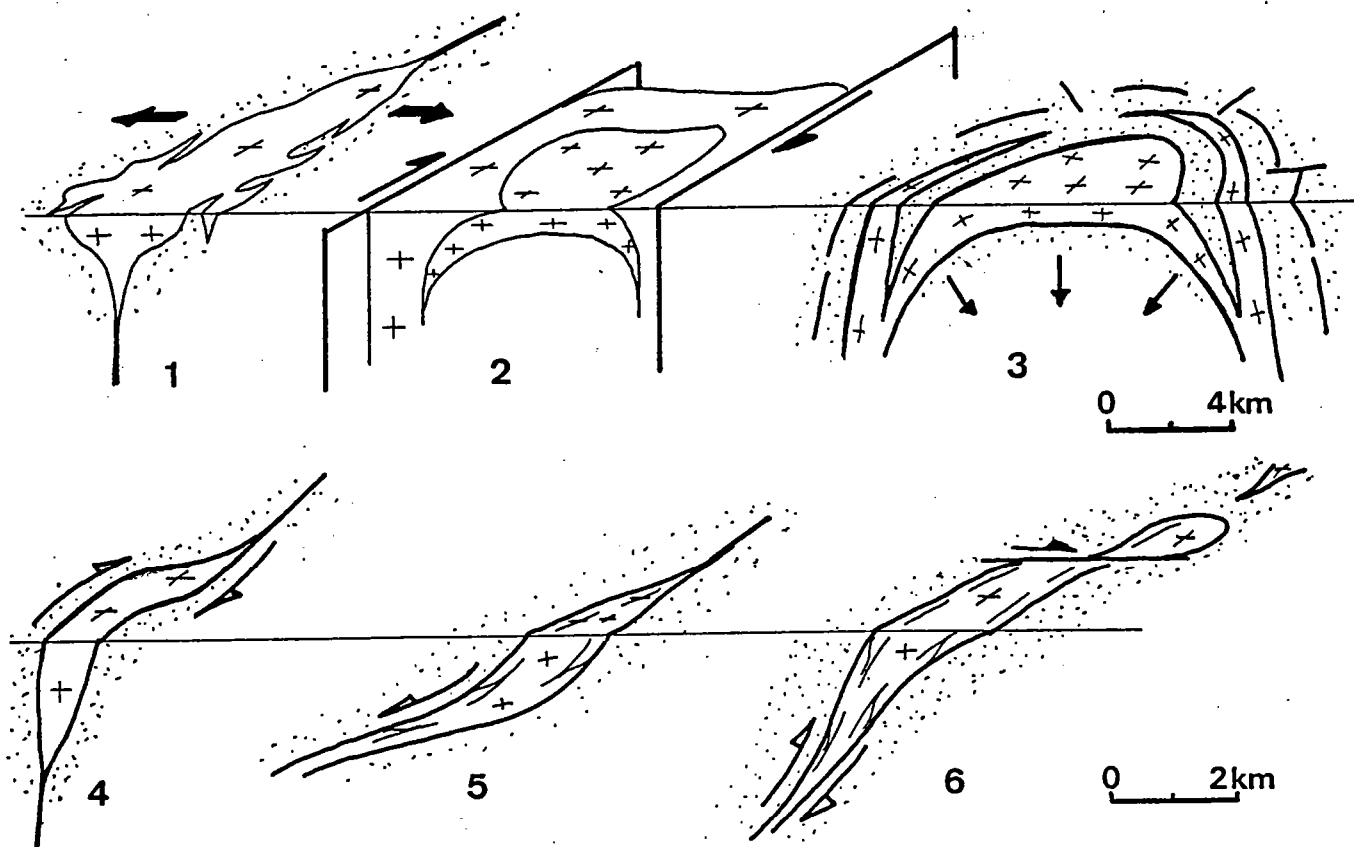


Fig. 5 : Corps granitiques assemblés in situ le long d'une faille en extension (1) et entre des décrochements (2), Granites en feuillets injectés dans des fractures courbes liées à une subsidence en chaudron (3), dans une zone d'ouverture le long d'un décrochement (4) dans une faille normale (5) et dans une faille inverse (6).

- dans des zones d'ouverture liées à la subsidence en chaudron de blocs crustaux (cas des complexes annulaires alcalins) (BONIN, 1982), (3 Fig. 5).
- dans des zones d'ouverture le long d'un décrochement (Main Donegal granite), (Hutton, 1982), (4 Fig. 5).
- dans des failles normales ou des zones de cisaillement ductile en extension (Strontian granite, Donegal) (HUTTON, 1982, 1988), (Leucogranites du Tibet) (BURG & al., 1984) (5 Fig. 5).
- dans des failles inverses (HUTTON, 1988) (6 Fig. 5).

4. STRUCTURES INTERNES

L'évolution structurale d'un pluton peut être décomposée en trois étapes en fonction de l'évolution rhéologique et du degré de cristallisation du magma. Les deux premières étapes s'accompagnent d'une déformation continue. La troisième étape se produit lorsque le magma est déjà largement cristallisé et correspond à une déformation discontinue, cassante.

4.1) LES STRUCTURES DE DEFORMATION CONTINUE :

Le première étape de la déformation se produit lorsque la quantité de cristaux solides baignant dans le liquide est inférieure à un seuil critique évalué, selon les auteurs, entre 30 - 35% (VAN DER MOLEN & PATERSON, 1979) et 35 - 45% (FARGIER, 1983). A ce stade de l'évolution les cristaux peuvent se déplacer et s'orienter dans le liquide sans se toucher ni se déformer (FERNANDEZ, 1984).

La deuxième étape se produit lorsque le seuil critique de cristallisation est franchi. Au delà de ce seuil, les cristaux forment une charpente solide. Du fait de leurs contacts mutuels ces cristaux ne peuvent plus se déplacer ni s'orienter sans se déformer. Il y a alors déformation permanente et continue du granite dont le comportement peut être considéré comme ductile.

Cette déformation se traduit par un changement de la position relative des particules les unes par rapport aux autres et un volume de référence, initialement sphérique, se transforme en un ellipsoïde dont les axes (λ_1 , λ_2, λ_3) sont appelés axes principaux de déformation. Les plans définis par deux de ces axes sont les plans principaux de déformation.

Les structures qui apparaissent alors sont les structures classiques des domaines à déformation ductile avec :

(1) Des structures linéaires marquées par l'alignement des Fk et / ou l'étirement des micas et du quartz et assimilables à une linéation d'étirement indiquant la direction λ_1 du grand axe de l'ellipsoïde de déformation finie.

(2) Des structures planaires, marquées par les réorientations et les néocristallisations de minéraux et assimilables au plan principal de déformation (λ_1 , λ_2) qui est le plan d'aplatissement ou plan de schistosité (plan "S"). Ces plans "S" peuvent être associés à une deuxième famille de structures planaires appelées plans de cisaillement (plan "C") (BERTHE & al., 1979) qui donnent à la roche un débit amygdalaire caractéristique des tectoniques S/C (LISTER & SNOOKE, 1984) (Fig. 1).

Cette déformation aboutit à une orthogneissification progressive du granite qui passe par les stades classiques de la mylonitisation (protomylonite à ultramylonite) (HIGGINS, 1971 ; SIBSON, 1977). Au cours de cette orthogneissification la roche devient fortement anisotrope (Fig. 2 a).

(3) Un troisième type de structures correspond aux ultracataclasites et pseudotachylites (WENCK, 1978 ; MADDOCK, 1983).

STRUCTURES INTERNES

Elles peuvent apparaître, à la fin du processus d'orthogneissification, lorsque la déformation passe dans un stade intermédiaire entre ductile et cassant (PASSCHIER, 1982, 1984) en liaison avec la diminution de la température de déformation. A ce titre les ultracataclasites et pseudotachylites sont assimilables à des bandes de cisaillement fragiles (PASSCHIER, 1984) par opposition aux bandes de cisaillement ductiles (WHITE & al., 1980). Elles correspondent à des bandes extrêmement déformées mais non foliées dans lesquelles les éléments du granite forment une microbrèche cimentée par des quantités variables de verre (WISE & al., 1984) (Fig. 03.5 b). Les pseudotachylites se différencient des ultracataclasites par l'existence d'une fusion localisée le long de plans de cisaillement "fragiles", réactivés par glissement sismique (GROGOTT, 1981). Les nombreuses petites veines de pseudotachylites, injectées dans le granite en témoignent (Fig. 2 b).

De manière plus générale, on considérera ici que les structures apparues au cours de ces deux premières étapes de l'évolution structurale du pluton nous renseignent sur l'orientation des axes principaux de déformation et ce, quelle que soit l'origine de cette déformation. Celle-ci peut en effet être liée (1) à un champ de déformation propre au pluton (2) à un champ de déformation régional, imposé au pluton et (3) à l'interférence des deux champs de déformation précités.

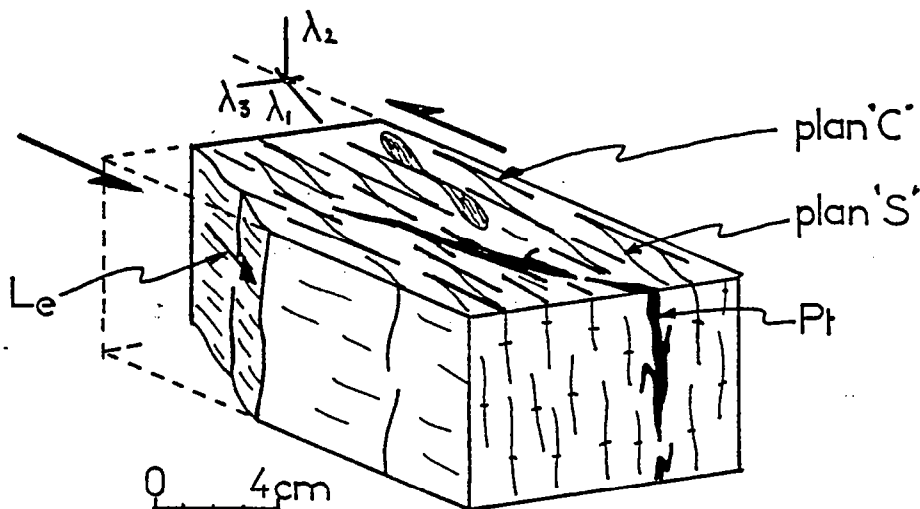
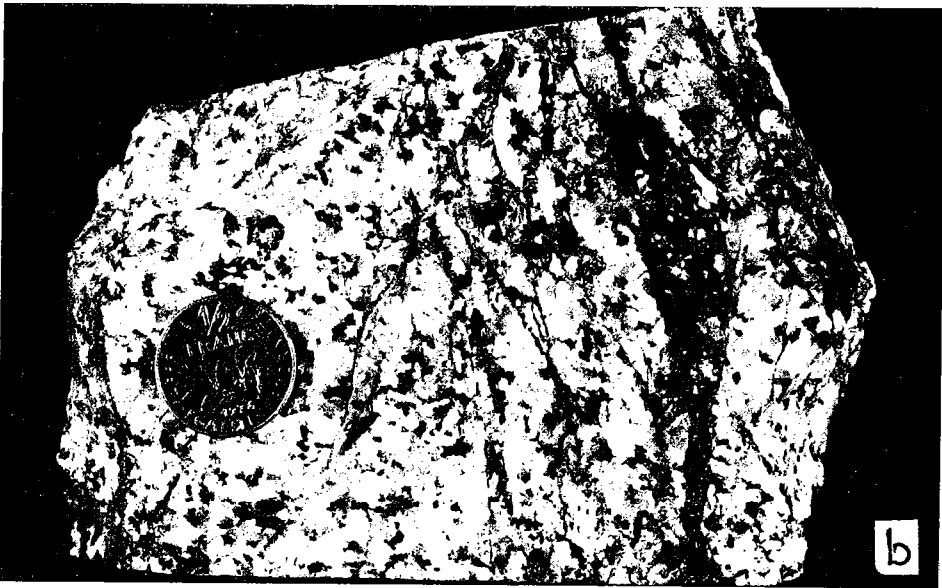


Fig. 1 : Les différentes structures planaires et linéaires pouvant apparaître lors de l'orthogneissification d'un granite et leurs relations avec les axes principaux de déformation, Plan "S" ; plan de schistosité ; plan "C" ; plan de cisaillement ; Pt ; pseudotachylites ; Le ; linéation d'étirement .

Fig. 2 : Déformation interne d'un granite, a) Les structures de déformation continue : granite isotrope (à gauche) et granite orthogneissifié (à droite), b) Ultracataclasites et pseudotachylites constituées d'une microbrèche granitique formant des petites veines sombres dans le granite, c) Fracturation du granite (joints primaires). Trois familles de joints sont observables ; une famille de joints subhorizontaux, une famille de joints subverticaux parallèles au plan d'observation et une famille de joints subverticaux, perpendiculaires au plan d'observation et injectés de filons aplitiques (de part et d'autre des pieds de l'observateur).



4.2) DEFORMATION DISCONTINUE ET FRACTURATION DES PLUTONS :

La troisième étape est celle de la fracturation du granite. Cette fracturation se produit lorsque le magma est largement cristallisé et partiellement refroidi. Elle peut débuter, toutefois, dans les stades relativement précoces de la consolidation du corps intrusif comme en témoignent les nombreux filons d'origine magmatique injectés dans des réseaux de fractures précoces (PITCHER & BERGER, 1972 ; MARRE, 1982).

4.2.1) GEOMETRIE DE LA FRACTURATION :

Les fractures contemporaines de la cristallisation du pluton sont organisées en différentes familles en fonction de leurs relations spatiales avec l'enveloppe externe du pluton et avec les éléments structuraux, planaires ou linéaires. On distingue ainsi (BALK, 1937 ; MARRE, 1982) (Fig. 3) :

(1) *Des joints transversaux (cross joints)*: Ces joints sont perpendiculaires à la fabrique planaire et à la linéation d'étirement. En section verticale ces joints sont perpendiculaires à l'interface pluton- encaissant qu'ils intersectent suivant une horizontale. Ils ont alors une disposition en éventail liée à la courbure du toit du pluton.

(2) *Des joints longitudinaux (longitudinal joints)* : ces joints sont parallèles à la linéation d'étirement et perpendiculaires à la fabrique planaire. Ils sont perpendiculaires à l'interface pluton encaissant en coupe mais aussi en plan. De ce fait ils dessinent, en carte, un réseau de fractures radiales.

(3) *Des joints parallèles (flat-lying joints)* : ces joints, bien marqués près du toit du pluton, sont parallèles à l'interface pluton-encaissant.

(4) *Des joints diagonaux (diagonal-joints)* : ces joints sont obliques sur toutes les autres familles. Ils se rapprochent généralement de la direction des joints transversaux.

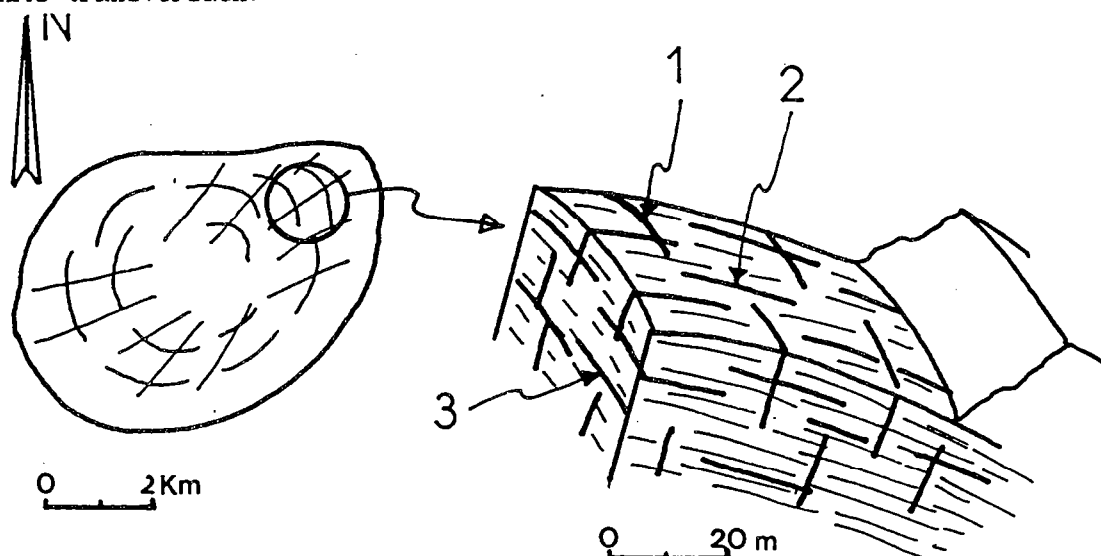


Fig. 3 : Schéma de la distribution théorique des fractures syngénétiques dans un granite selon BALK (1937)_(1) joints transversaux ; (2) joints longitudinaux ; (3) joints parallèles.

4.2.2) CHAMP DE DEFORMATION LORS DE LA FRACTURATION :

L'évolution de la fracturation d'un pluton est étudiée dans les modèles numériques de KNAPP & NORTON (1981). Cette modélisation est plus spécifique de l'histoire tardi tectonique du pluton, à une époque où ayant atteint son site de mise en place, il ne subit plus de déformation de grande amplitude finie. En effet (1) le champ de déformation étudié ne concerne que des matériaux à comportement élastique (domaine cassant) et (2) l'influence éventuelle du champ de déformation régional n'est pas prise en compte.

Dans ce modèle l'évolution du champ de déformation dans l'ensemble pluton-encaissant dépend de la dispersion de l'énergie thermique propagée par le magma et, de manière plus épisodique, des différences de pression magmatique :

- Le champ de déformation lié aux différences de pression magmatique a une durée très limitée dans le temps puisque, dans le modèle présenté, le pluton ne met que 32 000 ans pour se solidifier. De plus les variations de pression magmatique n'ont plus aucun effet sur les roches situées à plus d'un kilomètre du pluton.

- Les transferts de chaleur pluton-encaissant ont au contraire une durée beaucoup plus importante et le champ de déformation d'origine thermique agit sur le système longtemps après la cristallisation du magma.

Dans l'encaissant l'augmentation de température se traduit par une "expansion" et une déformation à caractère compressif alors que le refroidissement du magma se traduit par une contraction du pluton.

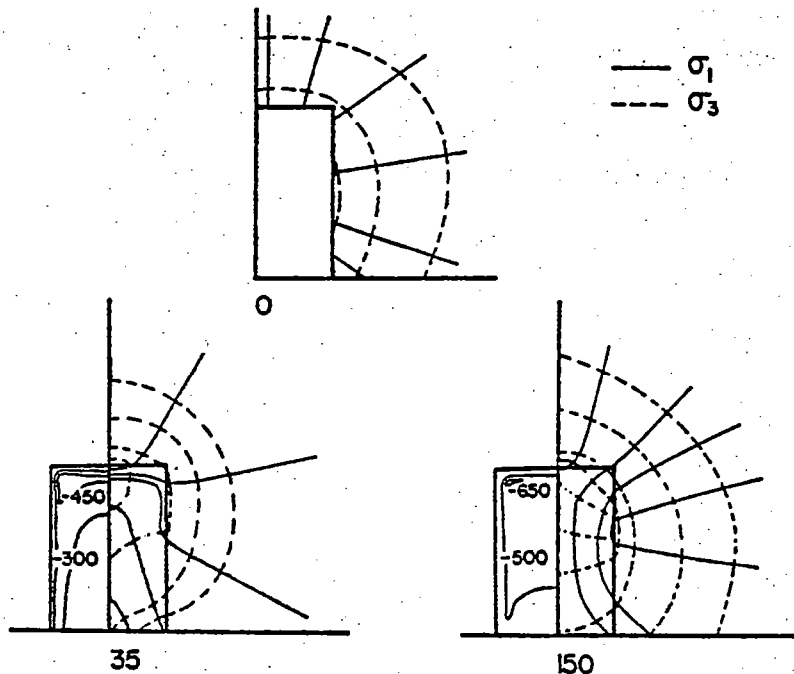


Fig. 4 : Trajectoires des contraintes principales et quantification de la chute de température dans le modèle à 0, 35000 et 150000 ans. Les trajectoires de contraintes, radiales ou tangentiellles sont centrées sur la zone en cours de refroidissement (d'après KNAPP et NORTON, 1981).

4.2.3) EVOLUTION DE LA FRACTURATION

L'étude de KNAPP & NORTON (1981) est particulièrement intéressante de par ses prévisions sur la chronologie d'apparition, la localisation et l'orientation de la fracturation intra et peribatholitique.

L'évolution de la fracturation est intimement liée à l'évolution du champ contrainte dans lequel les contraintes radiales (σ_1) et concentriques (σ_3) sont centrées sur la partie du pluton en cours de refroidissement c'est-à-dire sur la zone subissant la plus forte chute de température (Fig. 4 a). Une modification, dans le temps, des trajectoires de contraintes apparaît à l'intérieur du magma. Cette modification est liée au fait que la zone en cours de refroidissement s'enfonce progressivement dans le pluton (Fig. 4 b et c).

Deux types de fractures doivent être distinguées: les fractures dues à la pression magmatique et les fractures issues des contraintes thermiques.

- *Fractures dues à la pression magmatique :*

Ces fractures apparaissent de manière périodique avant la cristallisation complète du magma c'est-à-dire ici pendant les 32 000 ans de l'histoire magmatique. Leur densité augmente avec la teneur en eau du magma.

Les principales caractéristiques de ces fractures concernent leur répartition à l'intérieur du pluton, leur mécanisme de formation et leur géométrie :

(1) Concernant leur répartition, il convient de noter que ces fractures apparaissent d'abord au toit du pluton puis gagnent progressivement les niveaux plus profonds qu'elles atteignent après environs 20 000 ans. Ces fractures n'affectent pas ou peu les flancs du pluton en raison de l'épaisseur de la zone cristallisée. De même les chambres magmatiques isolées demeurent peu fracturées.

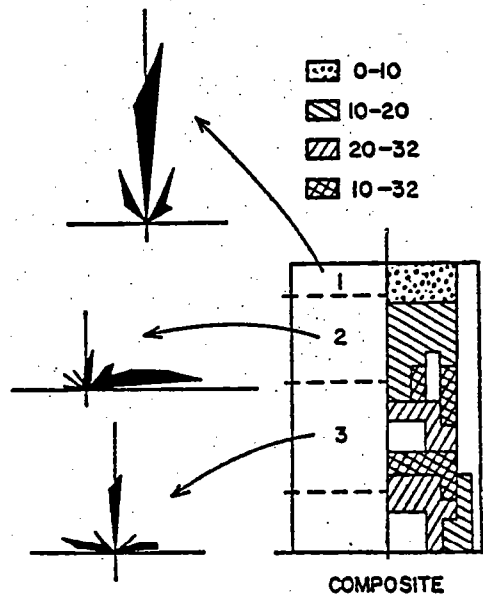


Fig. 5 : Localisation et géométrie de la fracturation liée à la pression magmatique (les figures et les chiffres représentent les tranches d'âge en milliers d'années) (d'après KNAPP & NORTON, 1981),

(2) Au plan mécanique, ces fractures sont des fractures en tension ce qui se traduira par une tendance à l'ouverture avec injection de matériaux magmatiques.

(3) La géométrie de ces fractures varie en fonction de la géométrie du champ de contraintes (Fig. 4) et montre la superposition, depuis le toit du pluton vers le bas, de fractures d'abord verticales puis horizontales puis à nouveaux verticales (Fig. 5).

- Fractures liées aux contraintes thermiques :

Ces fractures apparaissent dans le pluton puis dans l'encaissant.

(1) Dans le pluton elles prennent naissance dans les parties supérieures plusieurs milliers d'années après la mise en place. Elles se propagent au toit du pluton puis sur les flancs et enfin gagnent les parties internes (Fig. 6). Dans l'encaissant ces fractures apparaissent au bout de 50 000 ans. D'abord localisées près des coins supérieurs du pluton, elles se propagent jusqu'à 2 kms et à une vitesse de l'ordre de 1 à 10 cm/an.

(2) Ces fractures se forment suivant trois mécanismes : cisaillement, tension et combinaison de cisaillement et de tension. Les fractures en tension sont localisées dans les parties internes supérieures et inférieures du pluton. Les fractures en cisaillement se forment dans l'encaissant. Les fractures en cisaillement puis en tension sont quant à elles localisées dans les formations magmatiques bordant l'interface du pluton (Fig. 6).

(3) L'orientation de ces fractures dépend de l'orientation du champ de contrainte et du mécanisme de fracturation.

Les fractures en tension d'origine thermique qui se forment à l'intérieur du pluton ont sensiblement la même orientation que les fractures en tension liées à la pression magmatique.

Les fractures cisailantes s'organisent suivant le schéma classique de familles conjuguées et ce aussi bien dans le pluton que dans l'encaissant (Fig. 6).

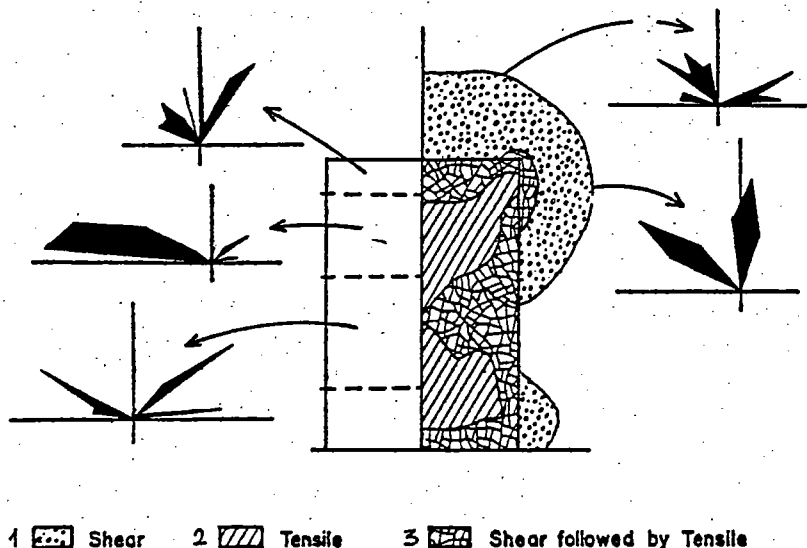


Fig. 6 : Localisation et géométrie de la fracturation liée aux contraintes thermiques. Mécanismes de fracturation : 1, cisaillement ; 2, tension ; 3, cisaillement puis tension. (d'après KNAPP & NORTON, 1981),

(4) Au toit du pluton les fractures liées aux contraintes thermiques se forment en même temps que les fractures liées à la pression magmatique. Par contre dans les niveaux plus profonds les fractures thermiques sont plus récentes et l'écart dans le temps entre ces deux types de fractures peut atteindre 200 000 ans à la base du pluton.

Les fractures de diverses orientations observables dans un pluton apparaissent ainsi comme directement liées à l'histoire de la cristallisation et à la succession de différents mécanismes de fracturation.

A la lumière de ces modèles il est alors possible d'interpréter l'état de fracturation en un point donné du pluton.

4.2.4) ZONES DE CISAILLEMENT DISCONTINU :

La fracturation peut également se produire dans des zones de cisaillement discontinu. Dans ces zones, au fur et à mesure de l'évolution de la déformation, apparaissent plusieurs familles de fractures d'orientation différentes par rapport à la direction du cisaillement (TCHALENKO, 1970).

- Les premières fractures qui apparaissent lorsque la résistance interne de la roche est vaincue sont les fractures de Riedel. Ces fractures forment deux familles conjuguées avec (1) des "fractures synthétiques de Riedel" (R) qui forment un angle de 10 à 30° avec le plan de cisaillement et (2) des "fractures antithétiques de Riedel" (R') qui forment un angle de 75° environ avec le plan de cisaillement. A ce stade peuvent apparaître des fentes de tension (T) avec une orientation bissectrice par rapport à "R" et "R'".

- L'amplification du cisaillement s'accompagne de fractures dont la direction est de plus en plus proche de la direction de cisaillement. Ce sont (1) les fractures passives "P" (SKEMPTON, 1965), symétriques par rapport aux fractures synthétiques "R" et (2) les fractures directes "D", parallèles au plan de cisaillement et joignant entre elles les fractures précédentes. Ces fractures directes vont matérialiser la faille proprement dite (Fig. 7b).

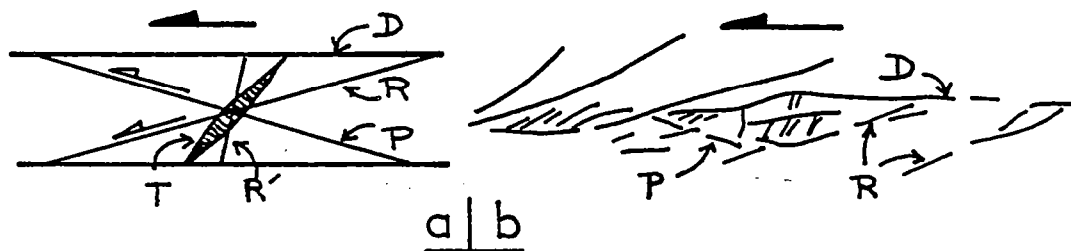


Fig. 7 : Fracturation dans les zones de cisaillement discontinu _ a) modèle théorique ; b) modélisation expérimentale (d'après TCHALENKO, 1970),

La combinaison de ces différentes fractures aboutit à un découpage du granite en une série de volumes élémentaires appelés corps tectoniques de fracturation (RUHLAND, 1973 ; SIRNA, 1980).

4.3) ESTIMATION DU CONTRASTE VISCOSITE ET DE DUCTILITE :

L'estimation du contraste de viscosité (ou de ductilité) entre un pluton et son encaissant ou entre deux formations magmatiques peut être analysée de manière qualitative (1) grâce aux formes caractéristiques des interfaces et (2) par la mise en évidence d'une différence d'état de déformation (plissement ou boudinage des filons granitiques ; réfraction de la schistosité).

4.3.1) FORME DE L'INTERFACE :

L'existence d'une différence de ductilité entre un magma en cours de cristallisation et son encaissant se traduit par des instabilités mécaniques, localisées au niveau de l'interface du pluton (Fig. 8). Ces instabilités sont à l'origine d'une perturbation de la géométrie de l'interface dont les formes caractéristiques sont la traduction (1) du contraste de viscosité (2) de la quantité de raccourcissement parallèlement à l'interface, (SOKOUTIS, 1987).

(1) La forme de l'interface est un indicateur du contraste de viscosité :

- Lorsque le contraste de viscosité est modéré, l'interface présente des formes lobées et festonnées avec des digitations du corps le plus ductile vers le moins ductile (Fig. 9 a et b).

- Lorsque le contraste de viscosité augmente sensiblement les formes finement lobées disparaissent et l'interface montre alors des ondulations métriques (Fig. 9 c).

- Lorsque le contraste de viscosité est fort, le contact est tranché. L'interface peut présenter des fissures injectées par le matériel le moins visqueux. Des enclaves, souvent anguleuses du corps le plus visqueux sont observables dans le corps le moins visqueux (Fig. 9 d).

(2) La forme de l'interface entre deux corps présentant un contraste de viscosité donné, est un indicateur de la quantité de raccourcissement exercé parallèlement à cette interface. Ceci est clairement mis en évidence par les modèles expérimentaux de SOKOUTIS (1987) qui analysent l'évolution de mullions en fonction de la quantité de raccourcissement et qui aboutissent également à des formes lobées, dentelées et en flamme (Fig. 8).

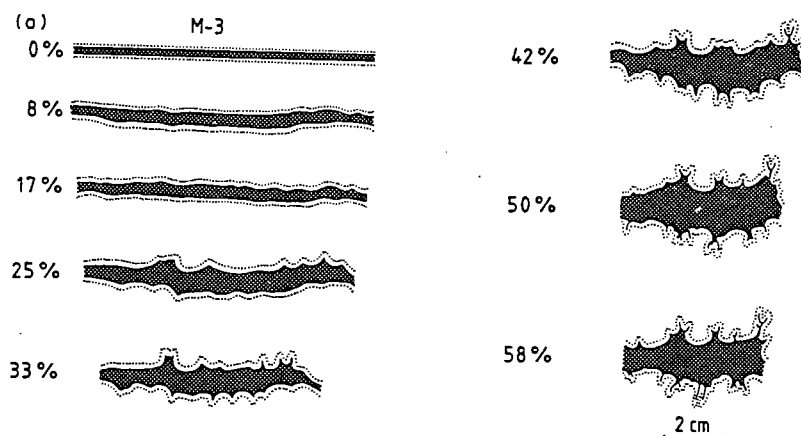


Fig. 8 : Déformation progressive de l'interface entre deux couches de viscosité différente pour une quantité de raccourcissement (%) croissante (d'après SOKOUTIS, 1987).

STRUCTURES INTERNES



Fig. 9 ; Estimation du contraste de viscosité en fonction de la forme de l'interface granite-encaissant ; a) et b) interface finement lobée, contraste faible, (Oulmés), c) Ondulations métriques de l'interface, contraste modéré, (Oulmés), d) Contact tranché et enclaves anguleuses d'encaissant dans le granite, contraste de ductilité fort, (Filon granitique, Azegour), e) Vue de détail montrant le flambage d'une interface filon (en bas)-encaissant (en haut) (voir Fig. 13), (Filon granitique, Azegour).

4.3.2) DIFFERENCE D'ETAT DE DEFORMATION :

La quantité de déformation enregistrée étant fonction de la ductilité des matériaux, une différence de ductilité se traduira également par une différence d'état de déformation : les matériaux les moins ductiles et les plus compétents seront les moins déformés et inversement les matériaux les plus ductiles et les moins compétents montreront la déformation finie la plus évoluée. Cette différence d'état de déformation liée au contraste de ductilité engendre diverses perturbations structurales et microstructurales parmi lesquelles nous retiendrons :

1) *Les réfractions de schistosité*, au niveau de l'interface corps intrusif-encaissant. Ces réfractions traduisent un changement dans l'orientation et la forme de l'ellipsoïde de déformation (TREAGUS, 1983). Dans ces phénomènes de réfraction la diminution de l'angle interface-schistosité correspond à une augmentation de la déformation ce qui signifie, en d'autres termes, que la formation la plus ductile est toujours du côté où l'angle interface-schistosité est le plus faible (RAMSAY & HUBER, 1983) (Fig. 10).

Fig. 10 ; Estimation du contraste de ductilité grâce aux réfractions de schistosité ; la formation la plus ductile et la moins compétente est du côté où l'angle interface schistosité est le plus faible, (d'après RAMSAY & HUBER, 1983),

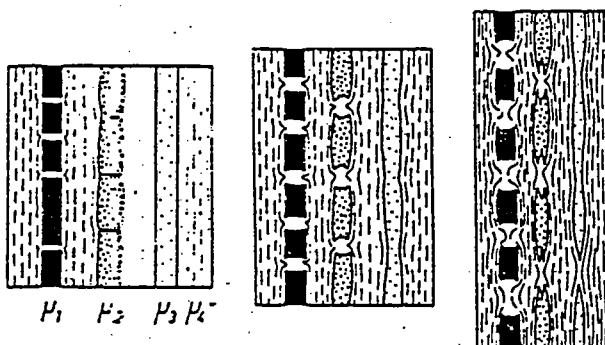
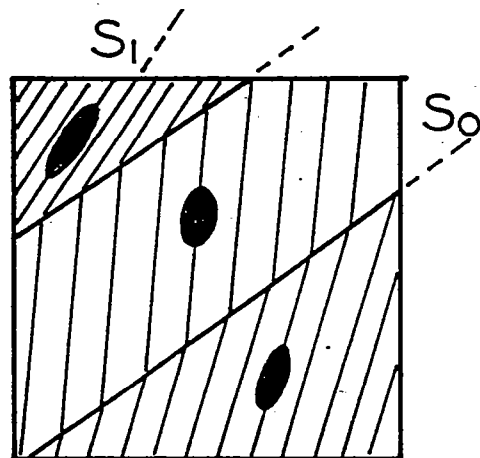


Fig. 11 ; Modification de la forme des boudins en fonction du contraste de viscosité ($\mu_1 > \mu_2 > \mu_3 > \mu_4$).

2) *La déformation des filons granitiques* nous renseigne sur les contrastes de viscosité filon-encaissant. Suivant leur orientation dans le champ de déformation finie, ces filons peuvent être boudinés et/ou plissés.

- Lorsque les filons sont étirés et boudinés, la forme des boudins est un indicateur du contraste de viscosité (Fig. 11).

- Lorsque les filons sont raccourcis ils subissent un flambage dont la longueur d'onde est fonction de l'épaisseur du filon et du contraste de viscosité (RAMBERG, 1963, 1967). Pour un filon d'épaisseur donnée une diminution de la longueur d'onde des plis traduira une diminution du contraste de viscosité. Ce flambage engendre une succession de charnières arrondies et de charnières aiguës. Les charnières aiguës pointent vers les formations les plus visqueuses (Fig. 9e). En se basant sur la longueur d'onde et sur la forme des plis qui affectent les filons granitiques il est donc possible d'estimer le contraste de viscosité filon-encaissant (Fig. 12).

Ces structures plissées sont également utilisables pour préciser la chronologie relative de mise en place des filons.

Ainsi le filon représenté sur la Fig. 13 apparaît au premier abord comme post tectonique puisqu'il est sécant sur la schistosité de l'encaissant tout en étant lui même non schistosé. Or le flambage de son interface montre (1) que le contraste de ductilité filon-encaissant est modéré, (2) que le filon est plus ductile que l'encaissant (sens des pointes sur l'interface), et (3) que le raccourcissement à l'origine de la schistosité est compatible avec le raccourcissement à l'origine du flambage de l'interface. Ce filon a été raccourci pendant l'épisode de déformation ayant créé la schistosité dans l'encaissant. Il peut alors être considéré comme syn à tardi tectonique.

Fig. 12 : Modification de la forme des plis en fonction du contraste de viscosité ($\mu_1 > \mu_2 > \mu_3 > \mu_4$).

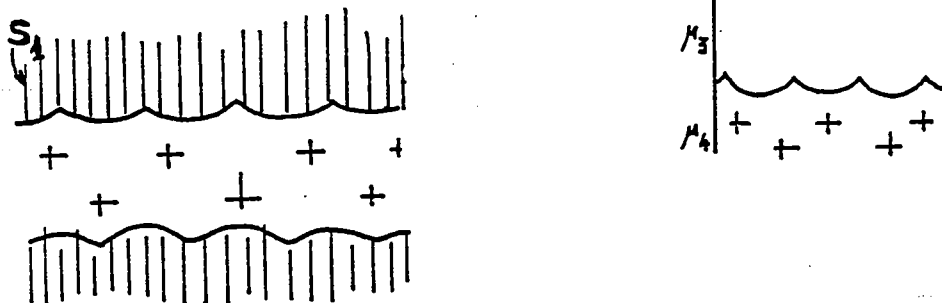


Fig. 13 : Filon granitique syn à tardi tectonique. La forme des plis traduit un contraste de ductilité modéré et le parallélisme entre le plan axial des plis et la schistosité suggère un synchronisme entre flambage du filon et schistogénèse (voir Fig. 8 e).

5. ANALYSE STRUCTURALE DES GRANITES.

L'étude de la mise en place d'un granite passe par l'analyse de la déformation interne du corps intrusif mais aussi de la déformation enregistrée par l'encaissant.

Cette étude peut être décomposée en quatre étapes qui sont :

- (1) L'analyse de la forme 3D, de l'orientation et de la distribution des corps intrusifs.
- (2) L'analyse des champs de structures et de microstructures.
- (3) L'analyse des champs de déformation finie (reconstitution de la géométrie et de la cinématique de la déformation, déformation progressive).
- (4) L'évaluation des conditions physiques de la déformation et de la mise en place des intrusions.

5.1) ANALYSE DE LA FORME 3D, DE L'ORIENTATION ET DE LA DISTRIBUTION DES CORPS INTRUSIFS :

5.1.1) FORME 3D :

La forme 3D est établie à partir (1) de l'étude de la forme cartographique de l'interface intrusion-encaissant, (2) des anomalies gravimétriques négatives qui permettent d'estimer la forme en profondeur des corps granitiques (VIGNERESSE & BRUN, 1983). Elle est quantifiée par la mesure des rapports d'ellipticité grand axe/petit axe (A/B) et grand axe/profondeur (A/Z), (Fig.1).

La forme des corps intrusifs nous renseigne sur les mécanismes de mise en place : diapirisme dans le cas d'intrusions en forme de bulle pédonculée ou de montgolfière, diapirisme oblique dans le cas de bulles asymétriques, injection le long de fractures (failles en extension, pull-apart, subsidence en chaudron) dans le cas d'intrusions en feuillets discordants.

La forme des corps intrusifs nous renseigne également sur le contexte tectonique (formes circulaires ou elliptiques, ellipses asymétriques ou non) et sur le contraste de ductilité intrusion/encaissant.

5.1.2) ORIENTATION DES CORPS INTRUSIFS :

L'orientation de granites injectés dans des zones de fractures est contrainte par l'orientation des fractures elles mêmes, qu'elles soient rectilignes (HUTTON, 1982,1988) ou annulaires (BONIN, 1982).

L'orientation des granites mis en place de manière diapirique est fonction de la présence ou non d'un champ de déformation régional superposé au champ de déformation propre à l'intrusion. Les plutons granitiques syntectoniques sont orientés conformément au champ de déformation régional. Ils forment des ellipses dont le grand axe est orienté parallèlement à la direction d'étirement régional (Fig. 1). L'orientation de ces plutons peut être décrite par leur obliquité par rapport à la direction de cisaillement (angle β , Fig. 1) et par leur obliquité par rapport à la schistosité régionale (angle $\beta-\theta$, Fig. 1). L'évolution de cette orientation dans le temps et dans l'espace peut être corrélée avec l'évolution de la forme des plutons (Fig. 1).

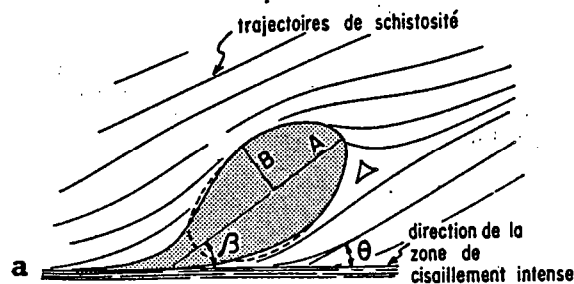


Fig. 1 : Principaux paramètres utilisés pour décrire l'orientation des plutons granitiques (d'après VIGNERESSE & BRUN, 1983),

5.1.3) DISTRIBUTION DES CORPS INTRUSIFS :

Les corps granitiques post tectoniques présentent généralement une distribution cartographique aléatoire alors que les corps syntectoniques ont une distribution orientée. Ils tendent à être alignés le long de linéaments structuraux tels que les zones de convergence océan/continent (BUSSEL & PITCHER, 1985) (Fig. 2a) ou les zones de convergence continent/continent. Dans ce dernier cas leur distribution suit les chevauchements majeurs (LE FORT, 1975) ou les grands décrochements (BERTHE & al., 1979 ; VIGNERESSE & BRUN, 1983) (Fig. 2 b,c).

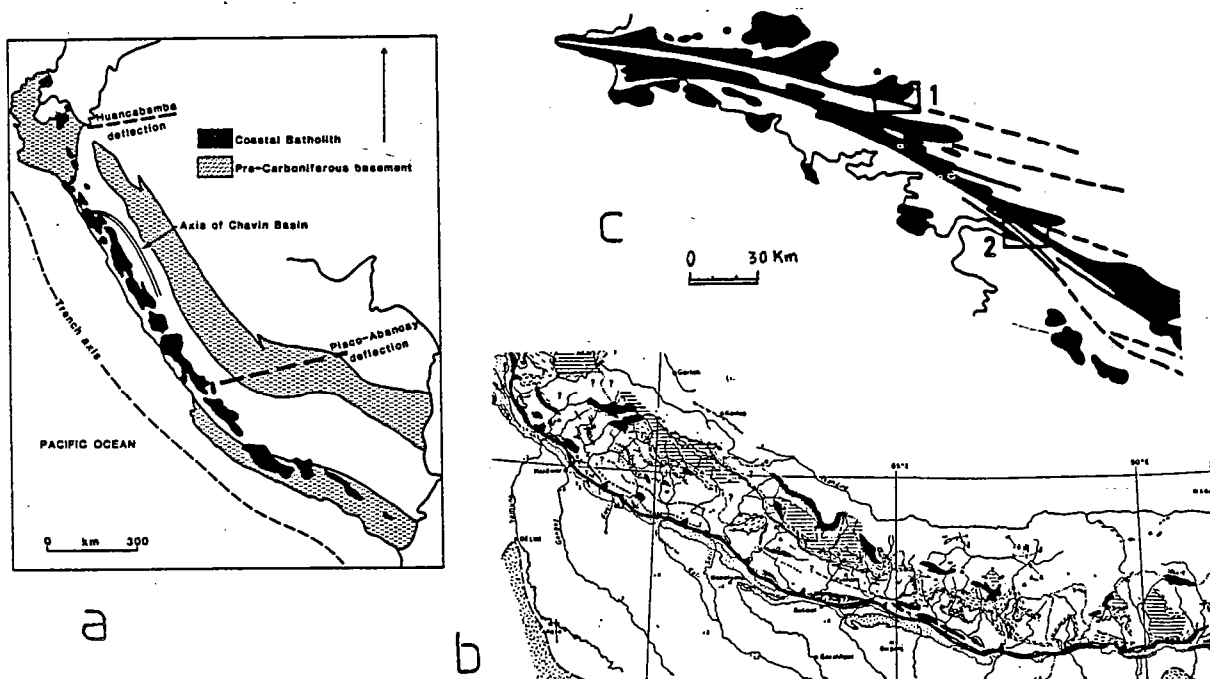


Fig. 2 : Distribution cartographique des intrusions granitiques dans les zones de convergence océan/continent (a) (d'après BUSSEL & PITCHER, 1985), continent/continent avec répartition le long des zones de chevauchement (b) (d'après LE FORT, 1975) et le long de décrochements (c) (d'après BERTHE & al., 1979).

La distribution des intrusions peut être visualisée à l'échelle cartographique par des spectres d'autocorrélation (LEYMARIE, 1968) qui mettent en évidence les groupements et les alignements de corps intrusifs. Il est ainsi possible de faire apparaître des groupements le long de rides (BRUN, 1980) corrélables soit avec des phénomènes de propagation des structures diapiriques (WOIDT, 1978), soit avec l'existence d'une préfracturation du bâti, (Fig. 3).

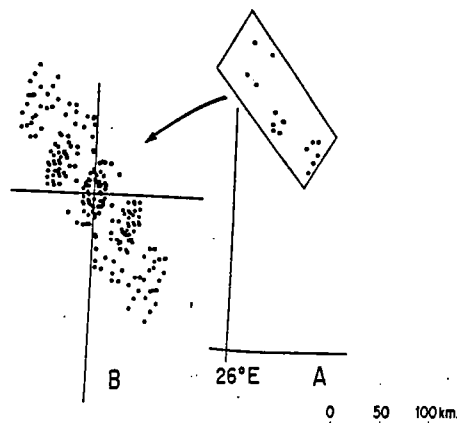


Fig. 3 : Distribution cartographique de domes de gneiss (a) et spectre d'autocorrélation (b) faisant apparaître un groupement suivant des rides périodiques (d'après BRUN, 1980).

5.2) ANALYSE DES CHAMPS DE STRUCTURES :

La reconnaissance et l'analyse des champs de structures permet d'établir la géométrie de la déformation dans le bâti pluton-encaissant et d'examiner (1) le contrôle exercé par le pluton sur la déformation de l'encaissant, (2) la compatibilité entre la déformation interne du pluton et la déformation dans l'encaissant.

5.2.1) CHAMPS DE STRUCTURES DANS L'ENCAISSANT :

La mise en place d'un pluton granitique s'accompagne d'un transfert de chaleur vers l'encaissant par conduction et/ou convection thermique. La modification d'état rhéologique qu'elle engendre est assimilable à un amollissement thermique (BRUN, 1981). Elle va permettre la localisation et la concentration de la déformation dans la zone amollie. Cette déformation, dans le cas de plutons syntectoniques, traduira à la fois le raccourcissement crustal et les effets de l'intrusion.

Les principales structures et microstructures que l'on étudiera sont (1) les plis dont on suit l'évolution géométrique, (2) la schistosité qui marque le plan d'aplatissement fini $\lambda_1 \lambda_2$ et dont on suit l'évolution typologique, (3) les linéations d'étirement qui marquent la direction λ_1 (grand axe de l'ellipsoïde de déformation finie).

Deux types d'analyses sont effectuées sur cet encaissant :

(1) Dans un premier temps on étudie, en un point donné, les variations de la géométrie des structures en fonction du temps. Ceci conduit à la reconnaissance des *tectoniques superposées* (Fig. 4).

(2) Dans un deuxième temps on étudie, en un instant donné, l'évolution géométrique et typologique des structures en fonction de leur position dans l'espace et plus particulièrement en fonction de leur position par rapport au granite. Ceci permet de mettre en évidence les *gradients d'intensité de déformation* (Fig. 4).

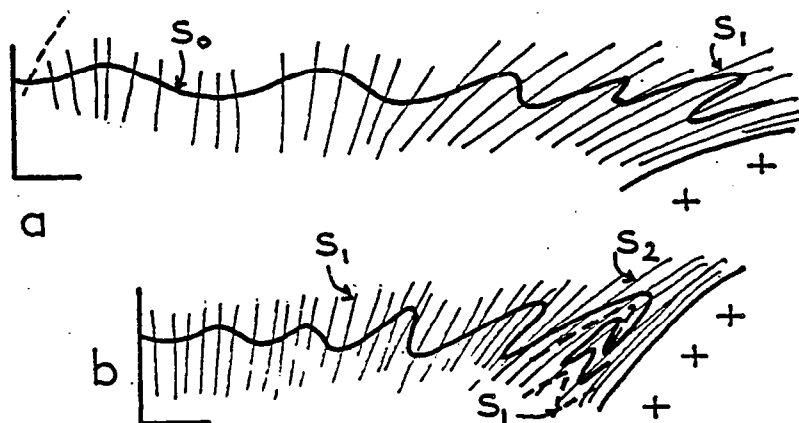


Fig. 4 : Sections verticales schématisant la déformation progressive de l'encaissant en bordure d'un pluton syntectonique. La déformation est monophasée en bordure du front de schistosité (F.S.) et polyphasée près du pluton,

La compatibilité entre les résultats de ces deux types d'analyses est ensuite examinée. La mise en évidence d'une relation entre l'évolution géométrique et typologique des structures et l'évolution du nombre de phases tectoniques peut en effet traduire l'existence de structures superposées le long de gradients d'intensité de déformation. Ceci permet alors de raisonner en termes de *déformation progressive*.

Par ailleurs, la mise en évidence, grâce aux études microtectoniques, de gradients de déformation à l'approche du granite témoigne de l'influence du pluton sur le développement de la déformation dans l'encaissant. Ceci doit cependant être vérifié par l'analyse quantitative de la déformation finie.

5.2.2) CHAMPS DE STRUCTURES INTERNES :

Les différentes structures internes observables à l'intérieur d'un pluton (cf. chap. 4), nous renseignent (1) sur la géométrie de la déformation interne (orientation des axes principaux de déformation), (2) sur la zonéographie de cette déformation, (3) sur sa cinématique (BERTHE & al., 1979 ; SIMPSON & SCHMID, 1983 ; BLUMENFELD & BOUCHEZ, 1988), (4) sur les conditions physiques de la déformation et leur évolution au cours du temps (évolution microstructurale) (GAPAIS, 1987).

L'analyse des structures intragranitiques permet par ailleurs de préciser si la déformation interne résulte (1) d'un champ de déformation propre au pluton, (2) d'un champ de déformation régional imposé au pluton, (3) de l'interférence des deux champs de déformation précités.

Dans les deux derniers cas il convient de tester la compatibilité géométrique et cinématique entre la déformation interne et la déformation dans l'encaissant.

5.3) ANALYSE DES CHAMPS DE DEFORMATION FINIE :

Pour reconstituer les champs de déformation finie il convient de connaître (1) l'orientation spatiale des directions principales de déformation (direction de raccourcissement λ_3 et direction d'étirement λ_1) et (2) les valeurs, suivant ces directions, des axes principaux de l'ellipsoïde de déformation finie.

5.3.1) TRAJECTOIRES PRINCIPALES DE DEFORMATION :

Dans le bâti pluton-encaissant, le plan d'aplatissement est matérialisé par un plan de schistosité de plus en plus marqué à l'approche de l'interface du pluton. Ce plan d'aplatissement est assimilable au plan principal de déformation (λ_1, λ_2). La normale à ce plan est parallèle à la direction de raccourcissement (λ_3). Dans ce plan d'aplatissement la direction d'étirement des objets nous indique la direction du grand axe de l'ellipsoïde de déformation finie (λ_1).

La cartographie des trajectoires principales de déformation (trajectoires du plan d'aplatissement (λ_1, λ_2) et de la direction d'étirement λ_3) permet alors de visualiser l'orientation des axes principaux de déformation finie.

5.3.2) TYPOLOGIE ET QUANTIFICATION DE LA DEFORMATION FINIE .

Plusieurs méthodes permettent de caractériser la déformation finie autour d'un pluton granitique. Ces méthodes d'analyse sont basées sur l'étude d'objets déformés dont on connaît une partie des caractéristiques géométriques initiales (forme, longueur, etc...). Ces objets sont des "marqueurs de la déformation finie". Ils permettent de représenter l'état de déformation d'une roche par un ellipsoïde de déformation triaxial ($\lambda_1 > \lambda_2 > \lambda_3$) lui-même caractérisé par un paramètre de forme (k) et un paramètre d'intensité (r), (FLINN, 1962 ; WATERSON, 1968).

Trois types de marqueurs ont été utilisés ici :

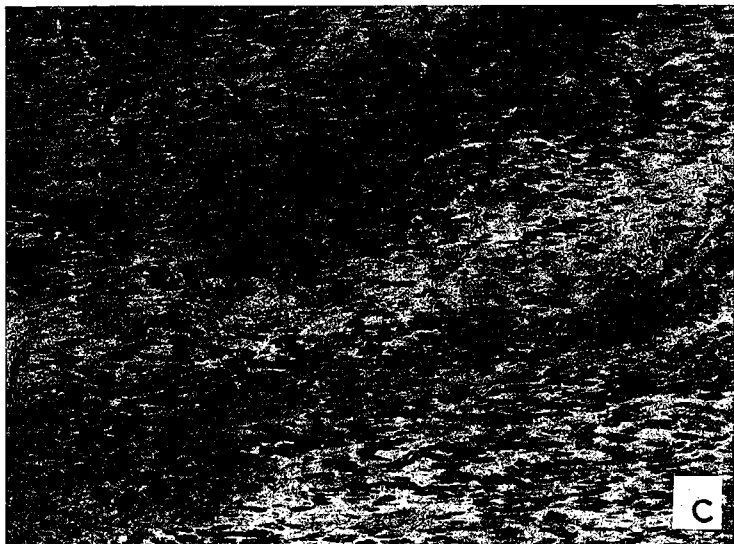
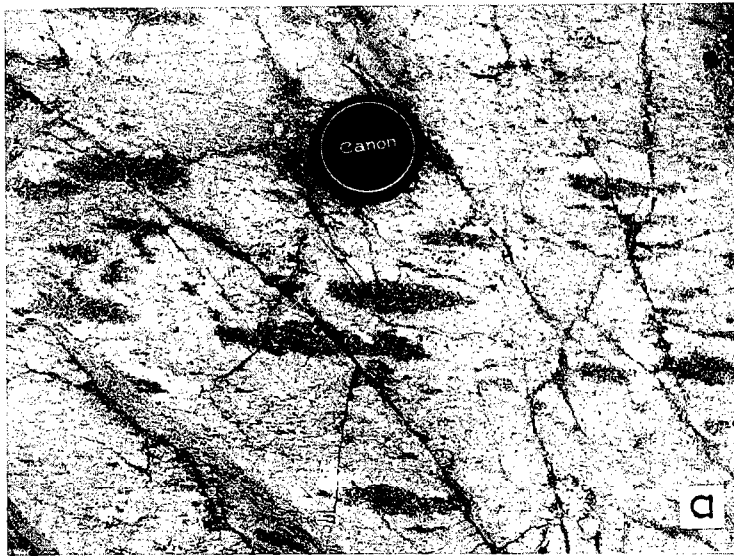
- *Les marqueurs initialement sphériques ou subsphériques* : dans les granodiorites il s'agit d'enclaves basiques ou d'enclaves surmicacées et dans les leucogranites de nodules de quartz-tourmaline (Fig. 5 a). Dans l'encaissant il s'agit essentiellement de taches d'oxydo réduction bien développées dans les schistes cambriens (Fig. 5 b), et de "taches de métamorphisme" dans les auréoles de métamorphisme de contact (Fig. 5 c). Ces objets présentent un faible contraste de ductilité avec leur encaissant. Leur forme est donc proche de celle de l'ellipsoïde de déformation finie.
- *Les marqueurs ellipsoïdaux* : ce sont essentiellement ici des objets sédimentaires (galets - éléments volcano-clastiques) que l'on trouve dans les niveaux conglomératiques du dévonien et du viséen supérieur ainsi que dans les épaisses séries volcano sédimentaires cambriennes (Fig. 5 d).
- *Les marqueurs linéaires* : il s'agit principalement de minéraux tronçonnés d'andalousite et de tourmaline pré à syn tectoniques (Fig. 5 e).

Fig. 5 : Les marqueurs de la déformation finie .

Marqueurs ellipsoïdaux initialement subsphériques ; a) nodules de quartz-tourmaline dans un leucogranite ; b) taches d'oxydo-réduction (schistes cambriens d'Azegour) ; c) taches de métamorphisme (encaissant des gabbros de Kettara),

Marqueurs ellipsoïdaux ; d) méta-conglomérats devoniens (Rehamna),

Marqueurs linéaires ; e) andalousites tronçonnées (encaissant du granite d'Oulmés),



La reconstitution de la forme de l'ellipsoïde de déformation finie intègre les résultats de l'étude de la déformation en deux dimensions.

Les méthodes diffèrent cependant suivant que l'on étudie des marqueurs sphériques et ellipsoïdaux ou des marqueurs linéaires.

5.3.2.1) METHODES D'ANALYSE DE LA DEFORMATION DANS LE CAS DE MARQUEURS SPHERIQUES ET ELLIPSOIDAUX :

Dans le cas de marqueurs sphériques et ellipsoïdaux on reconstitue l'ellipsoïde de déformation à partir de la forme de l'ellipse de déformation dans au moins deux des plans principaux de déformation (RAMSAY, 1967).

Ces ellipses de déformation ont été obtenues ici par trois méthodes classiques :

- *La première méthode* (CLOOS, 1947 - RAMSAY, 1967) est utilisable sur des objets initialement subcirculaires. Les mesures des axes principaux de l'ellipse de déformation sont effectuées directement sur les objets déformés et reportées sur un diagramme à deux dimensions. La pente de la "meilleure" droite joignant les différents points, nous indique le rapport axial dans la section considérée (Fig. 6 a). Cette méthode est très utile pour l'étude des enclaves intragranitiques.

- *La deuxième méthode, dite méthode R_F/ϕ* (DUNNET, 1969 - DUNNET & SIDDANS, 1971), prend en compte la déformation homogène d'objets initialement elliptiques. L'ellipticité et l'orientation de ces marqueurs, initialement quelconque, est modifiée par la déformation. Pour chaque ellipse on reporte $\log R_F$, où R_F est le rapport axial final de l'ellipse, par rapport à ϕ (angle qui caractérise l'orientation du grand axe de l'ellipse) (Fig. 6 b). Ces paramètres dépendent de cinq variables qui sont (DUNNET, 1969) : (1) la forme initiale des objets, (2) leur orientation initiale, (3) l'intensité de la déformation, (4) la géométrie de la déformation et (5) le contraste de ductilité entre les particules et leur matrice. Cette méthode a été améliorée par DUNNET et SIDDANS (1971) qui en ont étendu la portée aux fabriques planaires et linéaires et l'ont informatisée.

- *La troisième méthode dite "méthode de FRY"* (FRY, 1979 - HANNA & FRY, 1979) utilise la mesure des distances séparant les centres des objets contenus dans une roche déformée. Cette roche est assimilée à une matrice homogène contenant des marqueurs passifs. Chaque marqueur est représenté par son centre, donc par un point (Fig. 6 c). Dans les stades non déformés l'intervalle minimum séparant les différents points est supposé être le même dans toutes les directions. Dans les stades déformés cet intervalle sera fonction de l'orientation de la droite joignant les deux points considérés. Dans le plan λ_1, λ_3 , par exemple, cet intervalle aura une valeur maximale quand la droite sera parallèle à λ_1 . Les rapports de ces intervalles maximum et minimum sont très proches des rapports axiaux de l'ellipse de déformation finie en deux dimensions. Cette méthode est applicable à toute roche comprenant des objets emballés dans une matrice. On peut l'utiliser sur des marqueurs elliptiques (HANNA & FRY, 1979) mais également sur des objets rigides (LACASSIN & VAN DEN DRIESSCHE, 1983), ce qui permet d'étendre son champ d'application aux cristaux compétents des matériaux granitiques.

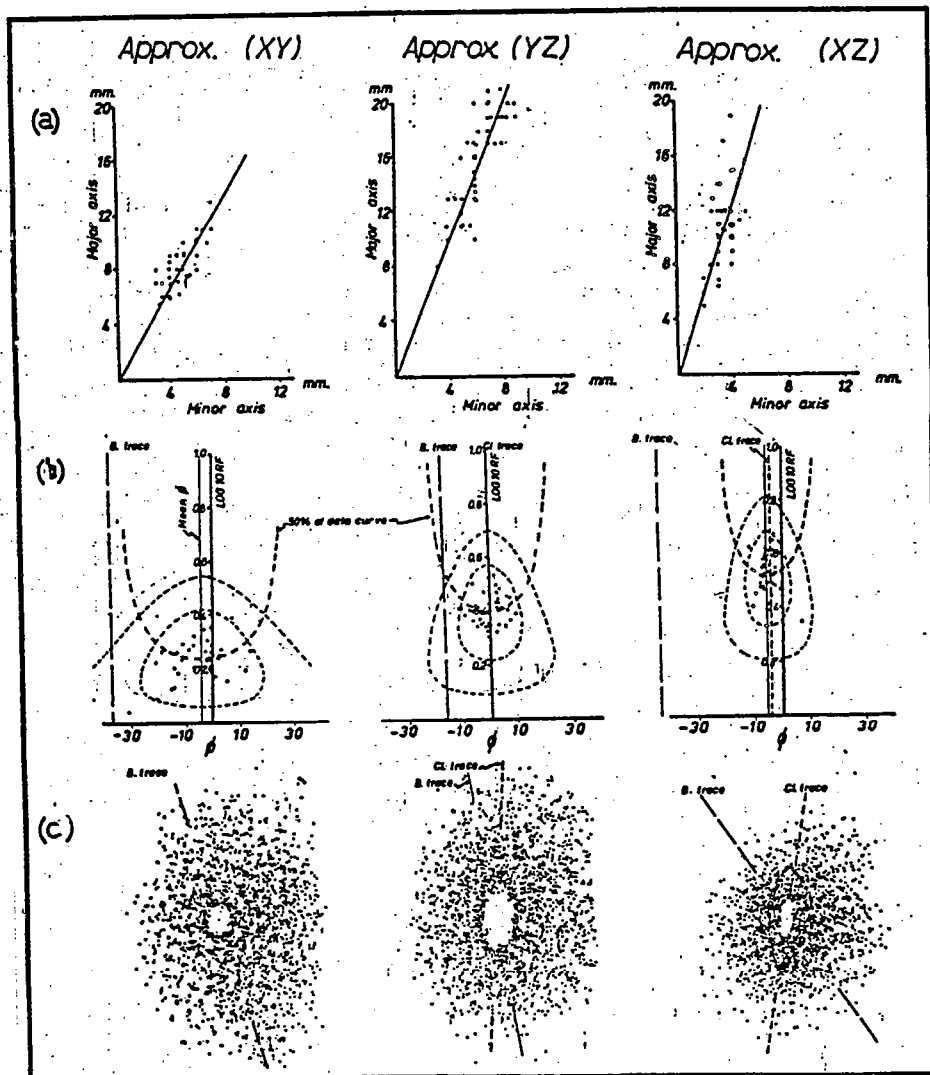


Fig. 6 : Les méthodes d'analyse de la déformation finie dans le cas de marqueurs sphériques (a) et ellipsoïdaux (b et c) ; a) méthode de RAMSAY (1967) ; b) méthode de DUNNET et SIDDANS (1971) ; c) méthode de FRY (1979).

5.3.2.2) METHODES D'ANALYSES DE LA DEFORMATION FINIE DANS LE CAS DE MARQUEURS LINEAIRES :

Dans le cas d'éléments linéaires on dispose de plusieurs méthodes d'analyse de la déformation finie en deux dimensions (RAMSAY, 1967 - RAMSAY & HUBER, 1983). Ces méthodes sont basées sur le fait que l'extension "e" d'un élément linéaire varie en fonction de l'orientation initiale de cet élément. Pour caractériser l'ellipse de déformation deux cas de figure peuvent se présenter : (1) si l'orientation du grand axe de l'ellipse est inconnue il faut disposer d'éléments linéaires montrant trois orientations différentes ; (2) si l'orientation du grand axe de l'ellipse est connue il suffit de disposer d'éléments linéaires orientés suivant deux directions différentes.

Dans la pratique ici, deux directions seront suffisantes car les objets étudiés sont presque exclusivement des minéraux de métamorphisme (andalousites, tourmalines) observables dans la proche périphérie des plutons, dans des zones où l'orientation de l'ellipse de déformation est facilement discernable.

La procédure est simple : sachant que les changements de longueur d'un marqueur linéaire peuvent être représentés par deux paramètres, l'extension quadratique ($\lambda = (1+e)^2 = (l'/l_0)^2$) et l'extension quadratique réciproque ($\lambda' = 1/\lambda$), deux types d'équations permettent d'exprimer ces changements de longueur en fonction d'écarts angulaires ϕ et ϕ' qui caractérisent l'orientation initiale et finale du marqueur linéaire, (RAMSAY & HUBER, 1983), (Fig. 7) :

$$\lambda = \lambda_1 \cos^2 \phi + \lambda_2 \sin^2 \phi \quad \text{et} \quad \lambda' = \lambda'_1 \cos^2 \phi' + \lambda'_2 \sin^2 \phi'$$

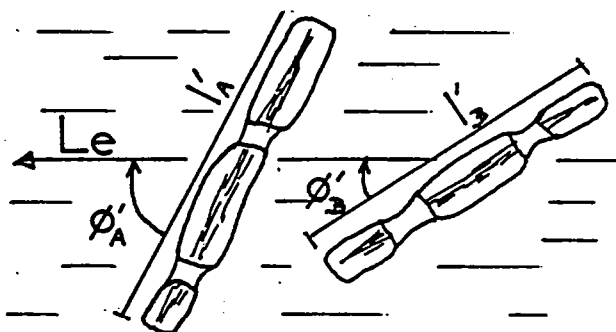


Fig. 7 ; Eléments géométriques pris en compte dans l'analyse de marqueurs linéaires (andalousites tronçonnées).

Lorsqu'on étudie des marqueurs rigides, comme les andalousites, qui se fracturent mais ne subissent pas de déformation interne notable il suffit alors de mesurer la longueur finale (l') du minéral et de calculer sa longueur initiale (l_0) en faisant abstraction de l'extension, pour obtenir la valeur de l'extension quadratique réciproque $\lambda' = (l_0/l')^2$. l'angle ϕ' est quant à lui indiqué par l'écart angulaire entre la direction d'extension des éléments fracturés et la direction d'étirement de la roche (Fig. 7). On peut alors résoudre les deux équations précédentes et obtenir λ'_1 et λ'_2 .

5.3.2.3) ESTIMATION DE LA FORME DE L'ELLIPSOÏDE DE DEFORMATION :

1) Méthode des "zones abritées" :

Le principe repose sur l'étude de la forme des queues de cristallisations syncinématiques qui se développent pendant la déformation, aux extrémités des objets plus résistants que la matrice qui les entoure. Bien que ce type d'analyse ne permette pas de calculer les paramètres de la déformation, il peut cependant servir à déterminer rapidement le type d'ellipsoïde (Fig. 8).

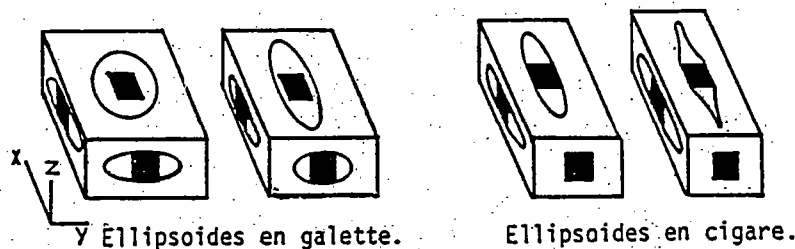


Fig. 8 ; Relations entre la forme des zones abritées et les différents types d'ellipsoïdes de déformation finie (d'après CHOUKROUNE, 1971).

2) Etude de l'anisotropie de texture ou "fabrique" :

La déformation des plutons granitiques et de leur encaissant s'accompagne de l'acquisition d'une anisotropie de texture ("fabrique") plus ou moins marquée liée à l'orientation préférentielle des minéraux. Il peut s'agir d'une simple anisotropie de forme des cristaux, mais également d'une orientation préférentielle des réseaux cristallins (déformation plastique).

En partant du principe que cette orientation préférentielle est, entre autres facteurs, liée à l'intensité de la déformation et que toute tectonite peut être décomposée en éléments linéaires L et planaires S, FLINN (1965) propose de distinguer cinq types de fabriques distinctes (L, L>S, L<S, S) suivant l'importance relative des éléments L et S, (Fig. 9).

Une méthode informatisée permettant d'évaluer quantitativement les orientations préférentielles a été mise à point par LECORRE (1978). Cette méthode, utilisant la goniométrie de texture permet de calculer un ellipsoïde de fabrique caractérisé par des paramètres K_F et R_F . Cet ellipsoïde n'est cependant pas directement corrélable avec l'ellipsoïde de déformation. Il le serait si les cristaux étudiés, conformément au modèle de MARCH (1932), pouvaient se réorienter de manière passive, et changer de forme.

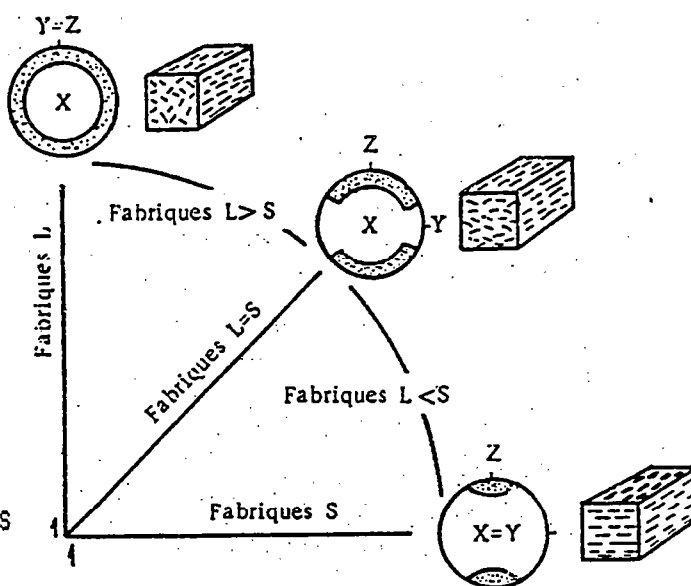


Fig. 9 ; Diagramme de FLINN montrant les relations entre les fabriques L-S et l'ellipsoïde de déformation, (d'après PITCHER & BERGER, 1972).

Cette méthode, appliquée au plan basal (001) des micas présente un double intérêt dans l'étude de la déformation associée à la mise en place des plutons (1) Elle permet de mettre en évidence les variations cartographiques de la symétrie de la fabrique et ce, aussi bien dans les schistes de l'encaissant que dans les formations granitiques déformées.

(2) Cette méthode permet également de suivre l'évolution et l'intensification de la schistosité grâce à deux paramètres ("S" indice de schistosité et R_F paramètre d'intensité de fabrique) (LE CORRE, 1978).

Elle a été élargie aux amphiboles (GAPAIS & BRUN, 1981) puis généralisée à toutes formes de minéraux par COBBOLD & GAPAIS (1979).

5.3.3) CHAMPS DE DEFORMATION FINIE DANS LE CAS D'UNE INTERFERENCE DIAPIRISME - CISAILLEMENT REGIONAL :

A la fin de leur mise en place les plutons granitiques subissent un tassement vertical avec augmentation du diamètre horizontal. C'est la période de gonflement du pluton (Fig. 10). Les champs de déformation finie résultant de l'interférence entre un cisaillement et le gonflement d'un pluton ont été étudiés à l'aide de modèles mathématiques (BRUN, 1981).

En définissant les effets relatifs du gonflement du pluton et du cisaillement régional sur les champs de déformation finie, ces modèles permettent une approche géométrique et cinématique des problèmes liés à la mise en place de plutons granitiques dans une croûte en cours de déformation.

5.3.3.1) ALLURE DES TRAJECTOIRES PRINCIPALES DE DEFORMATION :

Dans les modèles d'interférence entre un cisaillement simple et le gonflement d'un pluton, les trajectoires principales de déformation sont sensiblement perturbées à l'approche du pluton (Fig. 11) :

- 1) Le plan d'aplatissement (λ_1 , λ_2) moule le pluton et s'adapte à la forme de l'interface pluton-encaissant.
- 2) Il montre une *obliquité systématique sur le contact du pluton* et se prolonge à l'intérieur de ce dernier.
- 3) A l'intérieur du pluton, le plan d'aplatissement forme des courbes elliptiques et détermine une *structure interne hélicoïdale*.

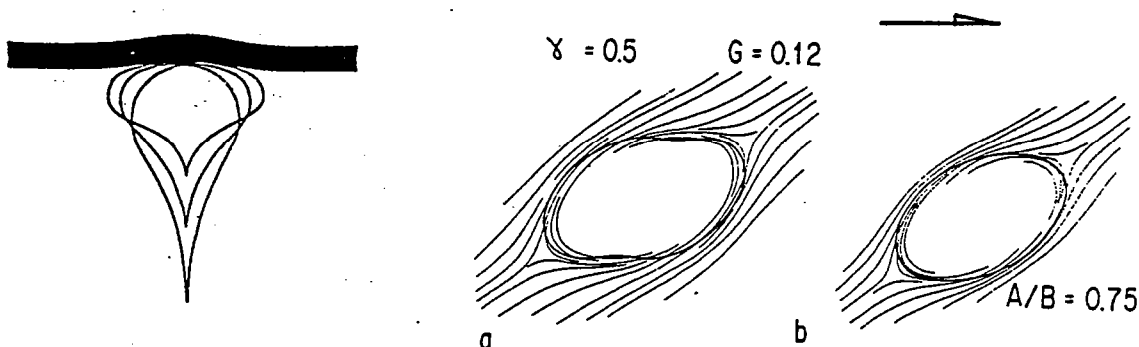


Fig. 10 : Tassement vertical et augmentation du diamètre horizontal lors du gonflement d'un pluton,

Fig. 11 : Trajectoires du plan d'aplatissement et position des points triples pour un gonflement elliptique. (d'après BRUN, 1981),

4) Aux extrémités du pluton on note l'existence de zones anomales dans lesquelles le plan d'aplatissement présente trois directions : deux de ces directions correspondent à l'inflexion du plan d'aplatissement lorsqu'il moule le pluton, la troisième parallèle à l'interface pluton-encaissant, est attribuable au gonflement du pluton. En raison de cette géométrie particulière du plan d'aplatissement, ces zones anomales sont appelées *points triples de schistosité (P.T.S)*, (BRUN, 1983). Dans les modèles d'interférence entre gonflement et cisaillement simple ces zones sont en fait légèrement décalées par rapport au grand axe du pluton (Fig. 11). Un tel décalage peut être utilisé comme critère de sens de cisaillement.

ANALYSE STRUCTURALE DES GRANITES

5) Le grand axe de l'ellipsoïde déformation est pratiquement partout horizontal. Seule la bordure interne du point triple de schistosité montre un grand axe verticalisé.

Ces modèles permettent de mettre en évidence l'interférence gonflement-cisaillement mais aussi de préciser la nature du cisaillement (transcurrent, chevauchant ou décrochevauchant).

Les principales caractéristiques de ces différentes interférences sont résumées sur la fig. 12. Elles diffèrent essentiellement par l'orientation du pluton par rapport à la schistosité et aux structures régionales, par l'orientation des points triples de schistosité, par le pendage et l'allure de la schistosité et par le plongement de linéation d'étirement.

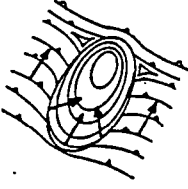


	MODELE A	MODELE B	MODELE C
			
	A	B	C
ORIENTATION DU PLUTON /STRUCTURES REGIONALES	orthogonal	parallèle	parallèle
PENDAGE DE S1 DANS L'ENCAISSANT	Faible	Intermédiaire	Subvertical
TRAJECTOIRES DE S1	Excentrées	Excentrées	Hélicitiques
LINEATION D'ETIREMENT	Orthogonale à la direction de S1	Variable	Subhorizontale
CISAILLEMENT	Tangentiel	Décrochevauchant	Transcurrent

Fig. 12 : Champs de déformation finie autour des plutons granitiques et cinématique de la déformation crustale, (d'après Brun, 1981 et LAGARDE & RODDAS, 1983),.

5.3.3.2) VARIATIONS DE FORME DE L'ELLIPSOÏDE DE DEFORMATION :

Lorsque la mise en place d'un pluton interfère avec une déformation cisailante, les variations de forme de l'ellipsoïde de déformation, représentées par les cartes d'isovaleur du paramètre K (FLINN, 1962), montrent (Fig. 13) :

- 1) Une déformation finie de type aplatissement ($0 < K < 0,7$) dans l'environnement immédiat du pluton.
- 2) Une déformation finie de type déformation plane au delà de cette zone.
- 3) Une forte anomalie dans le *point triple de schistosité* où la déformation finie est de type constriction.

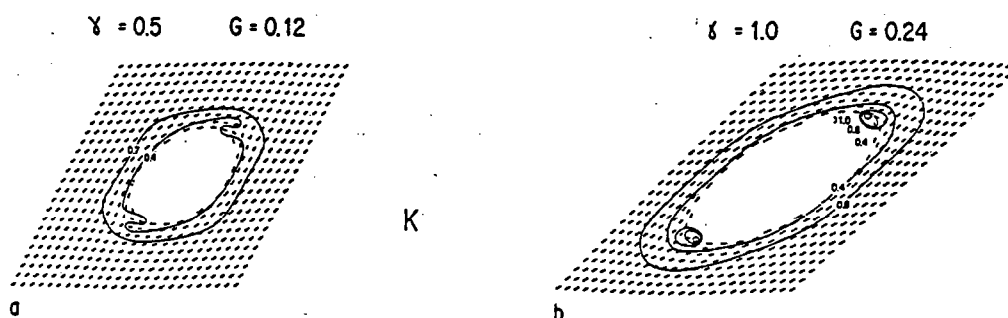


Fig. 13 ; Carte des isovaleurs du paramètre K pour un gonflement circulaire faisant apparaître une déformation finie de type aplatissement ($K < 1$) autour du pluton et de type constriction ($K > 1$) dans les points triples de schistosité (stade b), (d'après BRUN, 1981).

5.3.3.3) FORME ET ORIENTATION DU PLUTON :

La forme et l'orientation du pluton sont également utilisables :

- Lorsque le gonflement est circulaire la forme finale de la section du pluton est elliptique. Le rapport axial de cette ellipse correspond au rapport axial de l'ellipse de déformation du cisaillement simple.
- Lorsque le gonflement est elliptique, la forme finale de la section du pluton est quasi elliptique si le rapport A/B (facteurs de proportionnalité des axes de l'ellipse initiale) est proche de 1. Elle forme une *ellipse resserrée dans sa partie médiane* lorsque le rapport A/B décroît (Fig. 11 b). Cette forme particulière traduit ici une déformation cisailante dont le sens serait indiqué par la dissymétrie de l'ellipse.

Si l'on prend en compte, non plus la déformation finie, mais les incréments de gonflement et de cisaillement, on obtient l'évolution de la forme et de l'orientation du pluton au cours de la déformation progressive :

- Dans le cas où il n'y a pas de contraste de viscosité entre le pluton et son encaissant, l'ellipticité du pluton est homothétique de celle de l'ellipse de déformation, et le grand axe du pluton est parallèle à la direction d'étirement dans l'encaissant.
- Dans le cas où il existe un fort contraste de viscosité entre l'encaissant et le pluton (> 100), l'ellipticité du pluton est plus accentuée que celle de l'ellipse de déformation régionale et le grand axe du pluton se réoriente plus rapidement que la direction d'étirement dans l'encaissant (BRUN, 1981).

5.3.4) CHAMP DE DEFORMATION FINIE AUTOUR D'UN CORPS INTRUSIF RIGIDE ET SPHERIQUE :

Un modèle analogique de déformation progressive lors de l'ascension de diapirs dans la croûte ductile a été développé par CRUDEN (1988). Dans ce modèle le diapir est représenté par une sphère rigide, non déformable qui tombe verticalement dans un cylindre contenant un fluide Newtonien à forte viscosité. Bien qu'isotherme ce modèle reflète les conditions d'ascension d'un diapir à haute température dans la mesure où il prend en compte le contraste de viscosité entre la couche thermiquement amollie entourant le corps intrusif (fluide à forte viscosité) et la croûte non amollie (parois du cylindre). La déformation progressive du fluide visqueux lors du passage de la sphère est matérialisée par la déformation passive d'une grille imprimée dans le fluide (Fig. 14).

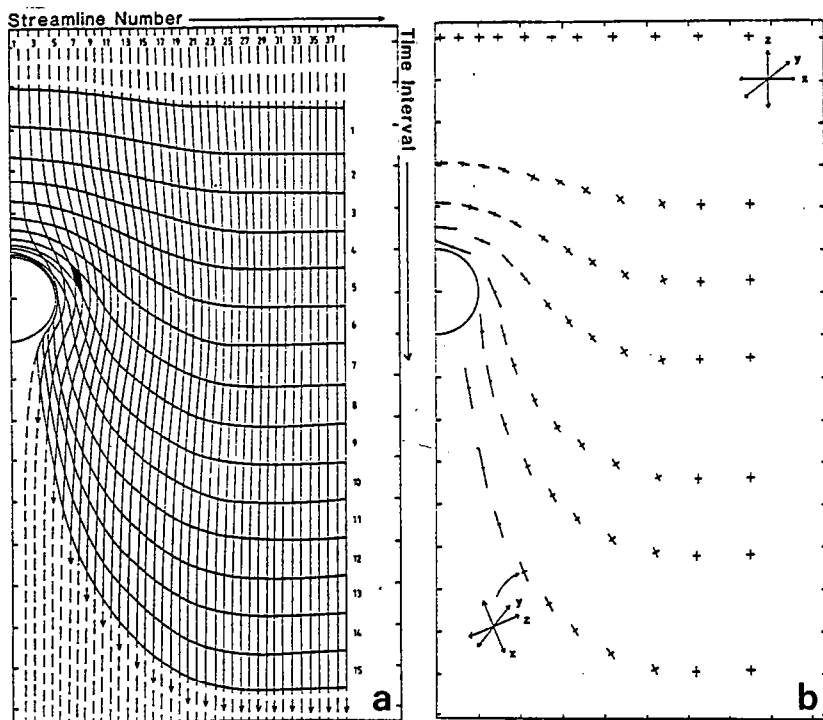


Fig. 14 : a, Déformation progressive d'un marqueur subhorizontal (intervalles de temps 1 à 15) et trajectoires des particules (streamlines) lors du déplacement d'une sphère rigide dans un fluide visqueux, b, Rotation progressive et changement de longueur des axes de l'ellipsoïde de déformation (d'après CRUDEN, 1988).

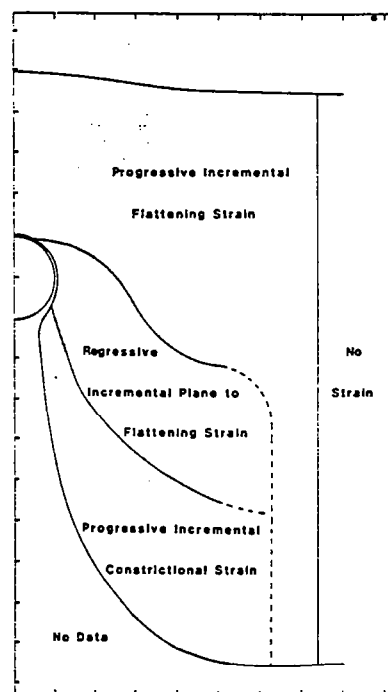


Fig. 15 : Distribution de la déformation progressive incrementale associée au passage de la sphère rigide dans le fluide visqueux (d'après CRUDEN, 1988).

Le passage de la sphère se traduit (Fig. 15) (1) par une déformation en aplatissement dans les zones situées au toit et sur les bords de la sphère (2) une déformation en constriction dans les zones situées sous la sphère, et (3) par une rotation du grand axe de l'ellipse de déformation, modérée au toit mais forte une fois passé le plan équatorial (Fig. 14 b).

5.3.5) CINEMATIQUE DE LA DEFORMATION :

Les principaux critères utilisés pour reconstituer la cinématique de la déformation autour des plutons granitiques concernent les systèmes de glissement actifs, l'enregistrement de la déformation progressive et l'allure des trajectoires principales de déformation.

5.3.5.1) LES COMPOSANTES DE CISAILLEMENT DANS UNE STRUCTURE DIAPIRIQUE :

Une structure diapirique crée, en s'amplifiant, une zone à étirement horizontal à son toit et une zone à étirement vertical à sa base (Fig. 16).

L'étirement au toit du diapir peut avoir une disposition radiale (SCHWERTDNER & al., 1978) mais ce n'est pas un cas général, surtout quand le diapirisme interfère avec la déformation régionale.

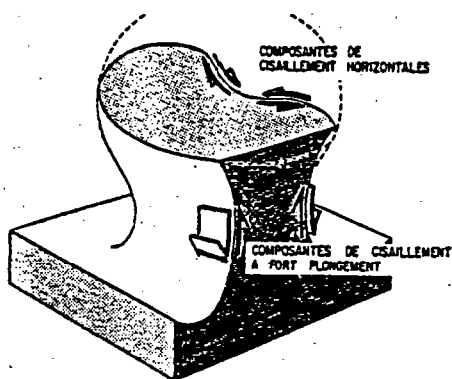


Fig. 16 : Schémas montrant la disposition des composantes de cisaillement dans une structure diapirique, (d'après BRUN, 1981).

L'étirement subvertical dans le tronc et à la base de la structure est lié à l'existence d'une composante de cisaillement radial à fort plongement. Le sens de ce cisaillement s'inverse de part et d'autre de la structure en relation avec le mouvement ascendant de la source (Fig. 16).

5.3.5.2) LES DIFFERENTS SYSTEMES DE GLISSEMENT :

Les systèmes de glissement, exprimés par des surfaces de cisaillement continu ou discontinu, forment une série de critères utilisables pour reconstituer la cinématique de la déformation autour des plutons granitiques.

Parmi ces critères on retiendra :

1) LES BANDES DE CISAILLEMENT :

Dans les bandes de cisaillement les *structures sigmoïdes S/C*, formées par les plans de schistosité (plan S) et par les plans de cisaillement (plans C), sont des indicateurs du sens de cisaillement (BERTHE & al., 1979) (Fig. 20 a,b,c).

2) LES SURFACES DE CISAILLEMENT DISCONTINU :

Les glissements sur des surfaces de cisaillement discontinu sont également utilisables en tant que marqueurs cinématiques.

- Ces glissements peuvent se produire sur les plans C des bandes de cisaillement ductile. Le sens de ces glissements discontinus, mis en évidence par des décalages d'objets (enclaves ou minéraux) sont compatibles avec la cinématique du cisaillement ductile (Fig. 20c) et témoignent d'un processus de déformation continue-discontinue (BERTHE & al., 1979). La quantité de ce cisaillement discontinu demeure toutefois modérée.

- Les glissements peuvent également se produire sur des microstructures cassantes telles que les fractures et les joints intragranitiques. Le sens de cisaillement est alors déduit de la *géométrie des zones d'ouverture* (Fig. 20d).

3) LES SYSTEMES DE GLISSEMENT INTRACRISTALLINS :

Les systèmes de glissement intracristallins sont fréquemment utilisés comme indicateurs de la cinématique de la déformation dans les zones de cisaillement ductile (BOUCHEZ & PECHER, 1976, 1981 ; LAURENT & ETCHECOPAR, 1976 ; BOUCHEZ, 1977 ; ETCHECOPAR, 1977 ; GAPAIS, 1979 ; LISTER & HOBBS, 1980 ; BOUCHEZ & al., 1983). Dans les plutons granitiques on utilise plus particulièrement l'*orientation préférentielle des directions de glissement intracristallin du quartz* (BERTHE & al., 1979 b ; SIMPSON, 1983 ; BURG & al., 1984).

5.3.5.3) LES MARQUEURS DE LA DEFORMATION PROGRESSIVE :

Peuvent être rattachés à ce type de critères :

- Les *filons boudinés puis plissés ou plissés puis boudinés*. Cette superposition de structures traduit un changement de position relative des filons par rapport aux axes principaux de déformation finie. Les filons boudinés puis plissés, initialement dans le champ d'extension finie, passent dans le champ de raccourcissement lors du dernier incrément de déformation, alors que les filons plissés puis boudinés passent du champ de raccourcissement fini au champ d'extension (RAMSAY & HUBER, 1983 p.224).

- Les *cristallisations syntectoniques dans les zones abritées* enregistrent les différents stades de la déformation incrémentale et mettent en évidence la *rotation des objets rigides* (CHOUKROUNE, 1971 ; MALAVIELLE & HARRIS, 1982), (Fig. 17).

- La *dissymétrie des zones abritées* indique également le sens du cisaillement

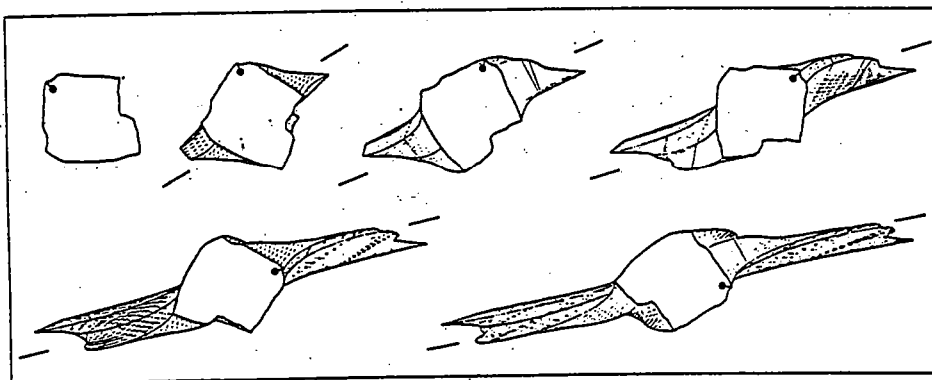


Fig. 17 : Modélisation de l'allure des cristallisations synchronématiques et de la dissymétrie des zones abritées autour d'un objet rigide subissant une rotation au cours d'un cisaillement progressif (X de 1 à 5), (d'après MALAVIELLE & al., 1982).

- Les *structures d'enroulement* (VAN DEN DRIESSCHE, 1986), apparaissent également autour d'objets rigides (Fig. 18). Leur asymétrie est inverse de celle des zones abritées.

- Les structures hélicitiques correspondent à un enroulement de la schistosité à l'intérieur de minéraux syntectoniques (SPRY, 1969 ; ROSENFELD, 1970) et nous renseignent sur les sens de rotation de ces minéraux (Fig. 20 e,f).

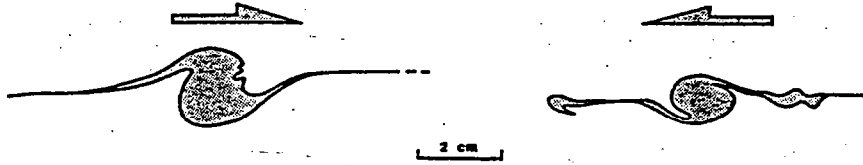


Fig. 18 ; Asymétrie des structures d'enroulement et sens de cisaillement (d'après VAN DEN DRIESSCHE, 1986).

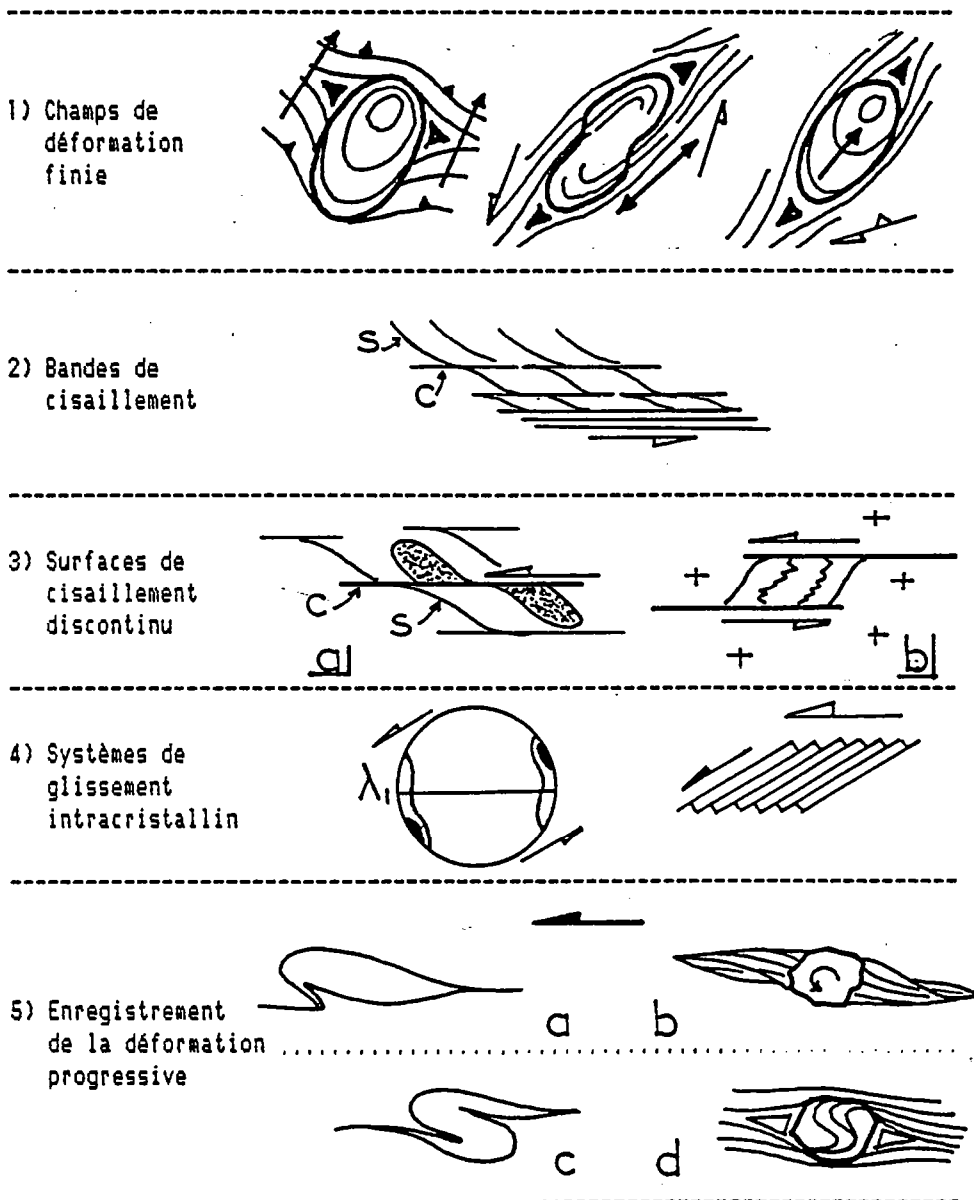


Fig. 19 ; Critères cinématiques (voir explications dans le texte).

Fig. 20 ; Quelques critères de cisaillement ,

- a) bandes de cisaillement dans un granite orthogneissifié (massif des Jebilet)
- b) bandes de cisaillement dans les schistes paléozoïques (massif des Rehamna)
- c) cisaillement discontinu sur un plan C mis en évidence par le décalage senestre de l'enclave surmicacée (granodiorite des Jebilet),
- d) cisaillement discontinu senestre sur un joint intragranitique (granite d'Azegour)
- e) et f) zones abritées dissymétriques autour de grenats hélicitiques (massif des Rehamna),

5.3.6) REGIME DE LA DEFORMATION :

Un régime de déformation peut être coaxial ou non coaxial.

- Le régime est coaxial lorsque, dans une déformation homogène, les axes principaux de déformation ne changent pas d'orientation au cours de la déformation. Le mécanisme de déformation est le cisaillement pur (Fig. 21).
- Le régime est non coaxial lorsque deux des axes principaux de déformation (λ_1 et λ_2) changent d'orientation au cours de la déformation et tournent autour du troisième (λ_3). Le mécanisme de déformation peut être le cisaillement simple (Fig. 21) ou une combinaison de cisaillement simple et de cisaillement pur (CHOUKROUNE, 1971 ; CHOUKROUNE & LAGARDE, 1977).

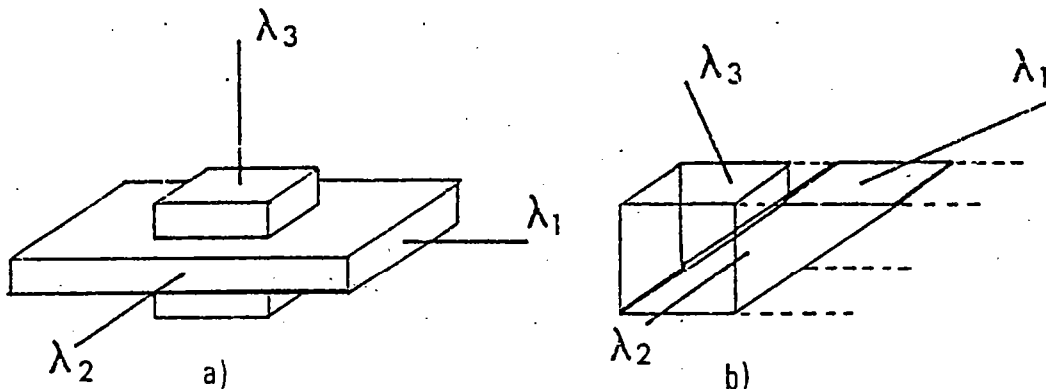
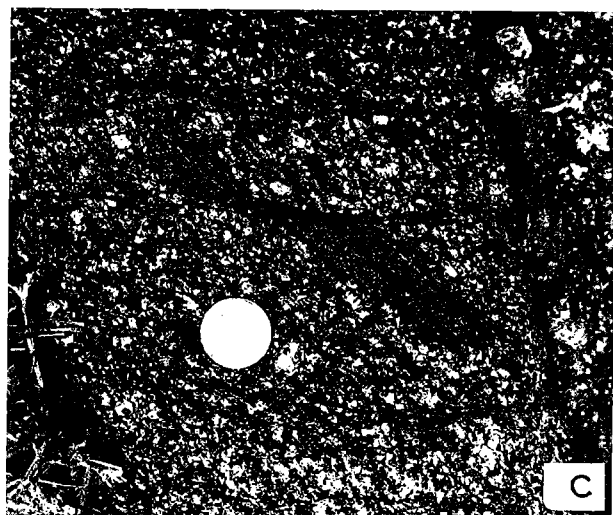
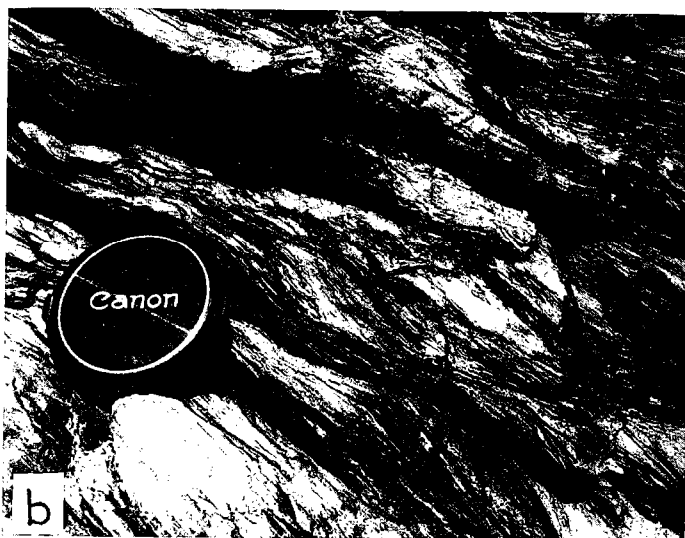
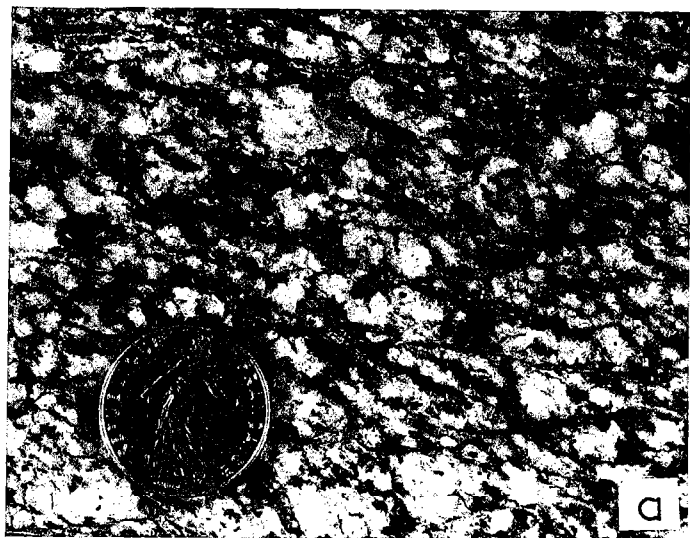


Fig. 21 ; Cisaillement pur (a) et cisaillement simple (b),

Pour analyser le régime de la déformation il faut pouvoir reconstituer l'histoire de cette déformation. Il faut donc disposer de critères cinématiques et de marqueurs de la déformation progressive.

Contribuent également à la reconnaissance du régime de la déformation :

- L'analyse des diverses évolutions microstructurales observables le long des gradients d'intensité de déformation (évolution de la schistosité et du plissement, formation de structures superposées) (BERTHE & BRUN, 1980 ; BRUN & CHOUKROUNE, 1983).
- L'ordre d'apparition des structures superposées (CHOUKROUNE & al., 1983).
- Le degré de symétrie des structures qui reflète le régime global de la déformation et ce indépendamment de la taille du système ou du mécanisme de déformation (CHOUKROUNE & al., 1986) : les structures sont symétriques dans le cas d'une déformation coaxiale et asymétriques dans le cas d'une déformation non coaxiale.



5.4) REGIME THERMIQUE ET CONDITIONS PHYSIQUES DE LA DEFORMATION :

Le contrôle exercé par les plutons sur l'évolution du régime thermique de l'encaissant est analysé par l'intermédiaire de deux méthodes complémentaires :

- (1) Dans les domaines faiblement métamorphiques les variations de la cristallinité de l'illite nous renseignent sur l'évolution du régime thermique (LE CORRE, 1978 ; PIQUE, 1979 ; PIQUE, 1982 ; CAILLEUX, 1983). L'indice de cristallinité est évalué par la largeur en mm du pic à 10 Å mesuré à la moitié de la hauteur. Cet indice décroît lorsque le métamorphisme croît.
- (2) Dans l'auréole interne l'identification des paragenèses du métamorphisme de contact permet de caler le métamorphisme par rapport à la déformation (SPRY, 1969).

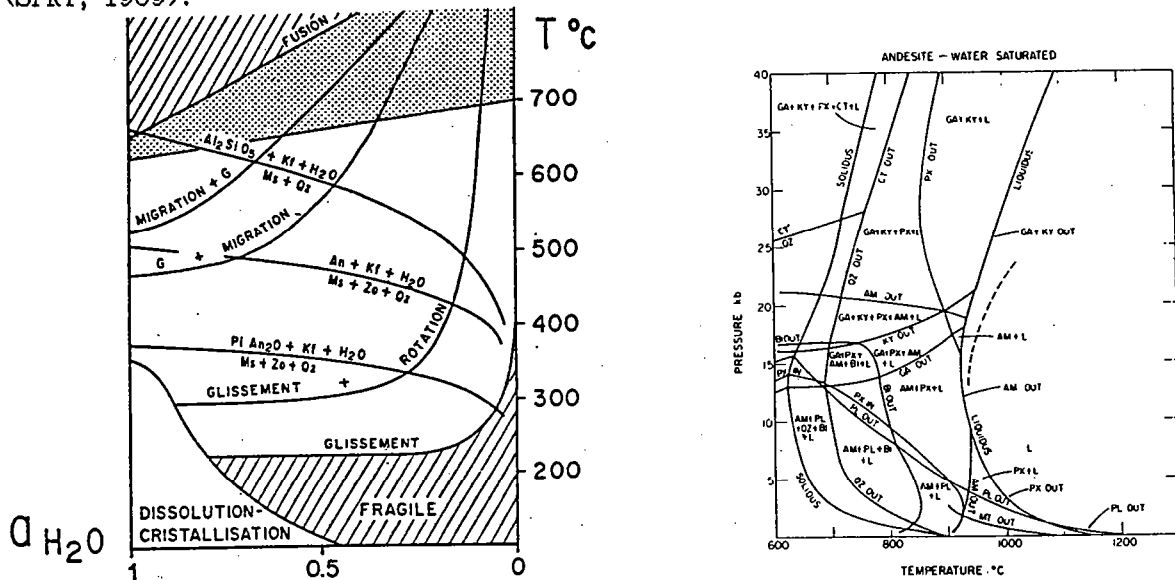


Fig. 22 : a, Evolution des mécanismes de déformation et de recristallisation du quartz en fonction de la température et de l'activité de l'eau (d'après GAPAIS, 1987), b, diagramme PT pour un magma de composition andésitique à saturation d'eau (d'après ALLEN & al., 1975),

L'estimation des conditions physiques de la déformation a pour but essentiel ici d'établir la contemporanéité éventuelle entre la déformation interne du pluton et la déformation de son encaissant.

Les minéraux cristallisant dans les plans de schistosité et dans les bandes C/S fournissent une première indication.

On peut également étudier les mécanismes de déformation intracristallins, notamment dans le cas du quartz (GAPAIS, 1978, 1987) dont les systèmes actifs de glissement et les textures de recristallisation reflètent l'évolution du régime thermique (GAPAIS, 1987), (Fig. 22 a).

La mise en évidence d'une diminution progressive de la température de déformation compatible avec le refroidissement du pluton traduit une déformation syn mise en place.

Par ailleurs il est intéressant de comparer les conditions PT de la cristallisation des magmas (ALLEN & al., 1975 ; WYLLIE, 1977, 1989) (Fig. 22 b) avec les conditions PT estimées pour la déformation.

CHAMPS DE STRUCTURES ET CHAMPS DE
DEFORMATION.

Pour chaque granite sont présentés (1) la forme 3D et l'architecture d'ensemble, (2) les gradients thermiques et les conditions PT de mise en place estimées, (3) les champs de structures internes et externes, (4) Les champs de déformation.

Plusieurs problèmes complémentaires peuvent être abordés :

- Les granites des Jebilet permettent d'étudier de manière détaillée la typologie de la déformation interne et les gradients de déformation finie lorsque des plutons se mettent en place le long de zones de cisaillement ductile.
- Les granitoïdes du Tichka sont originaux par leur organisation interne et par l'évolution rhéologique des différents faciés magmatiques que l'on peut y suivre.
- Les granites des Zaer et d'Oulmés offrent un terrain propice à l'analyse des gradients thermiques syntectoniques dans l'encaissant et à l'étude de l'orthogneissification périphérique des plutons.
- Les granites des Rehamna et d'Azegour, sécants sur les structures régionales, sont classiquement considérés comme post-tectoniques. Ils présentent de nombreuses analogies avec les complexes alcalins anorogéniques. Les perturbations du champ de déformation finie que l'on y observe permettent toutefois de discuter leur contexte géodynamique de mise en place.

6. LES PLUTONS GRANITIQUE DU MASSIF DES JEBILET

Le massif des Jebilet est un site privilégié pour l'étude de la mise en place des granites hercyniens et de la déformation crustale associée. Quatre plutons granitiques, diversement déformés et pétrographiquement représentatifs des plutons granitiques de la meseta marocaine, y sont en effet observables (Fig. 6.1)

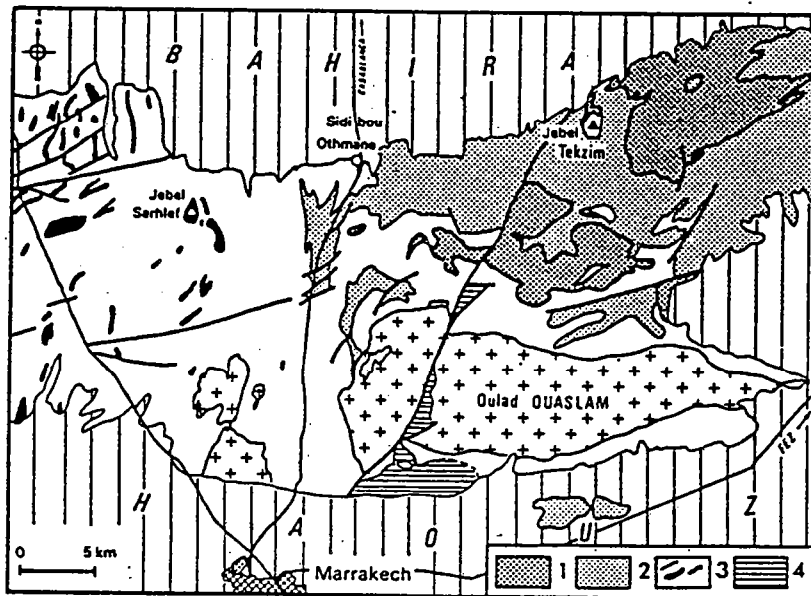


Fig. 6.1 ; Géologie des Jebilet centrales et orientales (d'après HUVELIN, 1977). 1, Ordovico-Devonien allochtone ; 2, Flyschs Viséen supérieur de Kharrouba ; 3, Schistes du Serhlef (Viséen Supérieur ?) et magmas précoces ; 4, Permo-Trias.

Le pluton des Oulad Ouaslam, allongé suivant une direction E- W a la plus grande surface d'affleurement (30 kms de long par 3 à 10 kms de large) (1 Fig. 6.2). Les plutons du Bamega et du Tabouchent forment deux corps intrusifs dimension sensiblement équivalente (4x3 kms) (2 et 3 Fig. 6.1).

Le pointement granitique du Bamega est le plus petit des quatre avec une surface d'affleurement d'environ 1 km par 0,5 km (4 Fig. 6.2).

Ces plutons intrudent des formations paléozoïques datées du viséen supérieur (HUVELIN, 1977). Ils ont fait l'objet de deux études structurales récentes (SAQUAQUE, 1985 ; CHEMSSEDOHA, 1986).

6.1) PRINCIPALES CARACTERISTIQUES :

6.1.1) DIFFERENTS FACIES GRANITIQUES :

Les granites du massif des Jebilet peuvent être divisés en deux grands groupes : les granodiorites (granites à biotite) (a et b Fig. 6.2) et les leucogranites (granites à deux micas (C Fig. 6.2)) (HUVELIN, 1977 ; SAQUAQUE, 1985 ; CHEMSSEDDOHA, 1986).

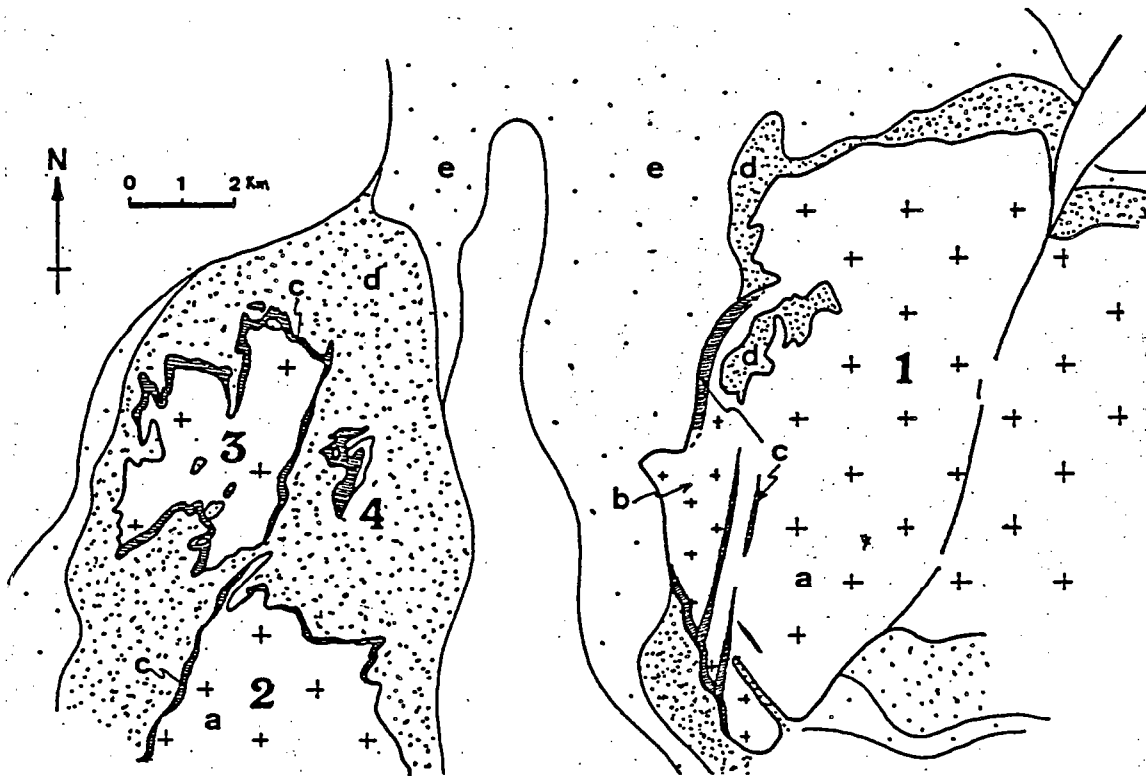


Fig. 6.2 : Les granites des Jebilet, 1, granodiorite des Oulad Ouaslam ; 2, Granites du Banéga ; 3, granites du Tabouchent ; 4, leucogranites du Bramram, a, granodiorites ; b, granodiorites à grain fin ; c, leucogranites ; d et e, auréole de métamorphisme de contact, (d'après HUVELIN, 1977 et SAQUAQUE, 1985).

1) LES GRANODIORITES :

Les granodiorites constituent l'essentiel des corps granitiques du massif des Jebilet, exception faite du pointement du Bramram.

Ce sont des granites à biotite, porphyroïdes et de couleur grise (Fig. 6.3 b). Ils contiennent de gros cristaux automorphes de cordiérite, d'andalousite en prismes (Fig. 6.3 c) et de sillimanite en tablettes. La cordiérite et l'andalousite présentent les caractéristiques de minéraux primaires d'origine magmatique. La sillimanite qui est localement associée à du spinelle et à de la biotite pourrait être un témoin non assimilé de roches granulitiques (LEYRELOUP, 1973), ayant donné naissance à la composante crustale du magma granitique (CHEMSSEDDOHA, 1986).

- Le faciés principal des granodiorites est un faciés à gros grains (0,2 à 0,7 mm) (Fig. 6.3 b) montrant des quartz automorphes, des orthoses xénomorphes poecilitiques et des biotites en grandes lames.

- Le faciés secondaire est un faciés équigranulaire à grain moyen (<0,4 mm) généralement localisé sur la bordure des plutons.

- Les enclaves sont de plusieurs types (CHEMSSEDDOHA, 1986) :

(1) Les xénolites, fragments d'encaissant, pélitique ou grauwakeux, non complètement assimilés.

(2) Les enclaves surmicacées sont considérées comme des résidus de matériaux crustaux préexistants ayant subi une fusion partielle (Fig. 6.3 c).

(3) Les enclaves microgrenues sombres, de forme ovoïde et de composition dioritique à granodioritique seraient les témoins d'un magma basique mantellique initial.

2) LES LEUCOGRANITES :

Ce sont des granites à deux micas leucocrates et intrusifs dans les granodiorites (c Fig. 6.2). Ils sont profondément affectés par les phénomènes deutériques tardimagmatiques (tourmalinisation, muscovitisation).

- Les leucogranites à tourmaline (Fig. 6.3 d) sont localisés sur la périphérie des plutons du Bamega et du Tabouchent. On les rencontre également dans le pluton des Oulad Ouaslam, sur la bordure Ouest où ils sont très déformés et dans la partie centrale sous forme de filons métriques à décamétriques non déformés. Ces leucogranites à grain fin sont caractérisés par la présence de nodules de Quartz-Tourmaline (HUVELIN, 1977), sphériques ou ellipsoïdaux suivant le degré de déformation du granite. Dans les stades ultra mylonitiques la tourmaline forme des lits ou des associations de petits cristaux dilacérés parallèlement à la schistosité.

- Une importante muscovitisation de ces leucogranites est localement observable. Cette muscovitisation s'accompagne d'une disparition progressive des feldspaths avec dans les stades ultimes formation de greisens dans lesquels ne subsistent plus que le quartz, la muscovite et la tourmaline. Ces greisens sont bien développés dans le granite du Bramram ainsi qu'au niveau de petits pointements sur la bordure NE du granite des Oulad Ouaslam (HUVELIN, 1977).

3) LES FILONS :

Plusieurs types de filons peuvent être distingués dans les granites du massif des Jebilet. Ce sont (cf. Fig. 6.6) :

- Les filons de leucogranite à tourmaline précédemment cités dont de beaux exemples sont observables dans le pluton des Oulad-Ouaslam.

- Les filons d'aprites leucocrates (roses ou gris clair) à quartz, plagioclase, feldspath potassique, muscovite et biotites souvent décolorées.

- Les filons pegmatitiques (HUVELIN, 1977) et aplopegmatitiques (SAQUAQUE, 1985) à quartz, feldspath, muscovite et tourmaline.

- Les filons de tourmaline et de quartz-tourmaline dont les dimensions peuvent aller du petit filonnet centimétrique à l'amas filoniens plurimétrique.

- Les filons de quartz que l'on trouve généralement au coeur des zones de cisaillement ductile.

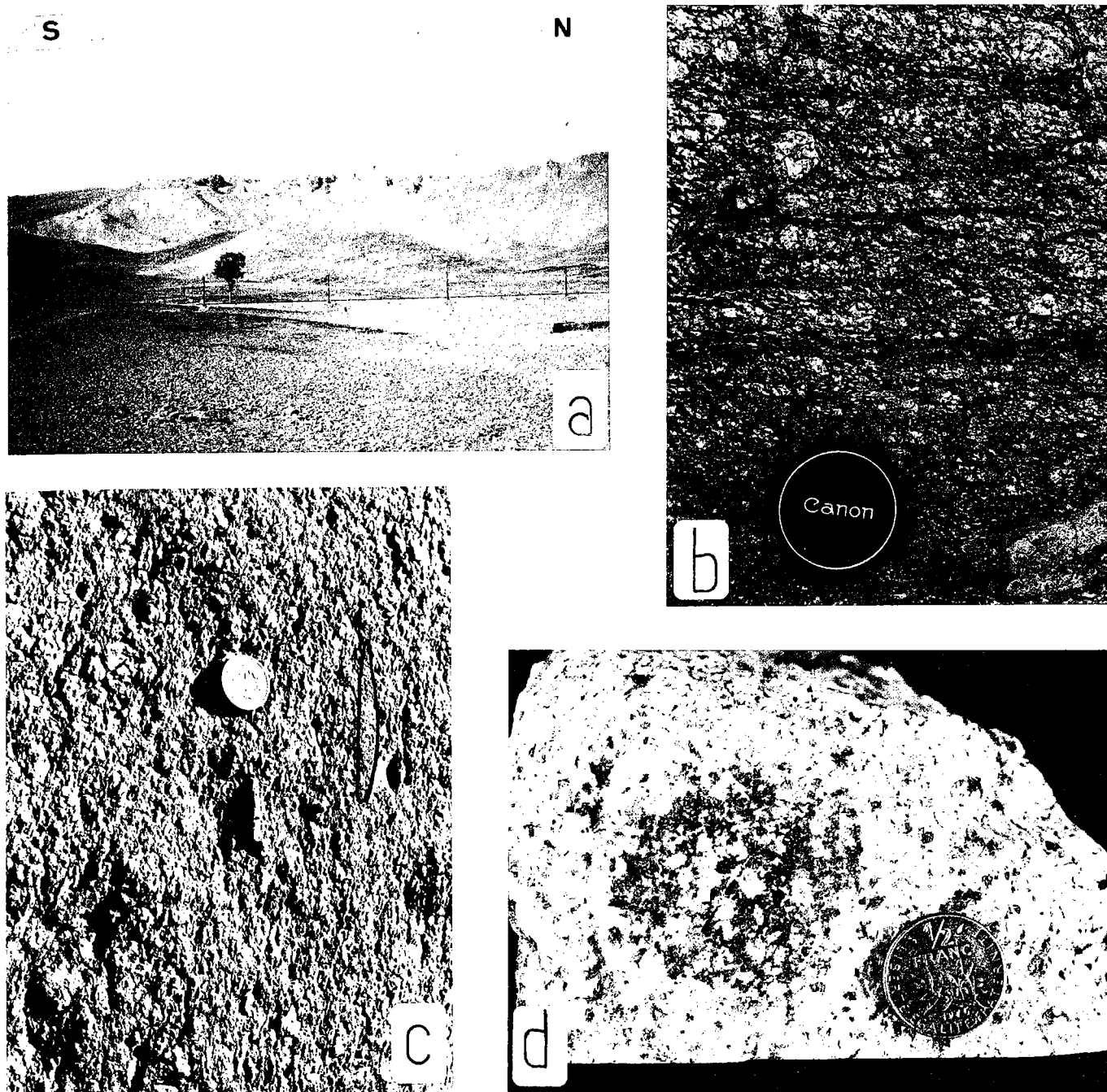


Fig. 6,3 : a, Vue d'ensemble du pointement granitique du Bramram (gris clair) dont le toit est composé de greisens formant de petits reliefs,
 b, vue de détail de la granodiorite porphyroïde orthogneissifiée (Dulad Quaslam),
 c, cristal centimétrique de tourmaline (sous la pièce) et enclave surmicacée (à droite de la pièce), (granodiorite des Dulad Quaslam),
 d, leucogranite non déformé montrant un nodule à quartz - tourmaline subsphérique,

Les compositions modales des granites des Jebilet, reportées sur un diagramme de Streickensem (1973) montrent que le faciés principal est, pour l'essentiel, constitué de *granodiorites* (Fig.6.4 a)
 Ces granodiorites appartiennent à une lignée évolutive calco-alcaline (Fig. 6.4.b) (CHEMSSEDDOHA, 1986).

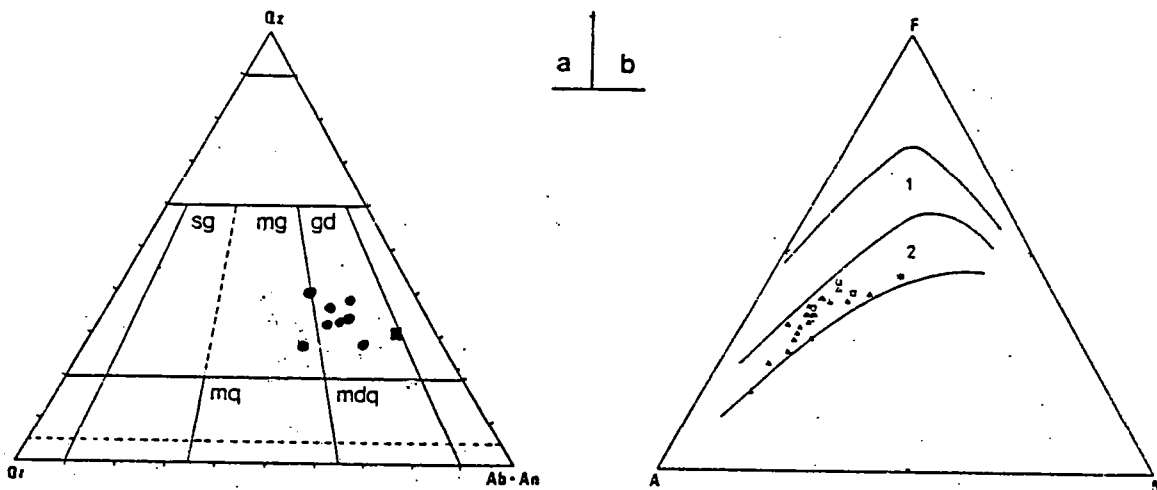


Fig. 6.4 : a, Compositions modales du faciés principal des Oulad Quaslam (cercles noirs) et d'une enclave microgrenue (carré noir), tombant dans le champ des granodiorites sur un diagramme de Streickensen (1973) , b, Compositions normatives de la granodiorite des Oulad Quaslam et de ses enclaves reportées sur un diagramme AFM de Kuno (1968) et témoignant d'une lignée évolutive calco-alcaline, (d'après CHEMSSEDDOHA, 1986).

6.1.2) GEOCHIMIE ISOTOPIQUE ET GEOCHRONOLOGIE :

Une étude de géochimie isotopique a été effectuée sur les granites des Jebilet (MRINI, 1985). Elle fait apparaître les points suivants :

- 1) L'importante variation des rapports isotopiques initiaux du strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) et du néodyme ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$), (Fig. 6.5), traduit une hétérogénéité isotopique initiale. Cette hétérogénéité isotopique est interprétée comme le résultat d'un mélange binaire entre un magma basique mantellique et un magma crustal.
- 2) Le pôle mantellique est le plus exprimé dans la granodiorite des Oulad Quaslam où le rapport isotopique initial du strontium est généralement inférieur à 0.704 et celui du néodyme supérieur à 0.512. Les granitoides du Baméga et du Tabouchent sont plus différenciés et plus "crustaux" que ceux des Oulad Quaslam (rapports isotopiques du néodyme plus bas et du strontium plus élevés). Le pôle crustal est prédominant dans les leucogranites (rapport isotopique initial du strontium supérieur à 0.706).
- 3) La richesse en strontium (> 700 ppm, dans la granodiorite des Oulad Quaslam) permet de rapprocher les magmas basiques initiaux des magmas de type arc insulaire ou rift intracontinental.

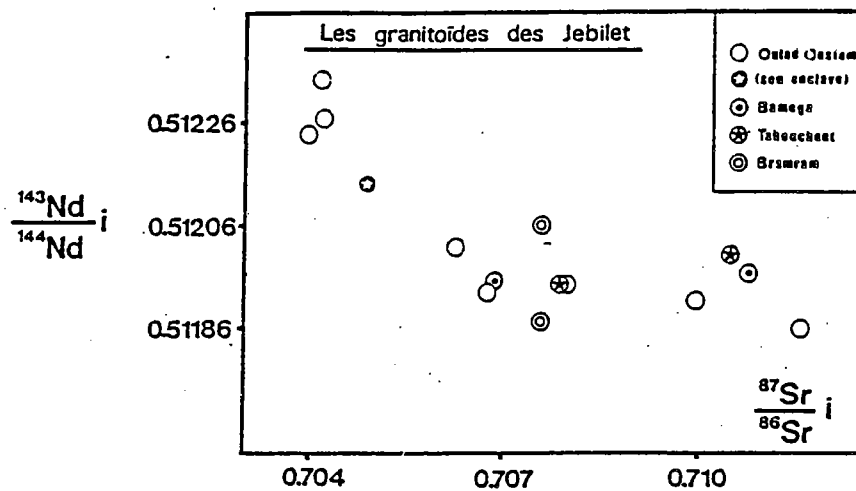


Fig. 6.5 : Rapports isotopiques initiaux du strontium et du néodyme pour les différents granites des Jebilet. Les variations observables traduisent une hétérogénéité isotopique initiale interprétée comme le résultat d'un mélange binaire entre un magma basique mantellique et un magma crustal. (d'après MRINI, 1985).

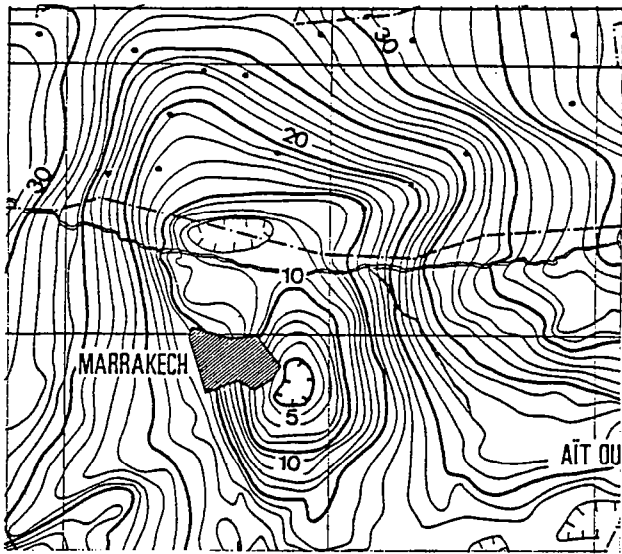
En ce qui concerne les données géochronologiques, un âge de 332 ± 5 MA a été obtenu pour les granites du Bramram (MRINI, 1985). Cet âge est basé sur l'existence d'une isochrone reliant les points correspondant à l'ensemble des faciés de ce massif y compris le greisen qui a un rapport Rb/Sr très élevé. Les leucogranites à eux seuls donnent un âge équivalent de 329 MA. Dans les autres massifs la grande dispersion des points attribuables à l'hétérogénéité isotopique initiale ne permet pas de tracer d'isochrone et d'obtenir un âge fiable (MRINI, 1985).

6.1.3) EVOLUTION MAGMATIQUE :

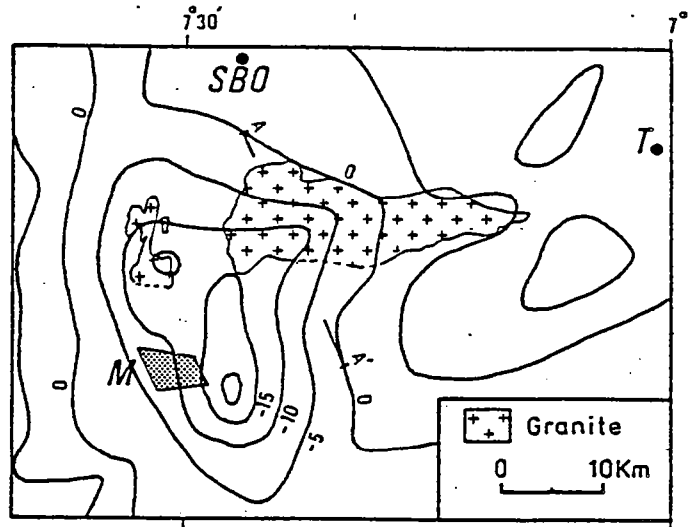
A la suite des diverses études pétrographiques et géochimiques effectuées sur les granitoïdes des Jebilet (SAQUAQUE, 1985 ; MRINI, 1985 ; CHEMSSEDDOHA, 1986), l'évolution magmatique suivante peut être envisagée :

- (1) Un magma basique d'origine mantellique, comme le montre la valeur du rapport isotopique initial du strontium ($< 0,704$), est entré en interaction avec la croûte continentale.
- (2) Un volume limité de croûte subit alors une fusion partielle et les magmas granitiques résultants se mélangent, en partie, avec le magma basique précurseur.
- (3) Au cours de son ascension, le magma basique assimile progressivement une partie du composant crustal suivant le processus d'assimilation - cristallisation fractionnée (MRINI, 1985).

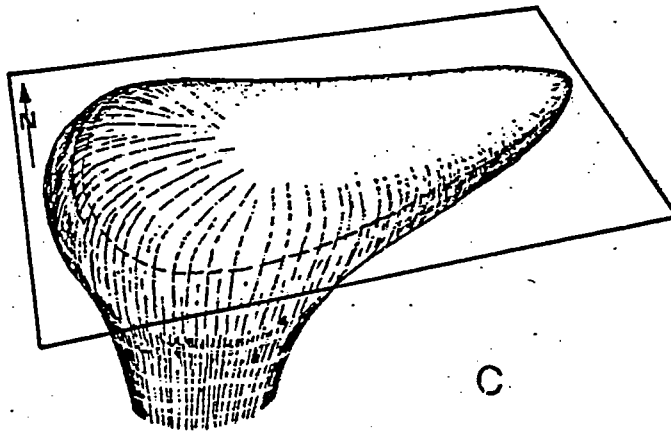
Les liquides granitiques donnant la granodiorite des Ouled Ouaslam sont les plus basiques et les moins différenciés. Le granitoïdes du Bamega, Tabouchent et Bramram correspondent à un niveau de différenciation par cristallisation fractionnée plus avancé et ont probablement assimilé une plus grande quantité de matériel crustal (rapport isotopique initial du strontium $> 0,707$).



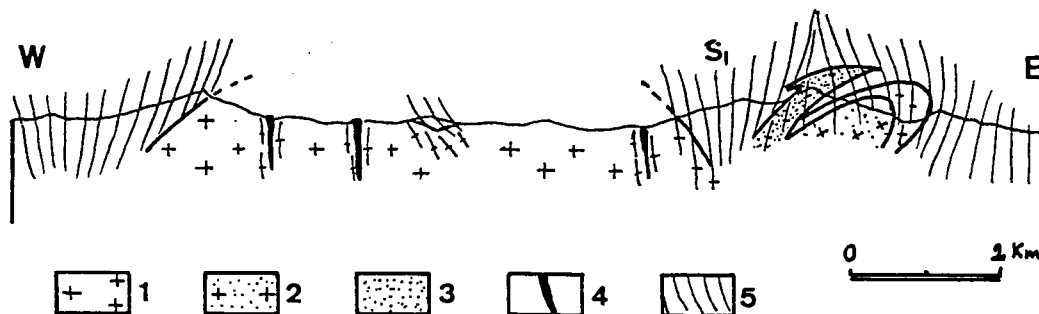
a



b



c



d

Fig. 6.6 : a,b, Carte d'anomalie gravimétrique résiduelle (d'après VAN DEN BOSCH, 1971) .
 c, forme tridimensionnelle calculée pour le pluton des Oulad Quaslam (d'après CHEMSSEDDOHA,
 1986). d, section verticale E-W à travers les plutons du Tabouchent et du Bramram.

6.2) STRUCTURE D'ENSEMBLE :

6.2.1) GEOMETRIE DES PLUTONS :

1) ENVELOPPE EXTERNE :

Le pluton des Oulad Ouaslam montre deux niveaux d'érosion différents de part et d'autre de la faille NE-SW de Sidi Makhlouf. A l'Ouest affleurent des zones proches du toit. A l'Est des zones à fort pendage vers l'intérieur du pluton traduisent des niveaux plus profonds. A l'extrême Est le pluton s'encaisse sous l'encaissant.

La forme générale du pluton, calculée à partir de la carte d'anomalie gravimétrique résiduelle (Fig. 6.6 b), est une forme en goutte d'eau fortement étirée dans le plan horizontal (Fig. 6.6 c) (CHEMSEDDOHA, 1986).

Les petits pointements du Bramram, Bamega, Tabouchent sont quant à eux beaucoup moins érodés et n'affleurent que les toits des coupoles (Fig. 6.6 d).

2) AGENCEMENT DES DIFFERENTS FACIES :

L'agencement des trois principaux faciés (granodiorite porphyroïde à gros grain, granodiorite à grain moyen et leucogranites) est relativement constante (Fig. 6.7) :

- Les granodiorites porphyroïdes occupent la partie centrale de l'intrusion et constituent l'essentiel de la masse granitique.
- Les granodiorites à grain moyen sont localisées sur les bordures.
- Les leucogranites sont situés à la périphérie des granodiorites. Ils constituent une sorte de gaine leucocrate d'où partent des corps filoniens intrusifs dans les granodiorites.

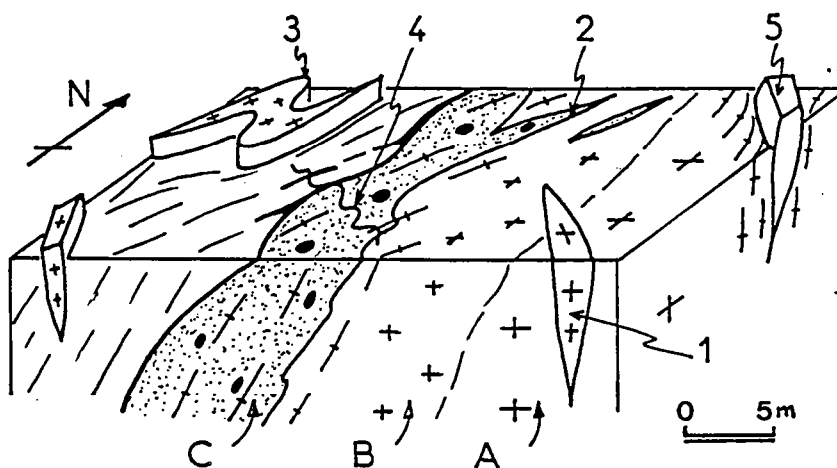


Fig. 6.7 ; Agencement des différents faciés granitiques, A, Granodiorite porphyroïde ; B, Granodiorite périphérique à grain moyen ; C, Leucogranites ; 1, Filon d'aplite ; 2, Filon leucogranitique ; 3, Filon pegmatitique ; 4, Filon de tourmaline ; 5, Filon de quartz.

6.2.2) STRUCTURES CARTOGRAPHIQUES DANS L'ENCAISSANT :

L'analyse des structures dans l'encaissant des granites des Jebilet a été présentée au chapitre 5.

Le plissement régional NE-SW s'intensifie et change de direction au niveau d'une bande subrectiligne N150 qui passe entre les granites et qui correspond à une zone de cisaillement ductile senestre (LAGARDE & CHOUKROUNE, 1982). Les plis sont alors subverticaux à légèrement déversés vers l'Ouest (Fig. 6.8). Ces plis synschisteux sont localement superposés à des plis anté-schisteux, contemporains de l'amincissement crustal précoce (Fig. 4.10) (BAMOUMEN, 1987).

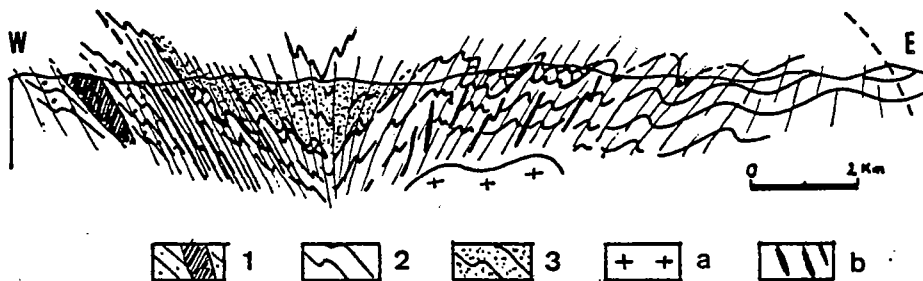


Fig. 6.8 ; Structures cartographiques au Nord des plutons des Jebilet, (coupe E-W passant par Sidi Bou Othmane). 1, Schistes du Sarhlef et gabbros ; 2, Flyschs Viséens Supérieur ; 3, Schistes, a, Granite caché de Sidi Bou Othmane ; b, Filons de pegmatites.

6.3) GRADIENTS THERMIQUES ET CONDITIONS P ET T DE MISE EN PLACE DES PLUTONS :

Les plutons des Jebilet comme la plupart des plutons de la meseta marocaine intrudent des formations paléozoïques peu métamorphiques, le plus souvent anchizonales. De ce fait leur mise en place s'accompagne de fortes anomalies thermiques centrées sur les intrusions (Fig. 6.2).

Une étude des gradients thermiques liés aux plutons des Jebilet a été effectuée par CHEMSSODDOHA (1986).

Quatre zones de métamorphisme croissant ont été distinguées (Fig. 6.9).

- La zone de la chlorite (ms, qz, chl)
- La zone de la biotite (ms, chl, bi +/- ctd +/- gt)
- La zone de l'andalousite / cordiérite (ms, qz, bi, and, cd, gt)
- La zone de la sillimanite (sill, Fk, qz, bi, cd).

Il s'agit d'un métamorphisme de HT-BP dont l'intensification, depuis la zone de la chlorite, jusqu'à la zone à andalousite / cordiérite, se produit en moins de 5 kilomètres (Fig. 6.10).

Zones		CHL.	BIOT.	AND/CD.	SILL.
Minéraux (1)					
ms					---
chl				---	
ctd		---			
bi					
gt					
and					
cd					---
sill					
kf					---

Fig. 6.9 : Les quatre principales zones métamorphiques autour du pluton des Oulad Ouaslam (d'après CHEMSSEDOOHA, 1986).

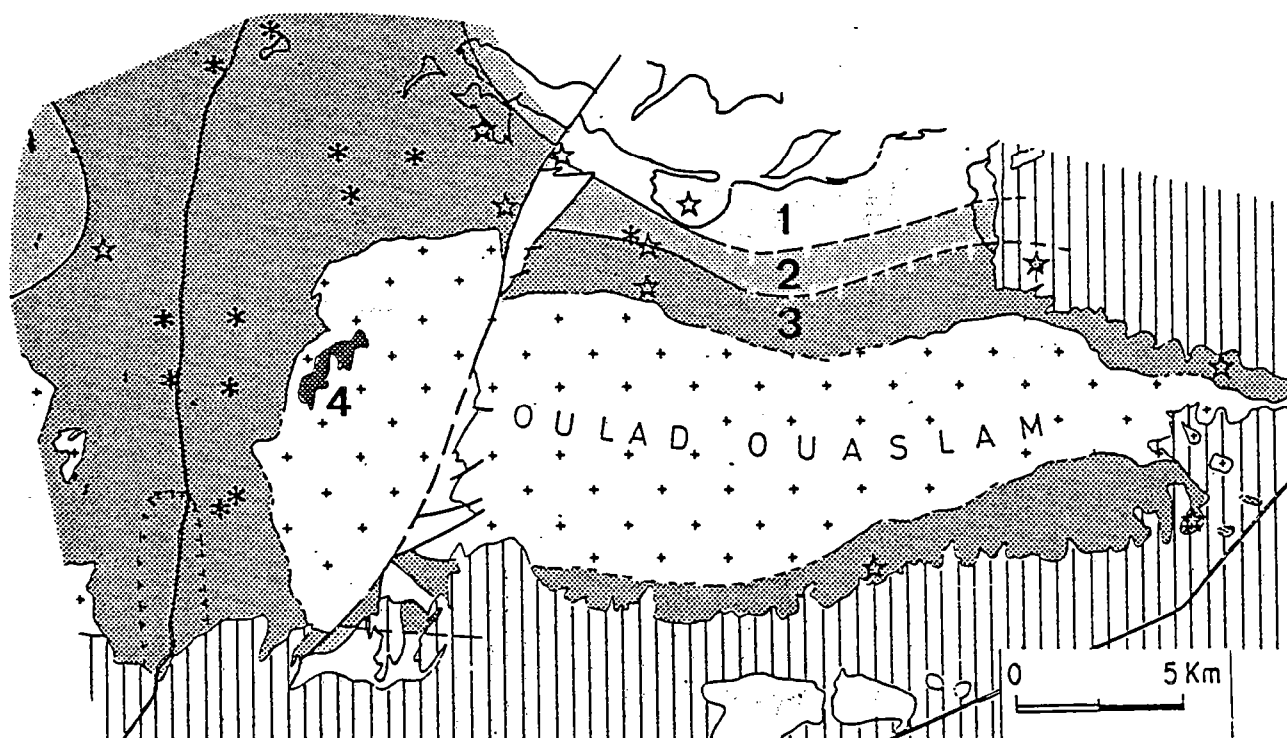


Fig. 6.10 : Zonéographie du métamorphisme autour du pluton des Oulad Ouaslam, 1, 2, 3, 4, principales zones métamorphiques, (d'après CHEMSSEDOOHA, 1986).

Les conditions P-T de la mise en place peuvent être estimées en tenant compte (1) de la présence d'andalousite et de sillimanite apparue au dépens de la muscovite et du quartz (ALTHAUSS & al., 1970) (courbe 1 Fig. 6.11), (Fig. 6.12).

(2) de l'absence de staurotide et de la présence de chloritoïde. Le domaine de stabilité du staurotide en présence de silicates d'alumine et de Biotite recoupe la droite Andalousite-Sillimanite aux alentours de 600° et 2,5 kb (HOSCHECK, 1969) (courbe 2 Fig. 6.11), ce qui situe approximativement les conditions P-T de mise en place des plutons des Jebilet (Fig. 6.11).

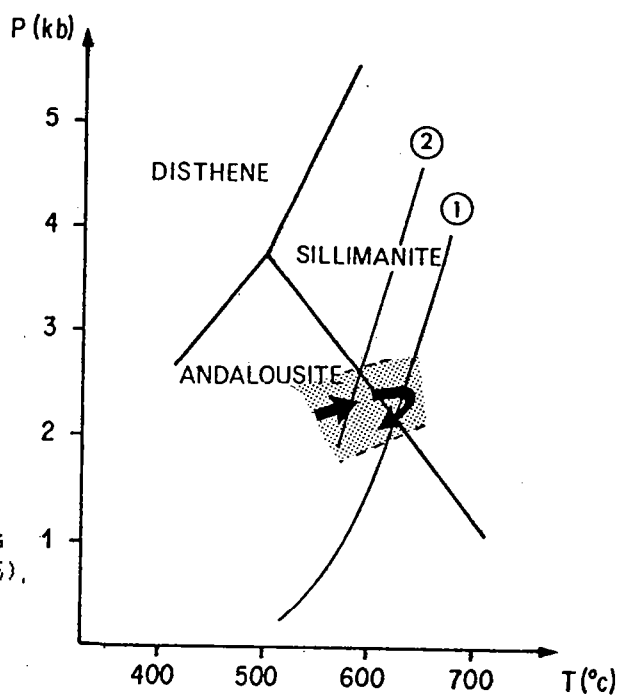


Fig. 6.11; Conditions P-T dans l'encaissant des plutons des Jebilet (d'après CHEMSSEDDOHA, 1986).

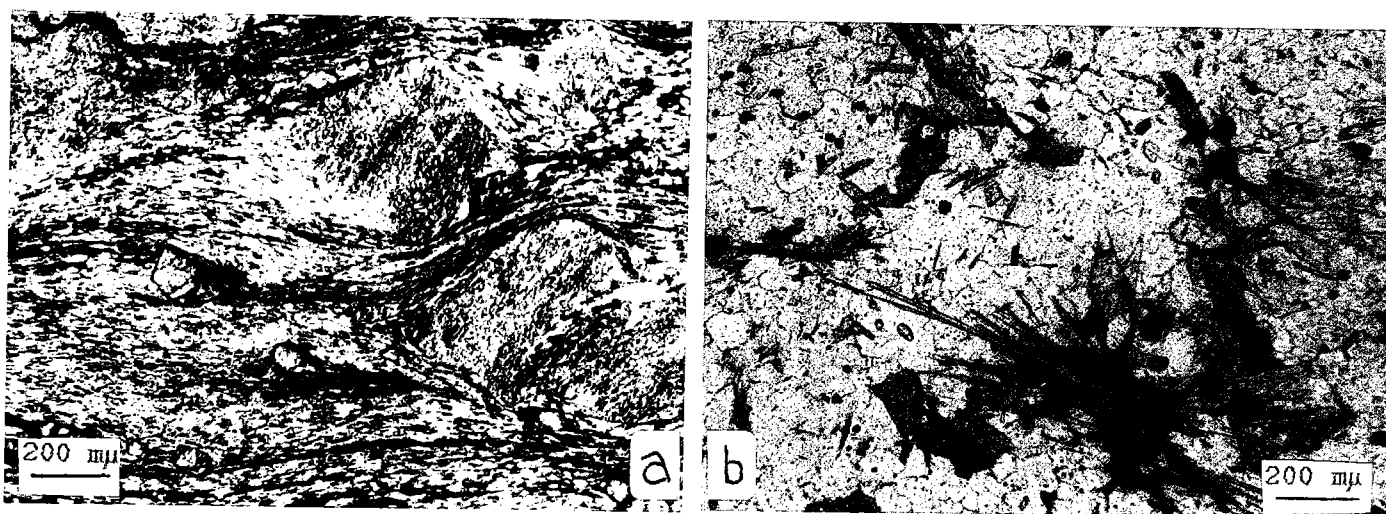


Fig. 6.12 ; a, Zone de l'andalousite (biotite, andalousites rotationnelles, petits grenats) b, Zone de la sillimanite (biotite, cordièrite, sillimanite).

6.4) DEFORMATION INTERNE DES PLUTONS :

6.4.1) DEFORMATION CONTINUE :

La déformation interne des plutons granitiques des Jebilet est diversement exprimée. Elle se traduit par une orthogneissification qui varie en fonction des différents faciés pétrographiques mais aussi, pour un même faciés, en fonction de la position au sein du pluton.

Cette déformation est localisée à la bordure Ouest du pluton des Oulad Quaslam et affecte également, de manière plus irrégulière, les trois petits corps intrusifs du Bramram - Bamega - Tabouchent.

L'existence de gradients d'intensité de déformation et la présence de bandes de cisaillement ductile généralisées à toutes les échelles d'observation, témoignent d'une déformation cisailante marquée.

Les mécanismes de déformation et les processus d'orthogneissification seront abordés dans la quatrième partie.

Compte tenu de la nature et de la géométrie des structures, la typologie de cette déformation peut être ramenée à cinq types principaux (Fig. 6.13).

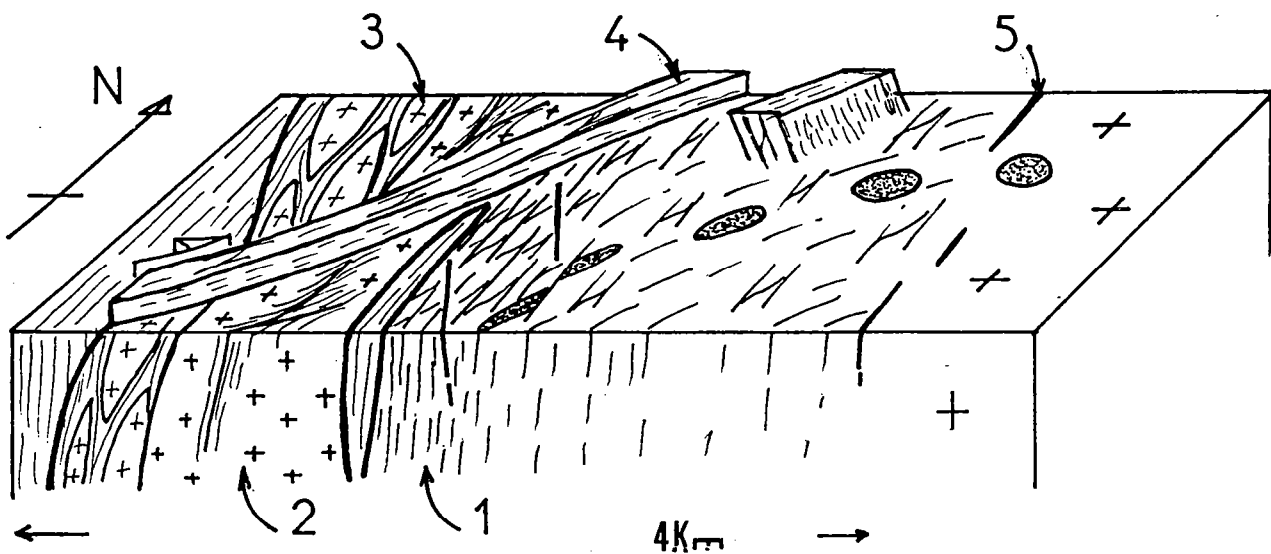
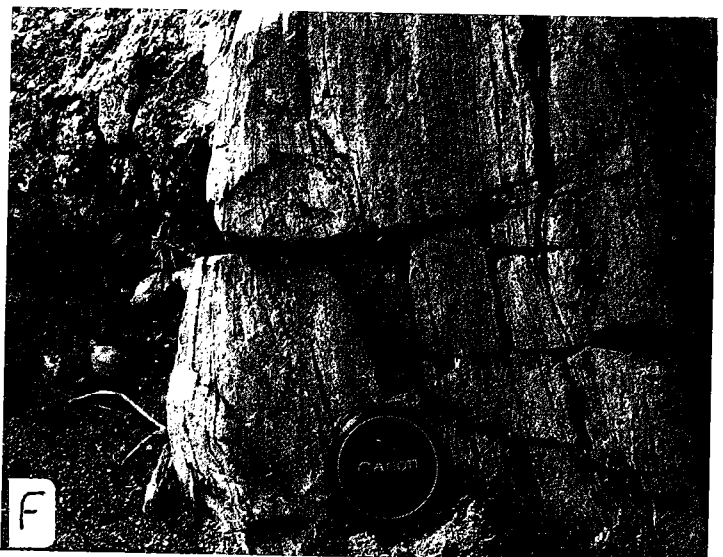
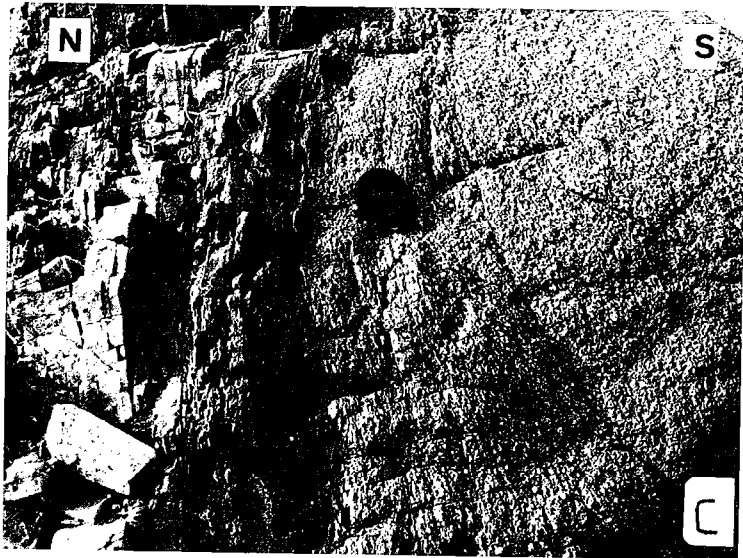
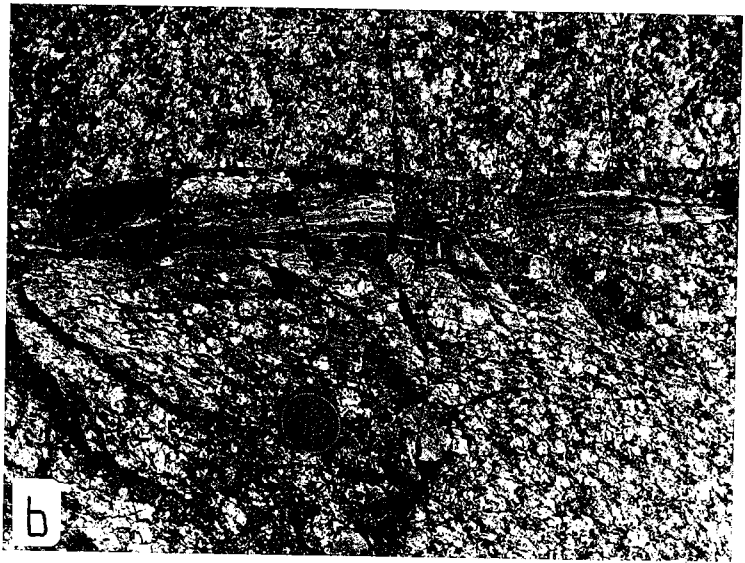
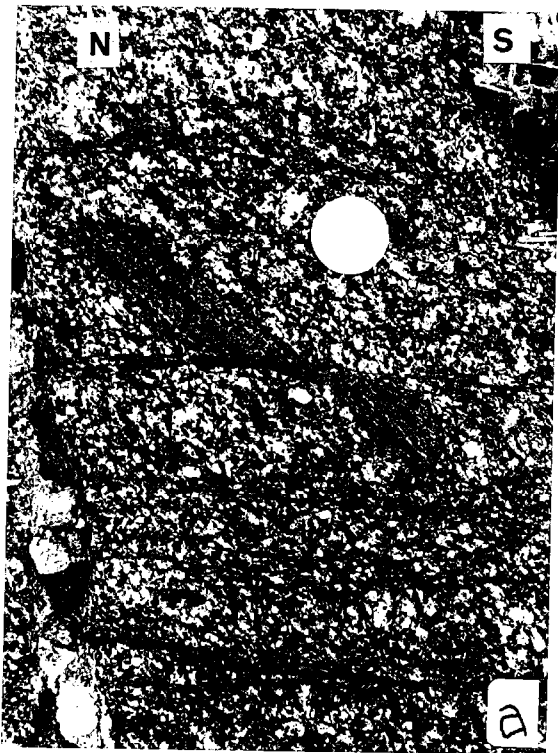


Fig. 6.13 : Typologie de la déformation interne, 1, bandes de cisaillement hectométriques (granodiorite) ; 2, bandes de cisaillement centimétriques conjuguées (granodiorite périphérique à grain moyen) ; 3, bandes de cisaillement anastomosées (leucogranites) ; 4, ultramyonites (filons de leucogranite) ; 5, ultracataclasites et pseudotachylites.

Fig. 6.14 : Typologie de la déformation interne, a, Orthogneissification et structures S/C dans des bandes de cisaillement hectométriques (type 1), b, ultracataclasites (type 5), c,d, bandes de cisaillement centimétriques (type 2), e, vue de détail des bandes de cisaillement anastomosées (type 3), f, filon leucogranitique ultramyonitisé (type 4), intrusif dans une granodiorite peu déformée, a,b, granodiorite porphyroïde des Oulad Quaslam ; c, granodiorite à grain moyen des Oulad Quaslam ; d, granodiorite du Tabouchent ; e,f, leucogranites des Oulad Quaslam.



(1) Le premier type de déformation interne (1 Fig. 6.13) se traduit par une orthogneissification progressive le long d'une bande de cisaillement ductile kilométrique. Cette déformation est observable sur la bordure Ouest de la granodiorite des Oulad Ouaslam.

(2) Dans le deuxième type, l'orthogneissification est localisée le long de bandes de cisaillement ductile centimétriques à métriques (2 Fig. 6.13). Au niveau de ces bandes, les gradients de déformation sont très forts et l'on passe en quelques centimètres d'un granite non déformé à une ultramytonite. Ce type d'orthogneissification est observable dans les granodiorites à grain moyen situées à la périphérie du pluton des Oulad Ouaslam (Fig. 6.14 c) mais aussi dans les granodiorites des plutons du Bramram - Bamega - Tabouchent (Fig. 6.14 d). Toutes ces granodiorites sont localisées à la périphérie des corps intrusifs.

(3) Le troisième type correspond à une orthogneissification avec formation de bandes de cisaillement ductiles anastomosées, délimitant des amygdales de granite non déformé (3 Fig. 6.13). Les gradients de déformation sont très forts. Ce troisième type est observable dans les leucogranites (Fig. 6.14 e).

(4) Le quatrième type de déformation interne correspond à la mylonitisation des filons leucogranitiques intrusifs dans la granodiorite (4 Fig. 6.13 ; Fig. 6.14 f).

(5) Le cinquième type de déformation interne est plus tardif. Il correspond à la formation d'ultracataclasites et de pseudotachylites (5 Fig. 6.13). Dans les granodiorites déjà orthogneissifiées les ultracataclasites sont en position de plan "C". Dans les granodiorites peu ou pas orthogneissifiées, les ultracataclasites sont subparallèles à la direction SSE de cisaillement régional (Fig. 6.14 b)

6.4.2) DEFORMATION DISCONTINUE :

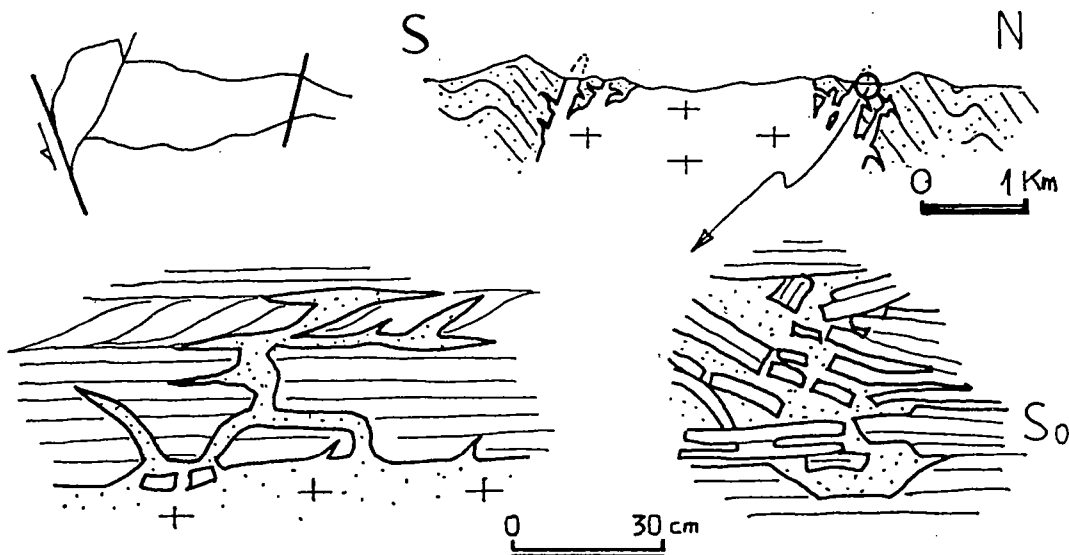


Fig. 6.15 : Intrusion de la granodiorite des Oulad Ouaslam le long des discontinuités de l'encaissant,

La déformation ductile de la granodiorite des oulad Ouaslam est limitée à la bordure Ouest de l'intrusion.

Les structures observables le long de l'interface de direction E-W témoignent d'une relation entre intrusion et discontinuités de l'encaissant :

- Le granite s'injecte parallèlement ou perpendiculairement à la stratification de l'encaissant qui ne parait pas avoir subi de déformation synschisteuse notable, (Fig. 6.15).

- Des blocs métriques à décimétriques d'encaissant non schistosé sont ainsi progressivement englobés dans le magma. Les blocs les plus petits donnent naissance à des enclaves peralumineuses à andalousite-sillimanite.

- Les enclaves fondues dans le granite sont subsphériques (A/B max \approx 1.2) et reflètent la faible déformation d'ensemble du bâti pluton-encaissant.

Ces structures traduisent des phénomènes de "magmatic stopping" et sont compatibles avec une mise en place dans une zone en extension (cf. Chap. 15).

Les coupoles granitiques du Bramram, Bamega, Tabouchent permettent d'étudier la déformation discontinue au toit d'un pluton.

(1) Des fractures subverticales assimilables, par leur géométrie aux fractures d'origine thermique (KNAPP & NORTON, 1981) décalent l'interface pluton-encaissant et sont tapissées de tourmaline (Fig. 6.16 a). Leur espacement est déca à hectométrique.

(2) Des décrochements conjugués, compatibles avec le raccourcissement NW-SE post viséen, sont tapissés de recristallisations de quartz (Fig. 6.16 b) suggérant que le pluton n'était par totalement refroidi au moment de la fracturation. Ces fractures se prolongent dans l'encaissant sus jacent, soit par des discontinuités de même direction soit par un réseau de fentes en échelon (Fig. 6.16 a).

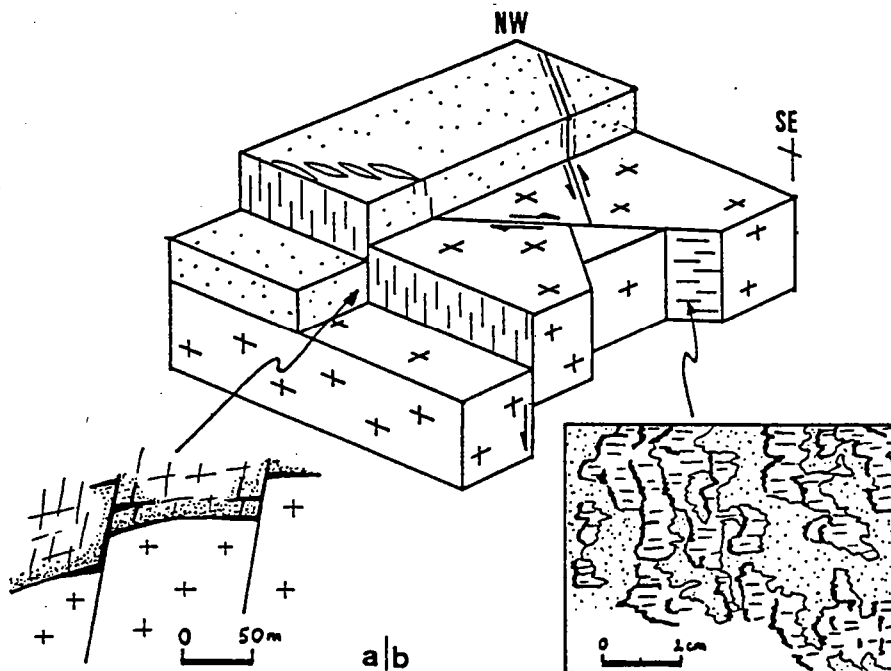


Fig. 6.16 : Fracturation du toit du granite du Bramram, a, fractures subverticales tapissées de tourmaline, b, tectoglyphes sur des décrochements ductiles conjugués.

6.5) CHAMP DE DEFORMATION FINIE :

6.5.1) TRAJECTOIRES PRINCIPALES DE DEFORMATION :

1) PLAN DE SCHISTOSITE :

La schistosité observable dans l'encaissant et dans une partie des formations granitiques indique l'orientation spatiale du plan d'aplatissement (λ_1 , λ_2).

1) Sa direction régionale est NNE avec un fort pendage vers l'Est (70 à 80°).

2) Des perturbations apparaissent en liaison avec des cisaillements ductiles et la présence des plutons :

- L'existence d'un décrochement ductile kilométrique N160 senestre (LAGARDE & CHOUKROUNE, 1982) est responsable de la virgation cartographique de la schistosité en direction SSE (Fig. 6.17 a) (RAMSAY & GRAHAM, 1970). Cette virgation et l'allure sigmoïdale de la schistosité qui en résulte se retrouvent à toutes les échelles d'observation et des bandes de cisaillement ductile (WHITE & al., 1980 ; LISTER & SNOOKE, 1984) hectométriques (Fig. 6.17 b) et centimétriques, accompagnent la virgation cartographique de la schistosité.

- La présence de pluton se traduit par des modifications de la direction et du pendage de la schistosité, lorsque celle-ci s'adapte à l'interface (cf. Fig. 6.6 d et 6.8).

3) Les relations cartographiques entre la schistosité régionale et les plutons sont de deux ordres :

- La schistosité régionale pénètre dans le granite sans subir de réfraction notable. C'est le cas des plutons du Bramram - Bamega et de la granodiorite périphérique des Oulad Ouaslam (Fig. 6.17 a).

- La schistosité régionale se réfracte et moule les plutons. C'est le cas de l'extrémité NW de la granodiorite des Oulad Ouaslam et du pluton du Tabouchent.

4) Dans les zones où la schistosité régionale moule les plutons on note présence d'une schistosité de direction anormale ESE, subparallèle à l'interface (Fig. 6.17 a). Cette schistosité qui correspond à un plan d'aplatissement local lié au gonflement du pluton (BRUN, 1981), est fortement oblique sur la schistosité régionale NNE. Elle caractérise les points triples de schistosité (BRUN & PONS, 1981).

5) Dans les plutons les trajectoires de la schistosité n'ont pas partout la même allure. Des trajectoires sigmoïdales sont observables dans la granodiorite des Oulad Ouaslam (bande de cisaillement kilométrique) et dans le pluton du Tabouchent (bandes de cisaillement métriques). Dans le pluton du Bramram et du Bamega ainsi que dans la granodiorite périphérique des Oulad Ouaslam, la schistosité régionale pénètre dans le granite, sans réfraction notable (Fig. 6.17).

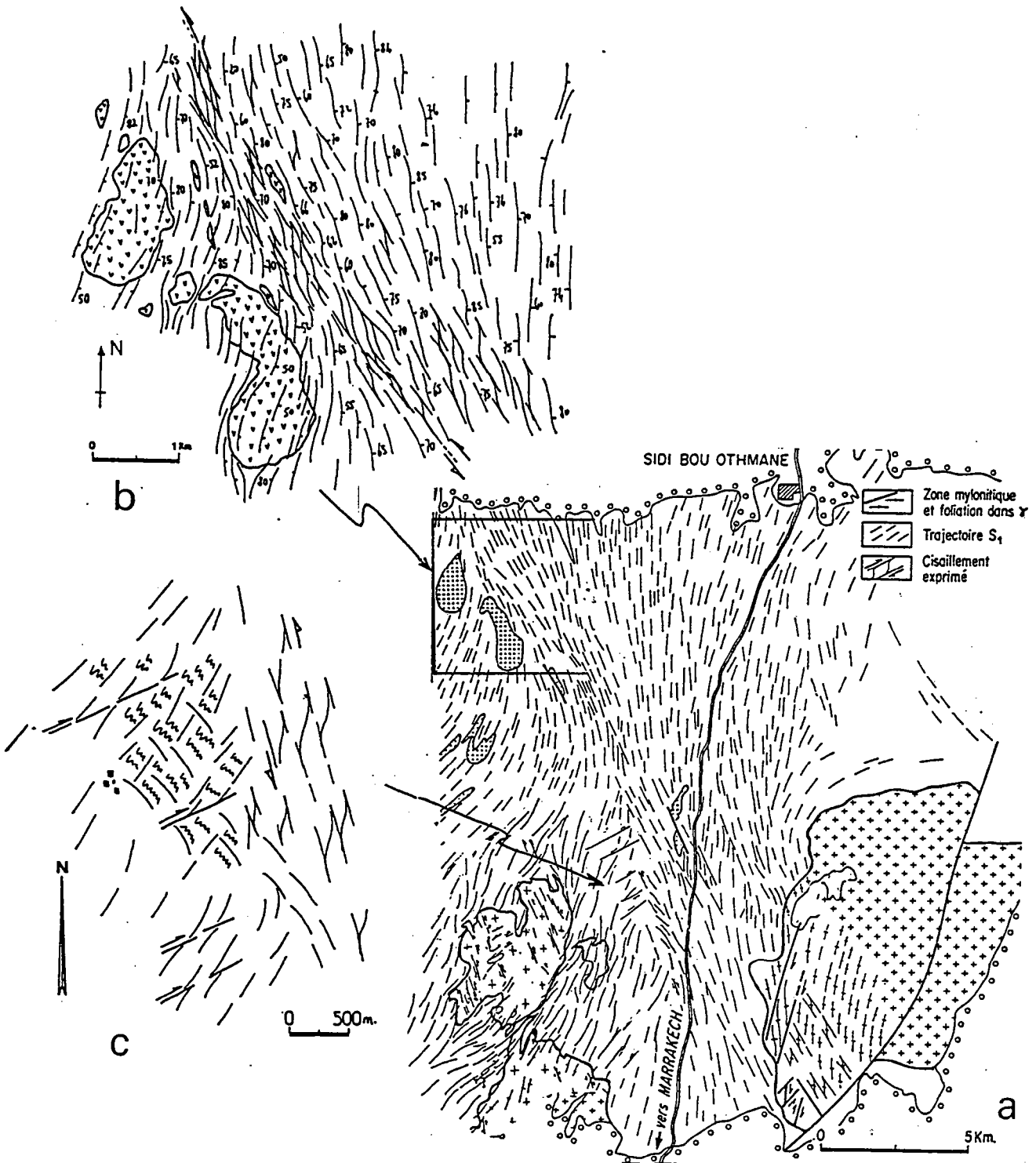


Fig. 6.17 : a, Trajectoires cartographiques du plan de schistosité autour des plutons des Jebilet (d'après LAGARDE & CHOUKROUNE, 1982), b, détail des trajectoires de la schistosité dans la partie Nord de la zone de cisaillement ductile, faisant apparaître l'allure sigmoïdale de la schistosité au niveau de bandes de cisaillement ductile hectométriques (d'après ADMOU, 1986), c, les différentes directions de schistosité dans le point triple situé au NE des plutons du Tabouchent-Bramram (d'après SAQUAQUE, 1985).

2) DIRECTION D'ETIREMENT :

L'orientation, dans le plan de schistosité, du grand axe de l'ellipsoïde de déformation (λ_1), est matérialisée par la linéation d'étirement. Celle-ci présente deux directions à l'échelle du secteur d'affleurement des plutons : une direction NW-SE (N140-160) et une direction NNW-SSE (Fig. 6.18).

- (1) Les linéations de direction NW-SE apparaissent dans deux domaines.
- Au niveau de la zone de cisaillement ductile cartographique N160 les linéations NW-SE sont dominantes depuis les gabbros du Sarhlef au NW jusqu'à la granodiorite des Oulad Ouaslam au SE. Le plongement de ces linéations est faible (10 à 30° Sud) entre les plutons, dans toute la partie Sud. Dans la partie Nord, les linéations faiblement plongeantes occupent une bande hectométrique de part et d'autre de laquelle le plongement des linéations s'accroît (Fig. 6.19).
 - Des linéations NW-SE apparaissent également au NW du pluton du Tabouchent ainsi que dans les zones de cisaillement ductile de ce pluton et du pluton voisin du Bamega.

(2) Les linéations de direction NNE-SSW sont observables dans une bande cartographique allant de Sidi Bou Othmane, au Nord jusqu'au pluton du Bamega au Sud. Elles présentent un plongement Sud modéré, sauf sur la bordure Est des plutons du Bramram et du Tabouchent où leur plongement se fait vers le Nord.

6.5.2) GRADIENTS DE DEFORMATION FINIE :

6.5.2.1) GRADIENTS DE DEFORMATION FINIE DANS L'ENCAISSANT :

Les plutons du Bramram - Bamega - Tabouchent et la partie Ouest de la granodiorite des Oulad Ouaslam sont intrusifs dans du viséen supérieur fortement déformé et métamorphisé. Or ces mêmes formations, 4 à 5 kilomètres plus à l'Est, sont faiblement métamorphiques (anchizone) et peu ou pas déformées. Ceci traduit le caractère hétérogène de la déformation post viséenne et l'existence de forts gradients d'intensité de déformation d'Est en Ouest.

1) Evolution des microstructures :

Ces gradients dans l'encaissant s'accompagnent (1) d'une évolution typologique de la schistosité, (2) d'une modification de la géométrie des structures plissées et (3) de l'évolution du nombre de phases de déformation (Fig. 6.20).

- *L'évolution typologique de la schistosité* peut être mise en parallèle avec l'évolution thermique autour des plutons. Elle se traduit par le passage progressif d'une schistosité de fracture peu marquée et oblique sur la stratification, à une schistosité de flux puis à une foliation subparallèle à S_0 .

Ce type d'évolution le long d'un gradient de déformation, en liaison avec un flux thermique syntectonique (Fig. 6.23 d), existe autour de tous les plutons syntectoniques de la meséta (PIQUE, 1976, 1979; SAQUAQUE, 1985; AIT OMAR, 1986

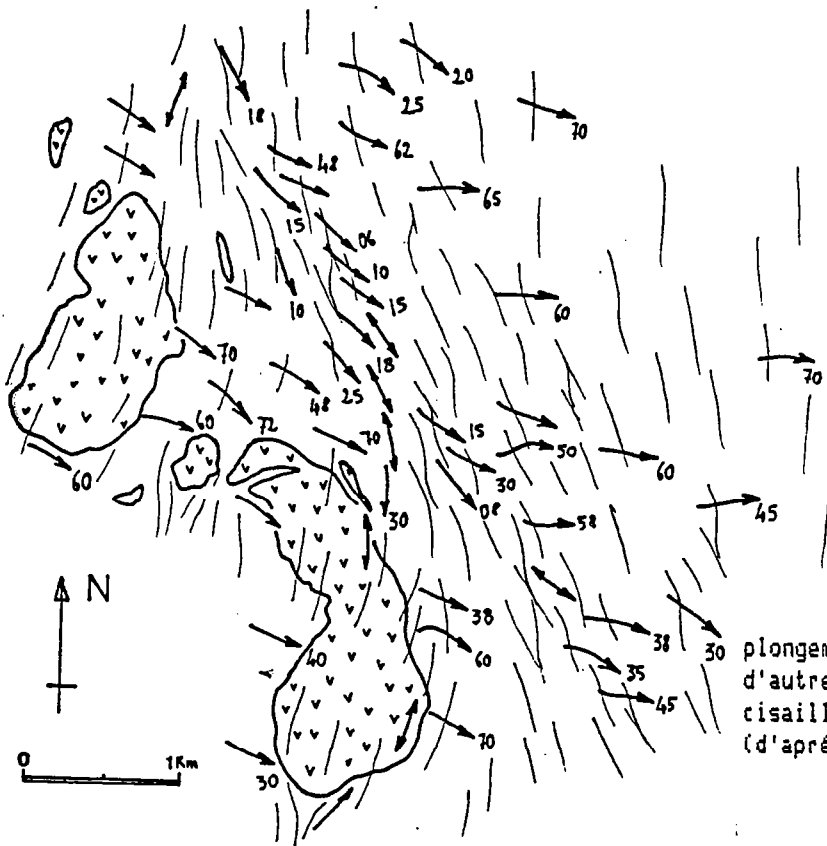


Fig. 6.19; Accentuation du plongement des linéations de part et d'autre de la branche Nord du cisaillement ductile SSE senestre. (d'après ADMOU, 1986).

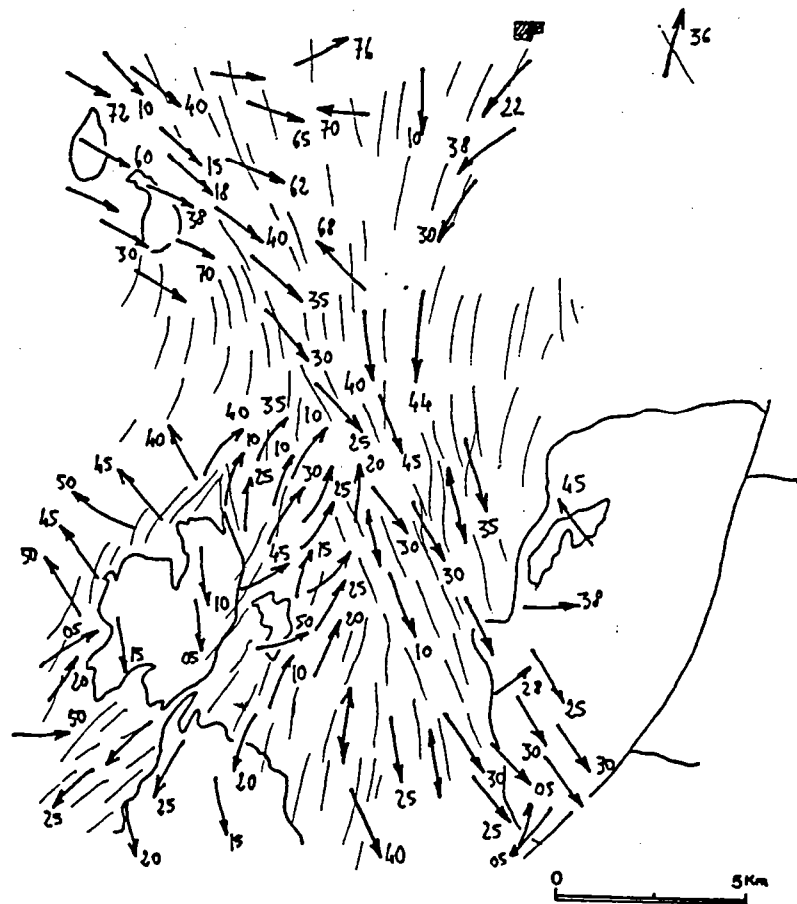


Fig. 6.18; Trajectoires de la direction d'étirement autour des plutons granitiques des Jebilet. (d'après SAQUAQUE, 1985 ADMOU, 1986 et levés personnels)

CHEMSSEDDOHA, 1986 ; LE CORRE & SAQUAQUE, 1987). Dans le massif des Jebilet, le passage d'une schistosité de fracture à une foliation s'effectue en moins de deux kilomètres.

- La géométrie du plissement synschisteux est fortement influencée par l'intensification de la déformation. En bordure du front de schistosité, les plans de stratification subissent un léger flambage et on observe des plis métriques à décimétriques ouverts (1 Fig. 6.20). Plus à l'Ouest les plis deviennent légèrement non cylindriques avec des ondulations métriques à décimétriques des charnières (2 Fig. 6.20). Dans la bande de cisaillement ductile N160 qui passe entre les granites le style des plis change très nettement et la présence de plis semblables (Fig. 6.21), fortement non cylindriques, dont la courbure axiale peut avoisiner 120°, traduit la brusque augmentation d'une déformation qui procède alors par cisaillement parallèlement à la schistosité (COBBOLD & QUINQUIS, 1980) (3 Fig. 6.20).

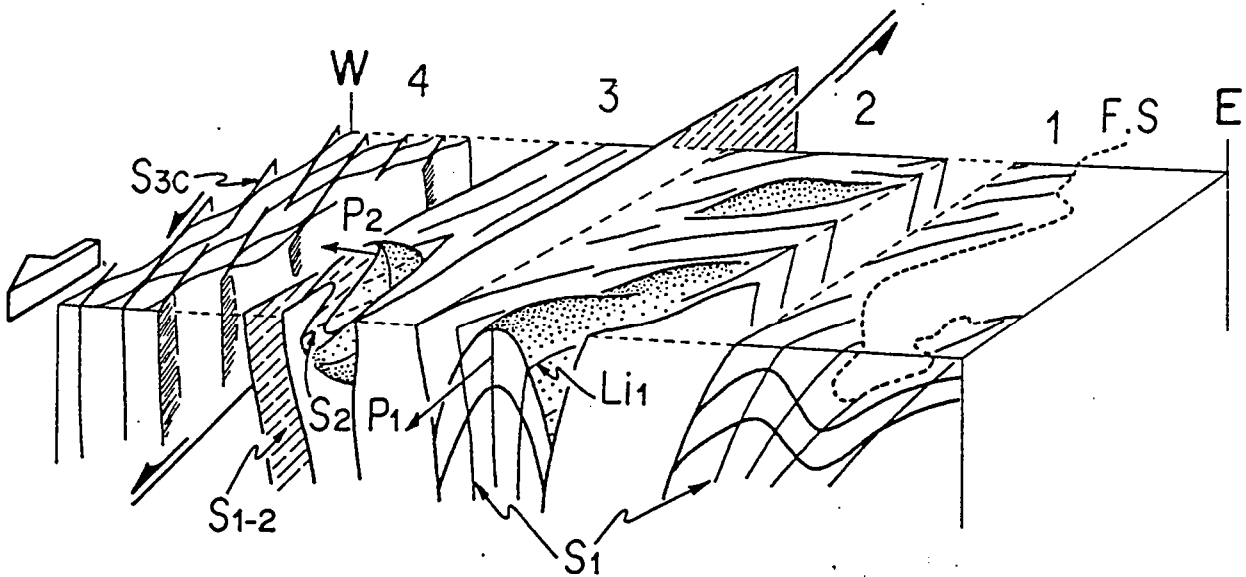


Fig. 6.20: Evolution microstructurale le long d'un gradient d'intensité de déformation en direction de la zone d'affleurement des plutons. La déformation initialement monophasée devient progressivement polyphasée en s'intensifiant, Largeur de la coupe schématisée 4 kms.

Cette évolution dans le style du plissement s'accompagne d'une rotation des plans axiaux qui de leur direction initiale NE à ENE en limite du front de schistosité, passent progressivement à une direction subméridienne puis S.SE (N160). Une telle rotation progressive des plans axiaux qui se fait conformément à la rotation des plans de schistosité et ce dans un contexte de déformation croissante, suppose un changement dans l'orientation des axes principaux de la déformation c'est-à-dire une déformation non coaxiale (SANDERSON, 1979).

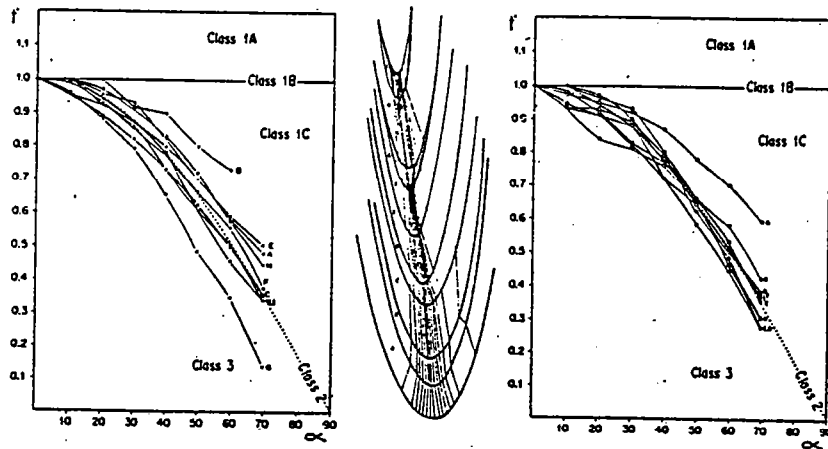


Fig. 6.21 ; Utilisation de la méthode des isogones de plongement pour caractériser la géométrie des microplis P_2 (cf. Fig. 6.23 a), (d'après CHEMSSEDDOHA, 1986).

- *L'étude de l'évolution des déformations superposées* est particulièrement intéressante. Depuis le front de schistosité jusqu'à la bande de cisaillement ductile, on n'observe qu'une seule schistosité S_1 , plan axial de plis P_1 matérialisés par les niveaux quartzitiques (1 et 2 Fig. 6.20). Au niveau de la zone de cisaillement ductile, les plis non cylindriques à axes courbes sont des plis P_2 . Ils replissent la schistosité S_1 et présentent une schistosité S_2 de plan axial. La déformation est alors polyphasée.

Trois types de linéations sont observables sur ces plis (Fig. 6.22) :

- des linéations d'intersection $Li_0/1$, correspondant à l'intersection de S_0 et S_1 , et déformées par les plis P_2 (Fig. 6.22 b et Fig. 6.23 a).
- des linéations Li_2 qui correspondent à l'intersection de S_2 avec S_0-1 . Ces linéations sont parallèles aux axes de plis P_2 eux-mêmes fortement dispersés parallèlement au plan de schistosité (Fig. 6.22 a).
- des linéations de crénulation Lc_3 proches de la direction de dispersion des axes de plis P_2 .

Dans les niveaux pélitiques on n'observe qu'une seule schistosité qui moule les plis P_2 et dont la direction est parallèle à S_2 . Cette schistosité peut être désignée sous le terme de S_{1-2} .

En bordure des plis cette schistosité S_{1-2} est affectée par des crénulations conjuguées (Lc_3) (Fig. 6.22 c et Fig. 6.23 b), caractéristiques des zones de cisaillement ductile et dont la bissectrice est parallèle à la direction du cisaillement (BERTHE & BRUN, 1980).

Enfin dans les zones très déformées apparaissent des bandes de cisaillement centimétriques avec des schistosité S_3 obliques sur S_{1-2} (4 Fig. 6.20).

L'ensemble de ces structures superposées présentent plusieurs caractéristiques qui permettent de les différencier des structures apparues lors de la superposition de phases de déformation distinctes :

- Les structures superposées observées ne présentent pas un caractère régional mais local : La schistosité S_2 n'est clairement observable qu'au niveau des plis courbes déformant S_0 et S_1 . Autour de ces plis on n'observe qu'une seule schistosité, concordante avec la schistosité S_2 des plis courbes

De même la schistosité S_3 est localisée dans des couloirs restreints et très déformés (Fig. 6.22).

- La géométrie des diverses structures superposées témoigne de leur corrélation : S_2 est parallèle à S_{1-2} et les axes de plis P_2 sont réorientés dans la direction de cisaillement suivant S_{1-2} , également indiquée par les crénulations Lc_3 (Fig. 6.22 a et b ; Fig. 6.23 a et b).

- Les mouvements cisailants indiqués par ces différentes structures sont compatibles entre eux et cohérents :

La dissymétrie des plis P_2 , la dissymétrie des plis crénulant S_{1-2} et les schistosités S_3 indiquent toutes un même cisaillement subméridien senestre suivant une direction contenue dans le plan S_{1-2} et plongeant de 20 à 30° vers le Sud (Fig. 6.22 a).

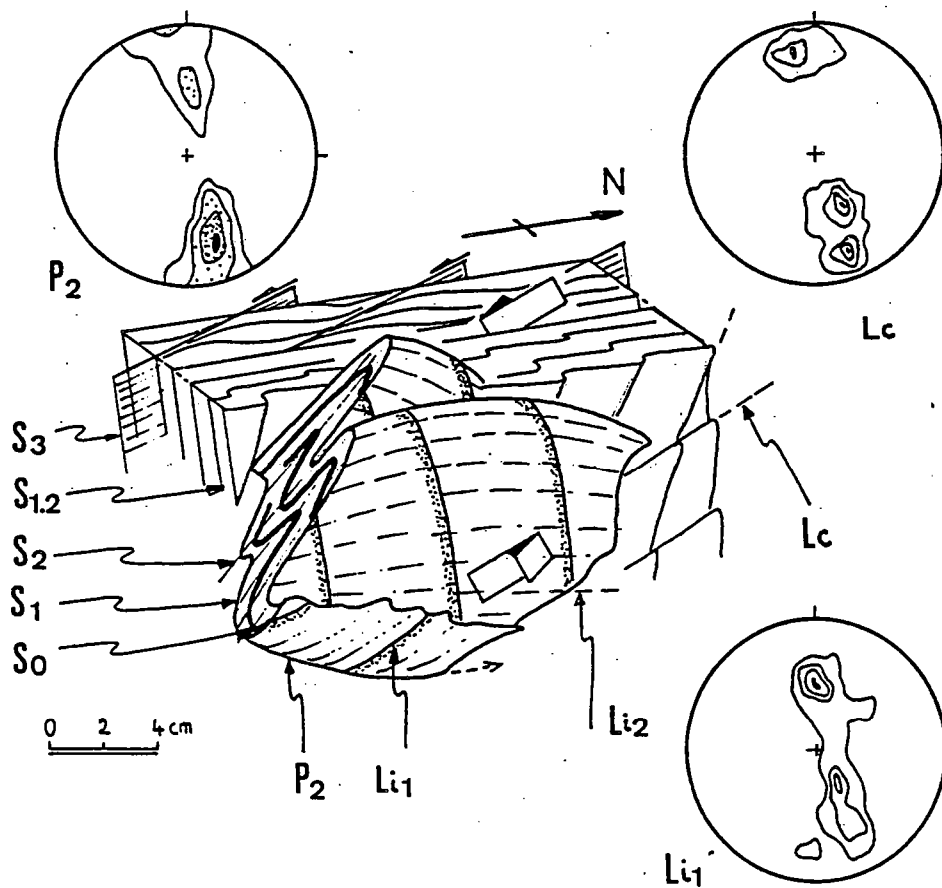


Fig. 6.22 : Représentation synthétique des différentes microstructures superposées au cœur du décrochement ductile SSE senestre passant entre les plutons des Jebilet. Dans les cercles sont représentées les orientations des diverses microstructures (projection sur hémisphère inférieur) : P_2 , 110 mesures, 1,5,10,24% ; Li_1 , 55 mesures, 2,10,12,20% ; Lc , 34 mesures, 3,6,12,20%.

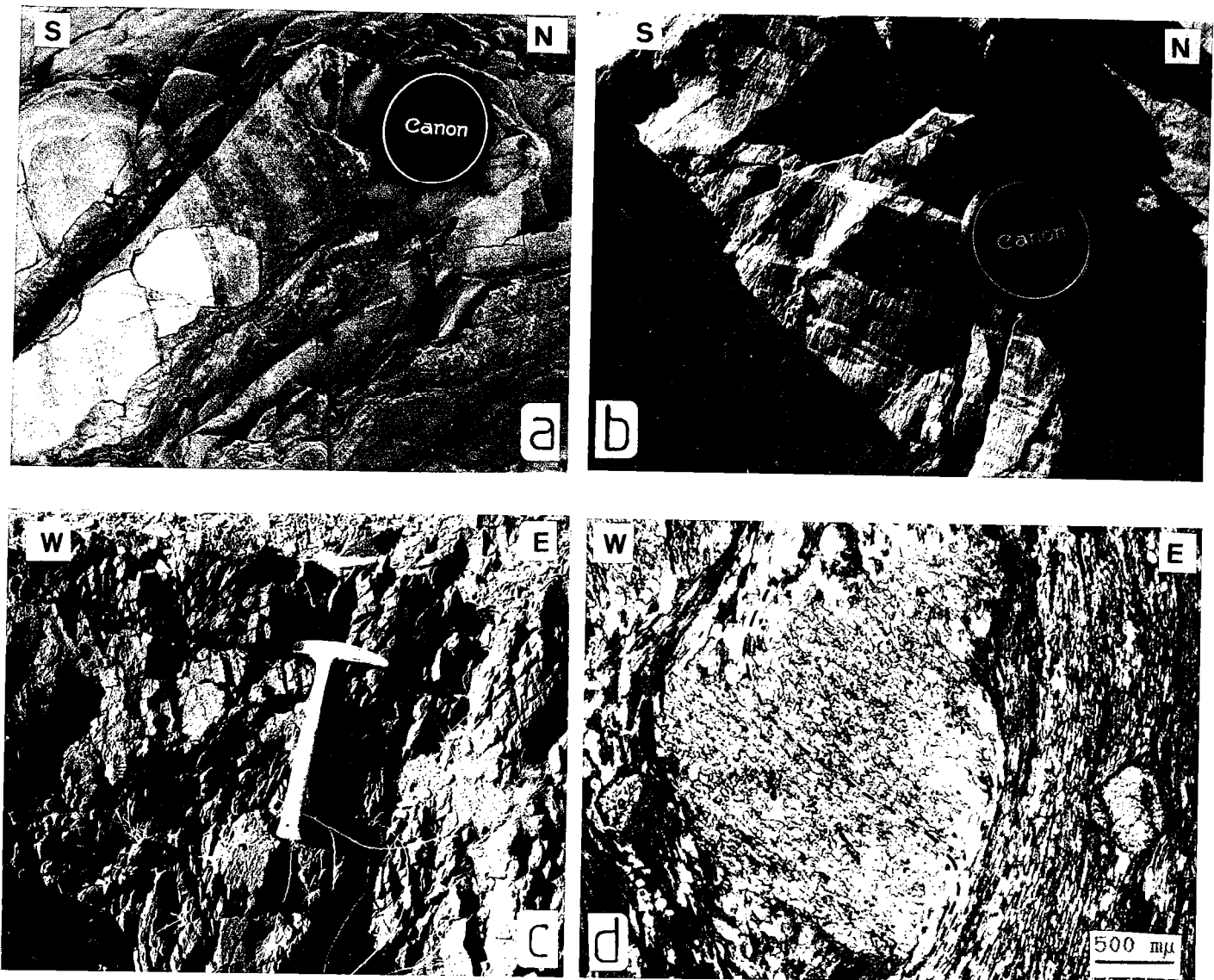


Fig. 6.23 : a, Micropli P_2 replissant une linéation d'intersection L_1 et moulé par la schistosité S_{1-2} ; b, Linéations de crénulation conjuguées dont la bissectrice est parallèle à la direction de cisaillement (cf BERTHE & BRUN, 1980) ; c, Fabrique de forme linéaire dans le point triple situé au NE des plutons du Tabouchent-Bramram (section λ_2, λ_3) ; d, Andalousite rotationnelle syntectonique montrant le synchronisme entre le cisaillement ductile senestre et le flux thermique associé à la mise en place des plutons.

On peut donc expliquer les différentes microstructures observées dans l'encaissant des plutons des Jebilet par l'évolution d'une même déformation progressive cisailante sans qu'il soit nécessaire de faire appel à la superposition de phases de déformation distinctes à caractère régional.

Dans les points triples de schistosité comme par exemple au NE des plutons du Bramram du Tabouchent les différentes microstructures observables sont (Fig. 6.17 c) :

- (1) Une schistosité régionale s'infléchissant en direction NE et SSE lorsqu'elle tend à mouler le pluton et à s'adapter à son interface.
- (2) Une schistosité ESE à SE, subparallèle à l'interface du pluton et suborthogonale à la schistosité régionale.
- (3) Des structures linéaires fortement marquées et une fabrique macroscopique de type L>S (Fig. 6.23 c) liées à une déformation finie de type constriction (cf Fig. 6. 31).

La schistosité ESE, de par son orientation initiale, est dans le champ de raccourcissement. Elle est localement crénelée ce qui accentue encore le caractère linéaire de la fabrique.

Le caractère localisé de cette superposition de schistosités (SAQUAQUE, 1985) et l'existence de schistosités ESE non crénelées atteste du synchronisme d'apparition de ces microstructures. Dans ce secteur, la superposition de deux schistosités suborthogonales peut être interprétée comme le résultat de l'interférence entre le gonflement du pluton et le raccourcissement régional.

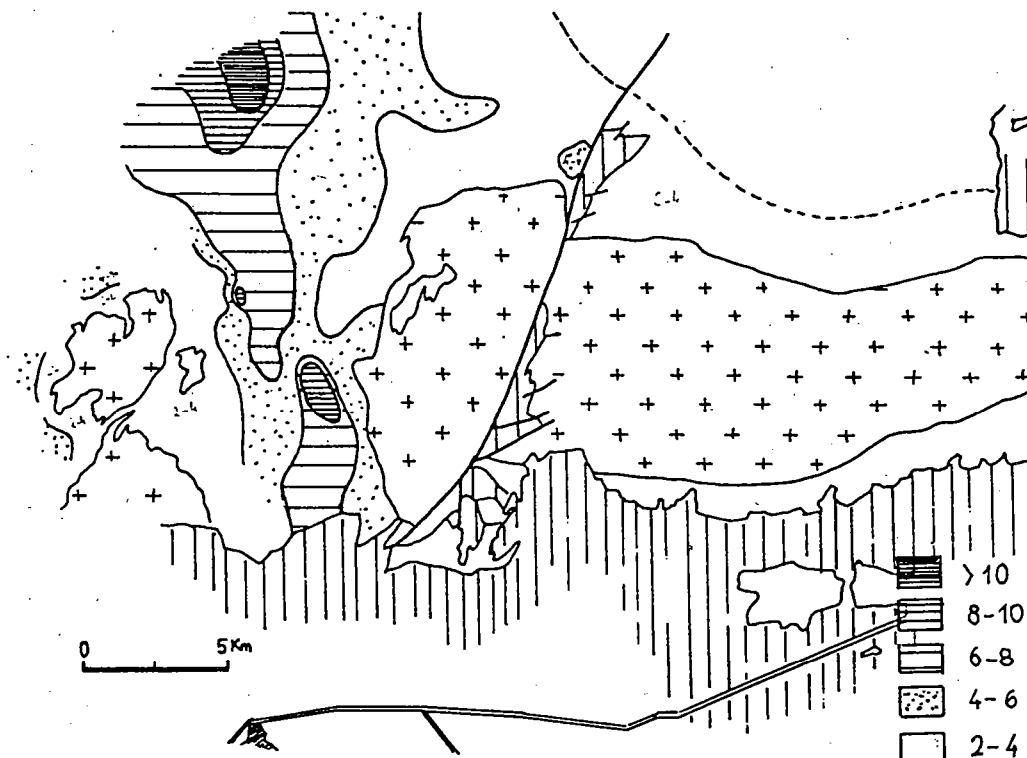


Fig. 6.24; Variations cartographiques du paramètre d'intensité de fabrique R_f dont les valeurs maximales correspondent à la bande de cisaillement ductile senestre passant entre les plutons, (d'après SAQUAQUE, 1985 et CHEMSSEDOHA, 1986)

2) INTENSITE DE LA DEFORMATION FINIE DANS L'ENCAISSANT :

Les variations d'intensité de la déformation finie dans l'encaissant des granites des Jebilet ont été étudiées par trois méthodes :

- La carte contournée des variations de la quantité de cisaillement γ montre une intensification de la déformation finie d'Est en Ouest et d'Ouest en Est, en direction de la zone de cisaillement ductile cartographique N160 (LAGARDE & CHOUKROUNE, 1982) (cf. chap. 5).

- Le paramètre R_f d'intensité de fabrique (LE CORRE, 1978) augmente également d'Est en Ouest et d'Ouest en Est, de la même façon que la quantité de cisaillement (Fig. 6.24).

- L'étude de marqueurs ellipsoïdaux (taches de métamorphisme et plus rarement microconglomérats) permet également de suivre et de quantifier l'intensification de la déformation finie (Fig. 6.25 et Fig. 6.26).

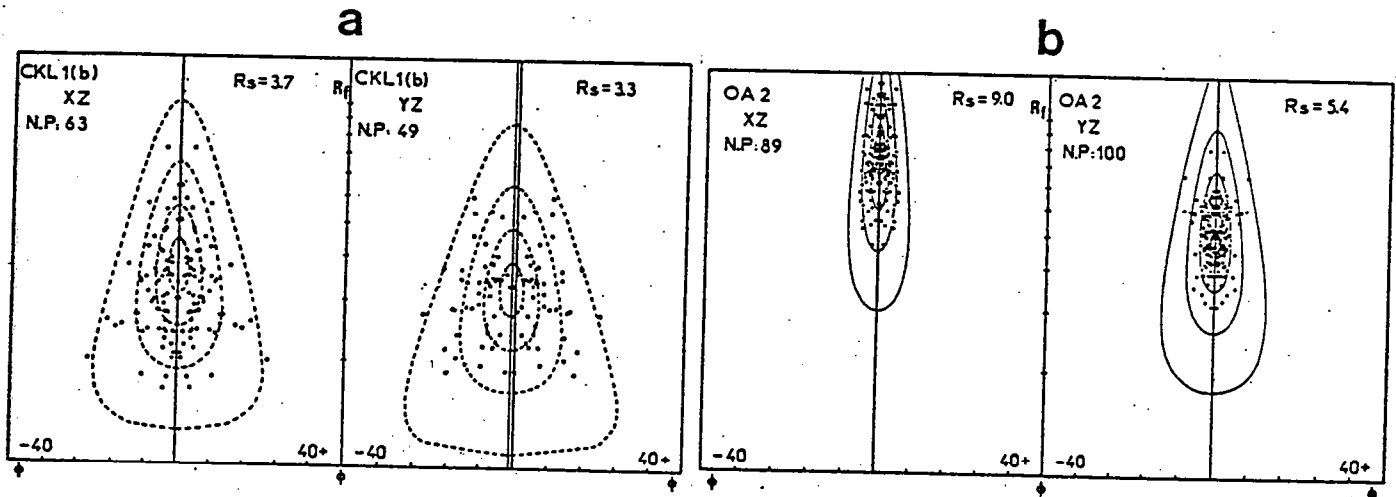
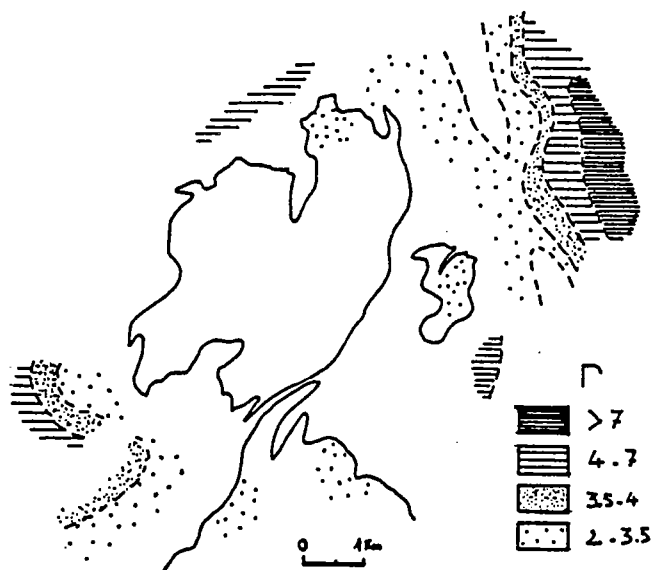


Fig. 6.25 : Quantification de la déformation finie par l'étude de marqueurs ellipsoïdaux (a, microconglomérats, b, taches de métamorphisme), (d'après CHEMSSEDDOHA, 1986).

Fig. 6.26: Variations du paramètre d'intensité de déformation "r" autour des plutons du Bramram-Bamega-Tabouchent.



Les résultats de ces trois méthodes présentent une grande cohérence. Ils montrent dans les trois cas (1) une intensification de la déformation finie en direction de la zone cisaillement ductile cartographique N160 qui passe entre les granites (2) à l'intérieur de cette zone les maximums d'intensité de déformation sont situés entre les granites et (3) des secteurs à faible intensité de déformation sont observables dans les zones à forte "cuisson" (cornéennes) comme par exemple autour des plutons du Bramram-Baméga-Tabouchent (Fig. 6.24 et 6.27).

Ceci témoigne de la double influence des plutons et du cisaillement ductile régional sur les variations de la déformation finie.

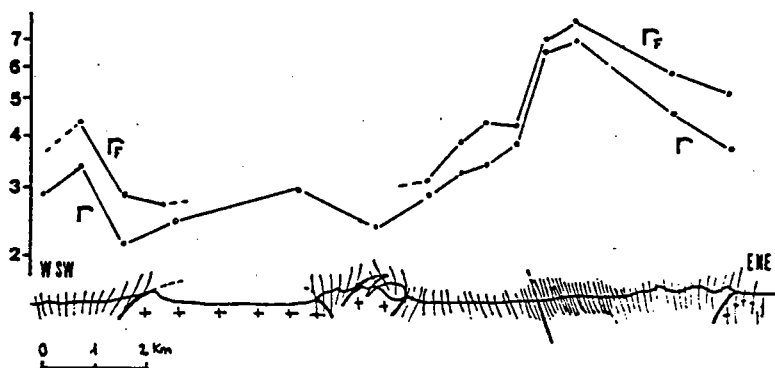


Fig. 6.27 : Variations d'intensité de la déformation finie (r et r_f) sur une coupe WSW-ENE passant entre les plutons des Oulad Ouaslam et du Bramram-Baméga. Les intensités les plus fortes sont situées au niveau du décrochement ductile et les zones à faible intensité autour des plutons correspondent aux cornéennes.

6.5.2.2) GRADIENTS DE DEFORMATION FINIE DANS LES PLUTONS :

Trois stades de déformation croissante peuvent être distingués dans les plutons (Fig. 6.28) :

- un stade peu déformé dans lequel la fabrique planaire est rare et épisodique, (stade 1, Fig. 6.28).
- un stade déformé dans lequel la fabrique planaire est marquée et les structures S/C (BERTHE & al., 1979) fréquentes (stade 2, Fig. 6.28).
- un stade très déformé correspondant à des couloirs mylonitiques à ultramylonitiques (stade 3, Fig. 6.28).

Dans le pluton des Oulad Ouaslam les zones les plus déformées sont sur la bordure Ouest. Elles concernent la frange leucogranitique (stade 3) et la partie Ouest de la granodiorite porphyroïde (stade 2).

Dans les pluton du Bramram-Baméga-Tabouchent, le stade 2 est atteint le long de l'interface Ouest du Baméga et de l'interface Est du Tabouchent. Les stades les plus déformés correspondent ici aussi à des bandes de cisaillement ductile métriques (SAQUAQUE, 1985), (Fig. 6.28).

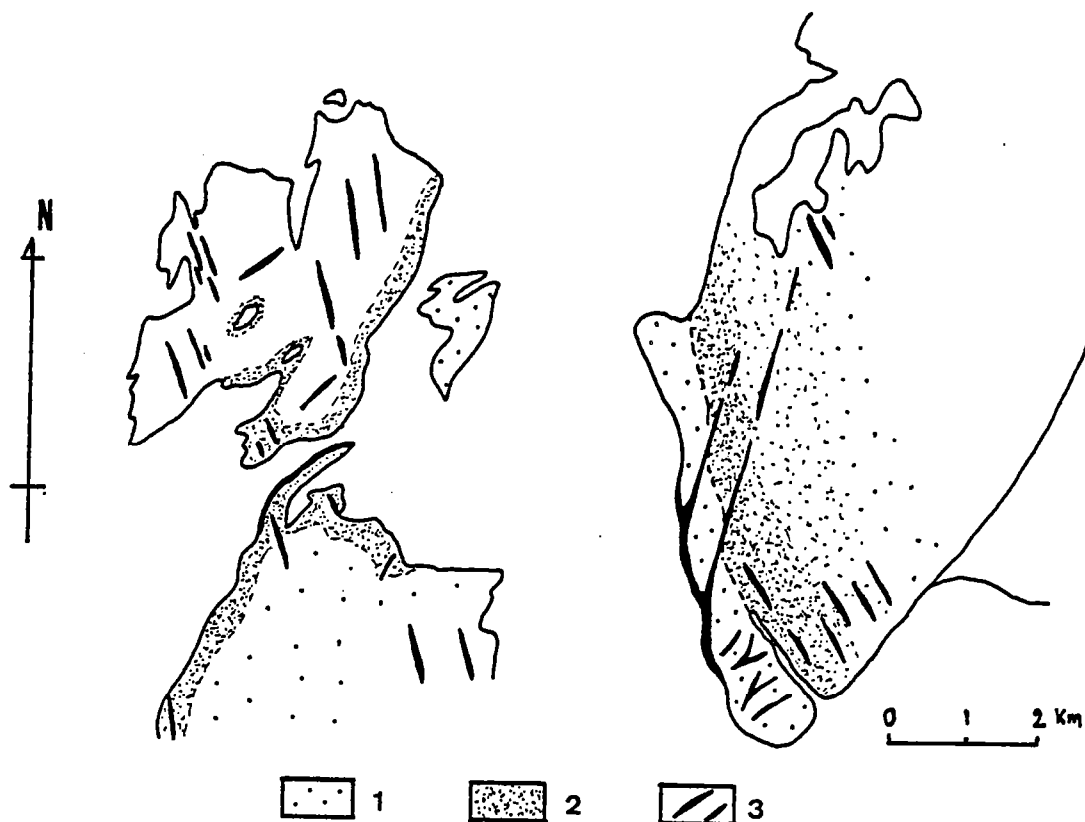


Fig. 6.28 : Carte des isointensités de déformation dans les plutons des Jebilet. 1, stade peu déformé (fabrique planaire plus ou moins marquée), 2, stade déformé (fabrique planaire et structures S/C généralisées), 3, stade très déformé (couloirs mylonitiques à ultramylonitiques).

Dans le pluton des Oulad Quaslam, la présence de marqueurs initialement subsphériques (enclaves surmicacées et enclaves microgrenues dans la granodiorite, agrégats micacés et nodules à quartz tourmaline dans les leucogranites), (cf Fig. 03.12 a, Fig. 6.3 c, Fig. 6.3 d, Fig. 6.14 a), permet de quantifier l'évolution de la déformation finie.

Six zones ont été distinguées (Fig.6.29). Les zones "a" à "e" correspondent à la granodiorite, la zone "f" correspond aux leucogranites périphériques.

Dans ces zones ont été mesurés les rapports λ_1/λ_3 pour l'ensemble des enclaves observées. La valeur moyenne de ce rapport est calculée pour chaque zone (colonne 9, Fig. 6.30 a).

Des mesures tridimensionnelles ponctuelles ont été effectuées afin d'avoir des valeurs repères pour les paramètres de forme (k) et d'intensité (r) de déformation finie (colonnes 1 à 8, Fig. 6.30 a).

Les variations d'Est en Ouest du rapport λ_1/λ_3 et du paramètre "r" sont représentées sur la Fig. 6.30 b. Elles montrent clairement l'intensification de la déformation finie, surtout à partir des stations "b".

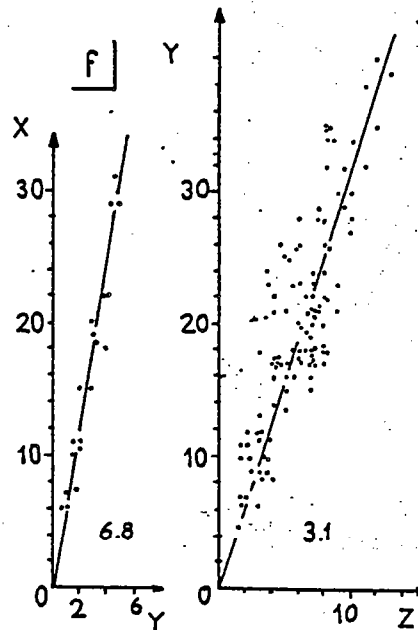
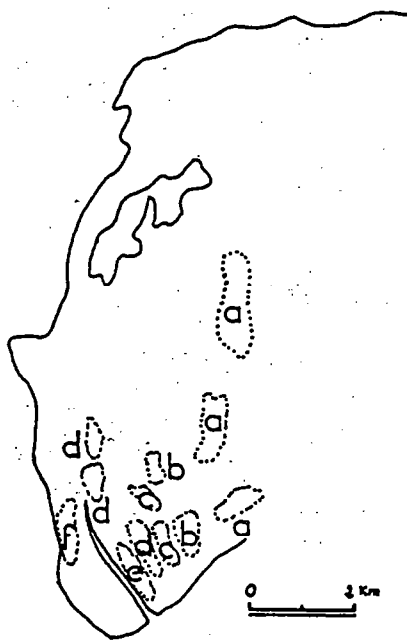
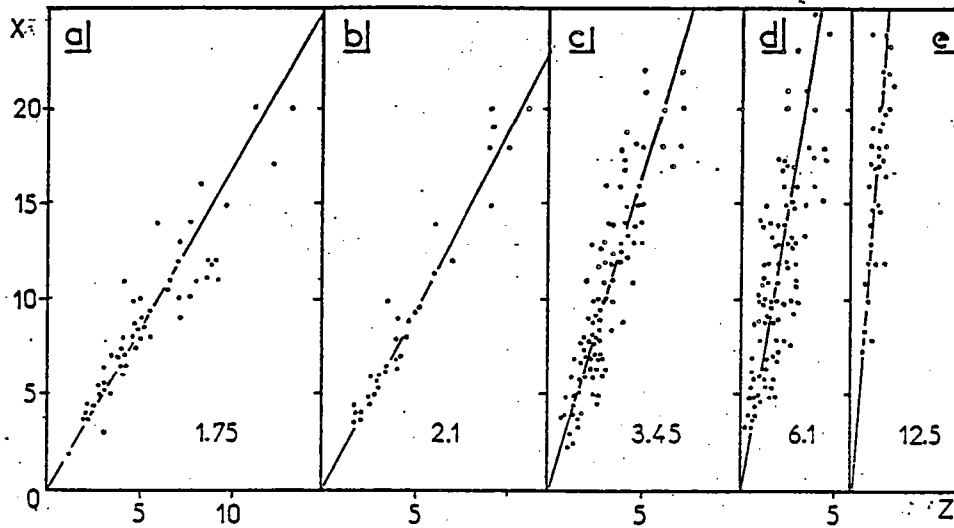


Fig. 6,29 : Quantification de la déformation finie dans le pluton des Oulad Quaslam, Rapports axiaux d'enclaves surmicacées dans la granodiorite (stations a,b,c,d,e) et d'agrégats micacés dans les leucogranites périphériques (station f), Dans la granodiorite la déformation s'intensifie de "a" vers "e".

zone	λ_1	λ_2	λ_3	λ_1/λ_2	λ_2/λ_3	K	r	λ_1/λ_3	λ_1/λ_3
	(cm)	(cm)	(cm)						moyen
b	28	16	12	1,75	1,33	2,25	2,08	2,33	2,10
c	18	9,5	6	1,89	1,58	1,53	2,47	3,00	3,45
	35	18	9	1,94	2,00	0,94	2,94	3,88	3,45
	7	3,4	1,8	2,05	1,89	1,19	2,94	3,88	3,45
d	12	4,0	2,0	3,00	2,00	2,00	4,00	6,00	6,1
	14	3,5	2,2	4,00	1,59	5,08	4,59	6,36	6,1
e	20	6,0	2,0	3,33	3,00	1,17	5,33	10,00	12,5
	30	14	3,0	2,14	4,66	0,31	5,80	10,00	12,5
f	/	/	/	6,80	3,10	2,76	8,90	/	21,08

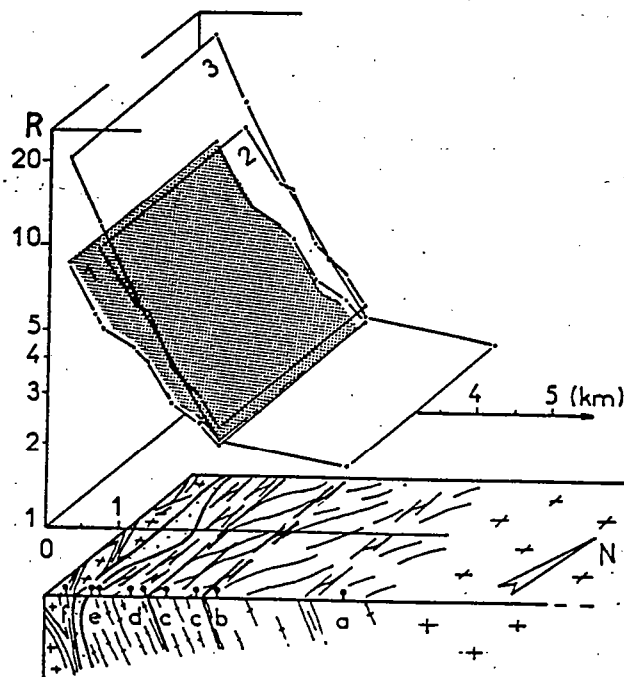


Fig. 6.30 : Intensification de la déformation sur la bordure Ouest du pluton des Oulad Quaslam, a, tableau récapitulatif des mesures ayant servi à calculer le paramètre d'intensité de déformation finie "r", b, variations du paramètre "r"(l), des rapports λ_1/λ_3 pour les enclaves mesurées en trois dimensions (2), et pour l'ensemble des enclaves mesurées (3).

Le report de ces mesures sur un diagramme R/α de LE THEOFF, (1979) (Fig. 6.31 a) permet de montrer que la déformation des enclaves augmente lorsque l'angle entre la schistosité et le plan de cisaillement diminue (Fig. 6.31 b). Ceci confirme le lien existant entre la déformation interne du pluton et le cisaillement ductile.

Par ailleurs l'évolution comparée des rapports axiaux des enclaves avec les rapports axiaux de l'ellipsoïde de déformation finie en cisaillement simple montre un écart constant de 5 degrés environ (Fig. 6.31 a). Cet écart angulaire peut être du à une incertitude sur la détermination de la direction de cisaillement. Il disparaît si l'on fixe la direction de cisaillement à N 165.

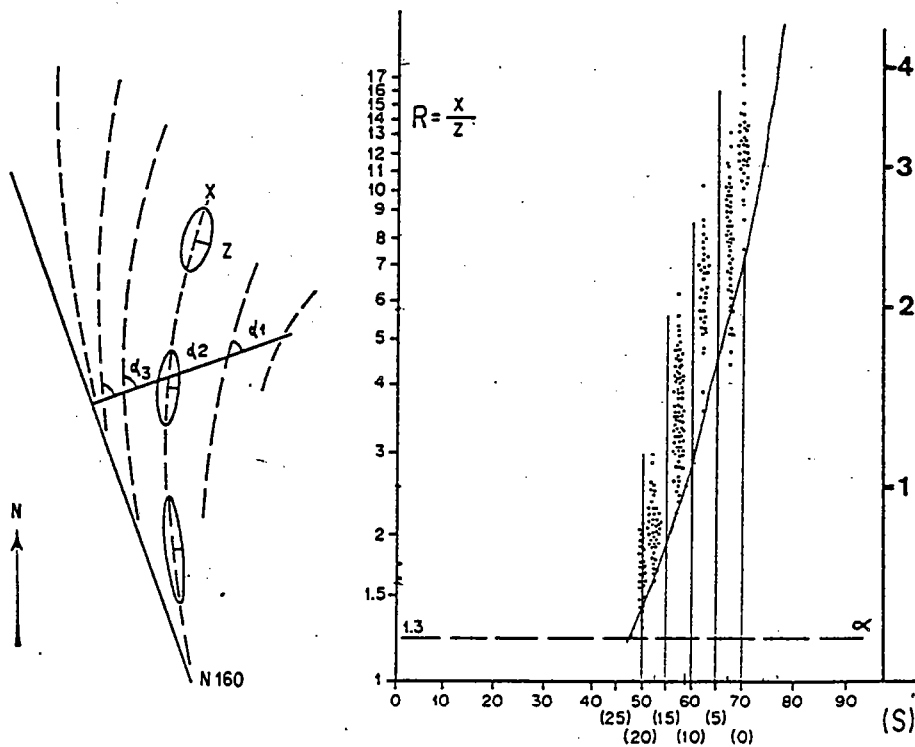


Fig. 6.31 : a, Diagramme R/α montrant la corrélation entre les rapports axiaux des enclaves déformées (R) et l'angle entre la schistosité et la normale au plan de cisaillement (α). La ligne continue représente la courbe d'évolution des rapports axiaux de l'ellipsoïde de déformation finie en cisaillement simple. Les rapports axiaux des enclaves suivent cette courbe avec un léger décalage attribuable à un écart angulaire de 5° environ entre la direction de cisaillement réelle et la direction de cisaillement estimée, b, Evolution comparée de la déformation des enclaves et de la virgation de la schistosité.

6.5.3) TYPOLOGIE DE LA DEFORMATION FINIE :

1) DANS L'ENCAISSANT :

Dans l'encaissant la déformation finie est de type aplatissement ($K < 1$). Font exception à ceci (Fig. 6.32 et Fig. 6.33 a) :

- les zones situées aux extrémités des plutons où K est supérieur à 1, en liaison avec une fabrique de forme de macroscopique de type $L > S$, (Fig. 6.23 c).
- la zone de cisaillement ductile cartographique située entre les plutons au niveau de laquelle la déformation finie évolue vers le type constriction ($k > 1$) lorsque la quantité de cisaillement augmente.

Fig. 6.32 : Cartographie des variations typologiques de la déformation finie. Dans l'encaissant la déformation finie est de type aplatissement sauf dans les points triples de schistosité (extrémités NE et SW du pluton du Tabouchent) et dans la zone de cisaillement ductile SSE (NE de la carte).

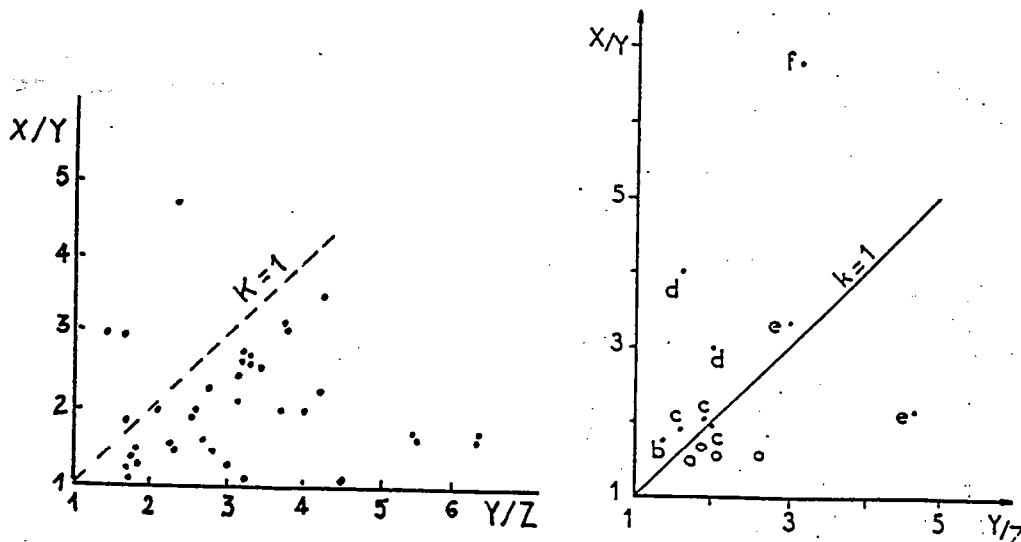


Fig 6.33 : Typologie de la déformation finie, a, dans l'encaissant (d'après CHEMSSEDDOHA, 1986 et LE CORRE & SAQUAQUE, 1987) ; b, dans les plutons (Oulad Ouaslan, points ; Bramram-Bamega-Tabouchent, cercles).

2) DANS LES PLUTONS :

Dans les plutons la forme de l'ellipsoïde de déformation est variable.

- Dans le pluton du Bramram-Bamega-Tabouchent la déformation ductile n'est bien marquée qu'au toit ou à la périphérie du pluton. Dans ces zones la déformation finie est de type aplatissement ($0,3 < K < 0,5$) (Fig. 6.32 et 6.33 b).
- Dans le pluton des Oulad Ouaslam l'orthogneissification se produit en liaison avec une déformation cisailante qui affecte toute la bordure Ouest. La déformation finie est alors soit de type déformation plane ($0,94 < K < 1,53$), soit de type constriction ($2 < K < 5,08$) (Fig. 6.33 b).

CONCLUSIONS :

Les plutons granitiques du massif des Jebilet sont composés de granodiorites hyperalumineuses entourées d'une fine gaine leucogranitique.

Une déformation à schistosité subverticale affecte l'encaissant et une partie des plutons. Cette déformation est, dans cette partie du massif, contrôlée par une zone de cisaillement ductile SSE senestre qui passe entre les plutons.

La mise en place de ces plutons est globalement synchronique de la déformation cisailante. Militent en faveur d'un tel synchronisme :

- (1) les gradients thermiques syntectoniques en direction des plutons.
- (2) les perturbations du champ de déformation finie et plus particulièrement :
 - les gradients de déformation finie, parallèles aux gradients thermiques. Il est à noter toutefois que ces gradients sont avant tout contrôlés ici par un décrochement ductile plurikilométrique. Par ailleurs les phénomènes de cuisson semblent responsables de la diminution de l'intensité de la déformation finie sur la proche périphérie des plutons.
 - les anomalies des trajectoires principales de déformation et la présence de points triples de schistosité aux extrémités des plutons.
 - la typologie de la déformation finie avec une déformation en aplatissement autour des plutons sauf dans les points triples de schistosité et dans les zones de cisaillement ductile où apparaît une forte constriction.
- (3) La compatibilité entre la géométrie de la déformation interne des plutons et la géométrie de la déformation dans l'encaissant.

Deux points importants peuvent être démontrés au niveau de ces plutons :

- l'évolution des structures superposées, en direction des plutons, traduit l'évolution d'un même épisode de déformation progressive cisailante et non pas la superposition de phases tectoniques distinctes à caractère régional.

- La présence de minéraux de métamorphisme de contact rotationnels et clairement syntectoniques montre, à l'évidence que la déformation cisailante n'est pas tardive dans l'histoire de la mise en place des plutons. Elle est contemporaine de la formation des minéraux de métamorphisme de contact et de manière plus générale du flux thermique lié aux plutons.

Ces divers arguments permettent de conclure à une mise en place syntectonique des plutons granitiques du massif des Jebilet (LAGARDE & CHOUKROUNE, 1982 ; SAQUAQUE, 1985 ; CHEMSEDDOHA, 1986).

En dehors de la zone de cisaillement ductile la granodiorite des Oulad Ouaslam présente des caractéristiques d'intrusion mise en place dans une zone d'extension. La cinématique de cette mise en place et les relations entre cisaillement ductile et extension seront examinées plus loin (Chap. 15).

7. LES GRANITOÏDES DU MASSIF DU TICHKA

Les granitoïdes du massif du Tichka font en ce moment l'objet de deux études détaillées. L'une structurale et métamorphique (RODDAZ, en prép.), l'autre pétrographique et géochimique (GASQUET, en prép.).

Ne seront présentées ici que la géométrie d'ensemble de ces granitoïdes, ainsi que les principales caractéristiques de leur déformation interne et du champ de déformation finie.

Ces granitoïdes affleurent à l'extrême Sud de la meseta marocaine, dans le paléozoïque du Haut Atlas Occidental. Ils se situent en bordure d'un important accident lithosphérique ENE qui constitue la limite Sud de la meseta marocaine : le décrochement du Tizi n'Test (MATTAUER et al., 1972 ; PETIT, 1976) (Fig. 02.1)

Ces granitoïdes intrudent la base de la série paléozoïque, qui est essentiellement composée, en cet endroit, de formations volcano-détritiques et de calcaires géorgiens puis de schistes acado-siluriens (PETIT, 1976) (Fig. 7.1).

Dans ces granitoïdes H et G TERMIER (1971) ont reconnu l'existence de roches magmatiques acides (granites) et basiques (gabbros et diorites) mais aussi de roches témoignant d'une fusion partielle de l'encaissant (gneiss migmatitiques) (TERMIER & TERMIER, 1971) et d'enclaves d'encaissant "non digéré", (Fig. 7.1).

La présence, à l'intérieur du pluton d'un important volume de roches magmatiques basiques coexistant avec les magmas granitiques, est une des principales particularités du massif du Tichka et permet de le différencier des autres plutons hercyniens de la meseta.

Du fait de cette coexistence, il est possible d'étudier ici, de manière détaillée, les relations géométriques et chronologiques entre les magmas acides et basiques.

7.1) PRINCIPALES CARACTERISTIQUES PETROGRAPHIQUES, GEOCHIMIQUES ET GEOCHRONOLOGIQUES :

7.1.1) CARACTERISTIQUES PETROGRAPHIQUES :

La pétrographie des granitoïdes du Tichka a été détaillée par TERMIER et TERMIER, 1971, VOGEL et WALKER (1975) puis reprise par VOGEL et al. (1976). Pour ces derniers les granitoïdes du Tichka sont assimilables à une multitude de petits corps granitiques entourés d'un assemblage hétérogène formé de gabbros à olivine, de diorites et de granodiorites avec toutefois prédominance des diorites (Fig. 7.2).

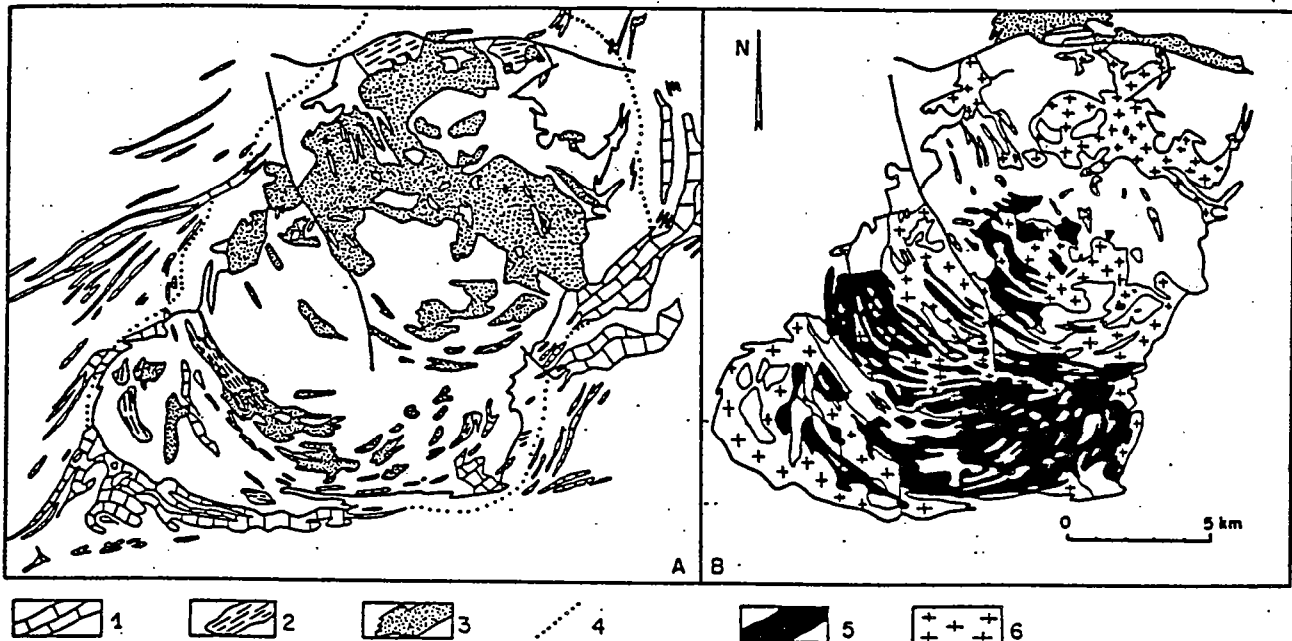
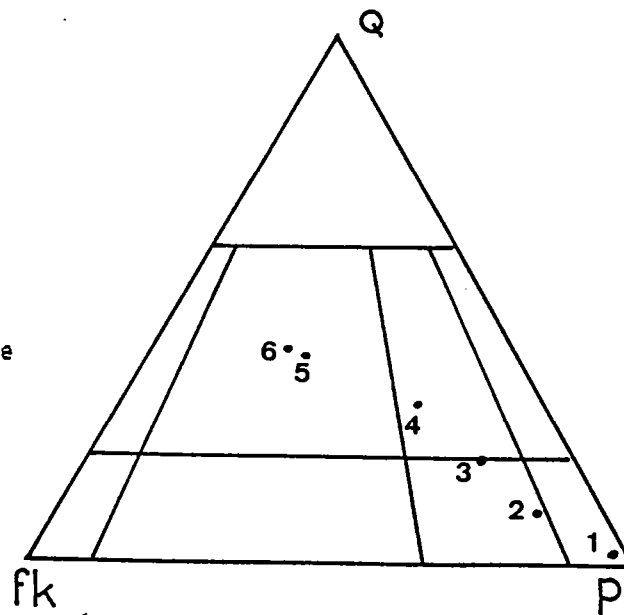


Fig. 7.1 : Les différentes formations du massif du Tichka (d'après G. & H. TERMIER, 1971). A) formations sédimentaires et encaissant remobilisé : 1, carbonates, 2, enclaves méta sédimentaires, 3, gneiss et migmatites, 4, isograde de la biotite, B) formations magmatiques : 5, magmas basiques, 6, magmas acides.

Ces différentes formations peuvent être regroupées en deux ensembles principaux : les corps basiques (gabbros et diorites) et les granitoïdes (granodiorites, monzogranites et granites) (Fig. 7.2). A ces deux ensembles il convient d'ajouter les intrusions plus tardives de granites leucocrates et le champ filonien acide (granites, pegmatites, aplites) et basique (andesites) (VOGEL & WALKER, 1975).

Fig. 7.2 : Composition modales moyennes pour les différents faciés magmatiques du Tichka (d'après VOGEL & al., 1976), 1, diorite mafique (16 échantillons), 2, diorite quartzique (9 échantillons), 3, granodiorite (11 échantillons), 4, granite périphérique (7, échantillons), 5, granite à biotite (4, échantillons), 6, leucogranites (4 échantillons).



1) LES CORPS BASIQUES GABBROIQUES ET DIORITIQUES :

Des gabbros à texture ophitique, pouvant contenir jusqu'à 10% d'olivine (VOGEL & WALKER, 1975) et des diorites mafiques à grain fin, constituent les termes les plus basiques des formations magmatiques du Tichka. L'existence d'un passage progressif entre ces deux termes permet de penser que les diorites mafiques sont les équivalents hydratés du gabbro (VOGEL & al., 1976).

Les diorites quartziques sont des roches extrêmement hétérogènes. Elles présentent un litage composite avec des lits sombres à grain fin emballés dans une matrice dioritique à grain moyen. Les lits sombres correspondent à des amas de minéraux ferro-magnésiens (biotite et hornblende) alors que la matrice dioritique montre des phénocristaux de plagioclase et de quartz millimétriques à centimétriques entourés de biotite et de hornblende (VOGEL & al., 1976).

2) LES GRANITOIDES :

Deux groupes principaux ont été reconnus (VOGEL & WALKER, 1975) : Les granites à biotite dont les compositions varient depuis les tonalites jusqu'aux granodiorites et monzogranites (Fig. 7.2) et les leucogranites caractérisés par la présence de deux micas, auxquels s'ajoutent les faciés de bordure (microgranites, aplites, pegmatites).

7.1.2) CARACTERISTIQUES GEOCHIMIQUES ET GEOCHRONOLOGIQUES :

A partir de données essentiellement géochimiques VOGEL & al. (1976) proposent un modèle de cristallisation fractionnée et différenciation impliquant deux séries magmatiques distinctes : une série granitique et une série dioritique.

La série dioritique serait issue de la mise en place, à la base de la croûte de magmas basiques d'origine mantellique. Au contact de ces magmas la fusion partielle de la croûte serait responsable de la production des magmas granitiques.

Pour ces auteurs les deux magmas évolueraient chacun de leur côté sans se mélanger. Cette immiscibilité étant à rattacher à des différences de viscosité (VOGEL & WALKER, 1975).

Plus récemment des études de géochimie isotopique (MRINI, 1985) et en particulier l'étude des rapports isotopiques initiaux du strontium ont permis de montrer que les granitoïdes du Tichka avaient une origine essentiellement mantellique. Ceci est valable aussi bien pour les formations basiques dont les rapports initiaux s'échelonnent entre 0,70265 et 0,70341 que pour les granodiorites dont les rapports vont de 0,70278 à 0,70449 (MRINI, 1985).

Une légère contamination crustale a été mise en évidence, notamment dans les granodiorites proches du toit de l'intrusion où la participation crustale atteint la valeur maximale de 25%.

L'utilisation de la méthode Néodyme-Samarium confirme cette origine mantellique. L'existence de rapports isotopiques initiaux du Nd élevés, situés sous le champ des "Mantle oceanic ridge basalts" (Fig. 02.3) témoignerait d'un pôle basique de type manteau océanique appauvri (MRINI, 1985).

Aucun âge fiable n'a pu être obtenu par la méthode Rubidium-Strontium en raison de la dispersion des points. Un âge de 330 MA a été estimé par le couple roche totale-biotite (MRINI, 1985).

7.1.3) EVOLUTION MAGMATIQUE :

Le modèle d'évolution magmatique suivant a été récemment proposé (MRINI, 1985): un magma basique d'origine mantellique intrude la base de la croûte. Au cours de son ascension ce magma subit une différenciation par cristallisation fractionnée ainsi qu'une faible contamination par un matériel crustal "sédimentaire". La coexistence au sein d'une même intrusion des termes les moins différenciés (gabbros) et les plus différenciés (granites) est attribuée à l'interférence de plusieurs venues magmatiques.

Ce modèle ne confirme pas l'hypothèse de VOGEL et WALKER (1975) faisant appel à deux magmas différents, acides et basiques, immiscibles.

7.2) STRUCTURE D'ENSEMBLE :

7.2.1) STRUCTURES CARTOGRAPHIQUES :

Trois points sont à noter concernant les structures cartographiques dans l'encaissant des granitoïdes du Tichka :

(1) les granitoïdes se mettent en place le long d'un important décrochement dextre, le décrochement du Tizi n'test (PETIT, 1976). Ce décrochement correspond à une fracture de la lithosphère (MATTAUER & al., 1972) mettant en contact deux domaines structuraux fondamentalement différents, au Nord le domaine orogénique hercynien et au Sud un domaine épicrotonique (MICHARD & PIQUE, 1979). Le cambrien est ainsi plissé, schistosité et métamorphisé au Nord de l'accident alors qu'il est subtabulaire au Sud (PETIT, 1976).

(2) Le plissement observable dans l'encaissant des granitoïdes du Tichka, de direction régionale NE à ENE est oblique sur l'ellipse granitique NNE (Fig. 7.3). Ce plissement est de plus en plus marqué à l'approche des granitoïdes et s'accompagne d'une schistosité de plan axial.

Sur la bordure de l'intrusion les calcaires cambriens dessinent des plis kilométriques parallèles à l'interface (Fig. 7.3) et assimilables aux plis périphériques qui apparaissent dans les modélisations expérimentales de structures diapiriques (RAMBERG, 1967).



FIG. 7.3 : Directions axiales des structures plissées cartographiques montrant l'obliquité du plissement régional sur l'ellipse granitique et le parallélisme entre le plissement périphérique et l'interface du pluton.

- (3) Deux types de perturbations accompagnent ce plissement :
- cartographiquement ces plis s'adaptent à l'interface des granitoïdes et s'infléchissent alors en direction NE à NNE. Au Sud ils montrent une virgation en direction ENE le long du décrochement du Tizi n'test (Fig. 7.3).
 - En section verticale on note une accentuation du déversement SE des plis à l'Est des granitoïdes (PETIT, 1976) (Fig. 7.4)

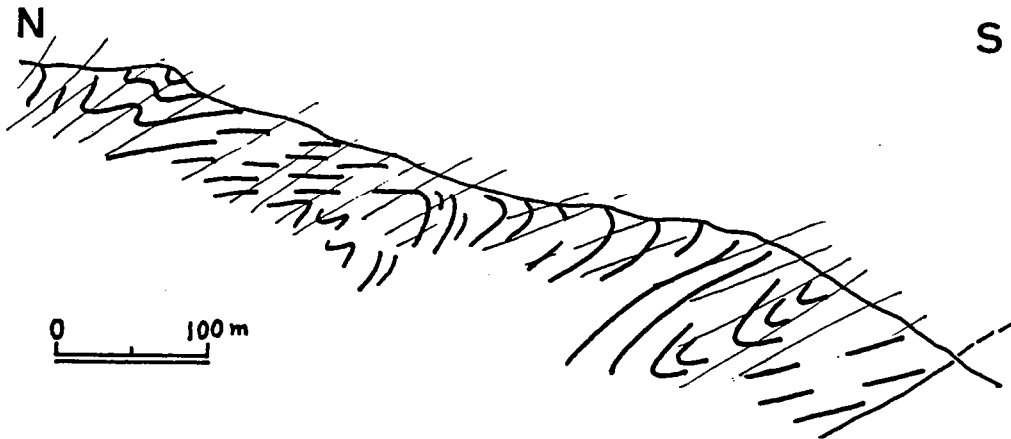


Fig. 7.4 : Accentuation du déversement des plis à l'Est du granite (d'après PETIT, 1976).

7.2.2) GEOMETRIE DU PLUTON :

1) GEOMETRIE DE L'ENVELOPPE EXTERNE :

Les granitoïdes du Tichka forment une ellipse de 23 kms de long sur une dizaine de kilomètres de large.

L'étude des relations spatiales entre les formations magmatiques et leur encaissant fait apparaître une forme en dôme dissymétrique, basculé vers le Nord (Fig. 7.5). Ceci est attesté par l'allure du contact granitoïdes-encaissant qui a un fort pendage vers l'intérieur du dôme dans la moitié Sud du massif et un pendage vers l'extérieur au Nord (Fig. 7.5). Dans un tel schéma la partie Nord du massif serait proche du toit de la coupole des granitoïdes alors que la partie Sud correspondrait à des zones plus profondes.

2) AGENCEMENT DES DIFFERENTES UNITES MAGMATIQUES :

A l'échelle du pluton la géométrie d'ensemble des différents unités est caractérisée par :

- (1) la concentration des magmas basiques dans la zone Sud, proche de la base de l'intrusion. Les contacts entre les différentes unités y sont fortement pentés vers l'intérieur du massif (Fig. 7.5 et 7.6).
- (2) la prédominance des magmas acides au Nord, dans les zones plus proches du toit, avec des contacts subhorizontaux ou faiblement pentés vers l'extérieur du massif.
- (3) L'existence de bandes concentriques à concavité Nord formées par la juxtaposition de termes acides, basiques et métasédimentaires (Fig. 7.1).

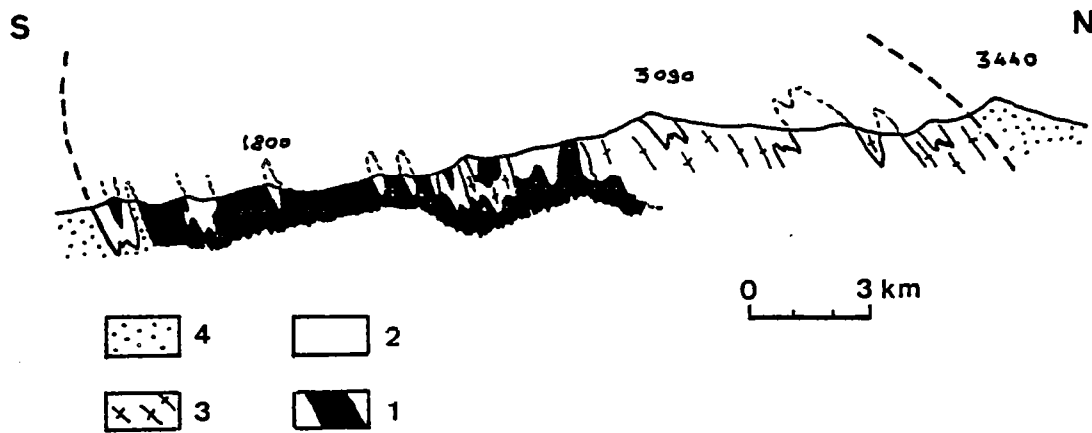


Fig 7.5 : Coupe synthétique NS faisant apparaitre la forme en dome basculé vers le Nord ainsi que la localisation des formations acides au toit et à la périphérie de l'intrusion (d'après les levés de TERMIER & TERMIER, 1971). 1, formations basiques, 2, formations acides (granites), 3, gneiss migmatitiques, 4, encaissant.

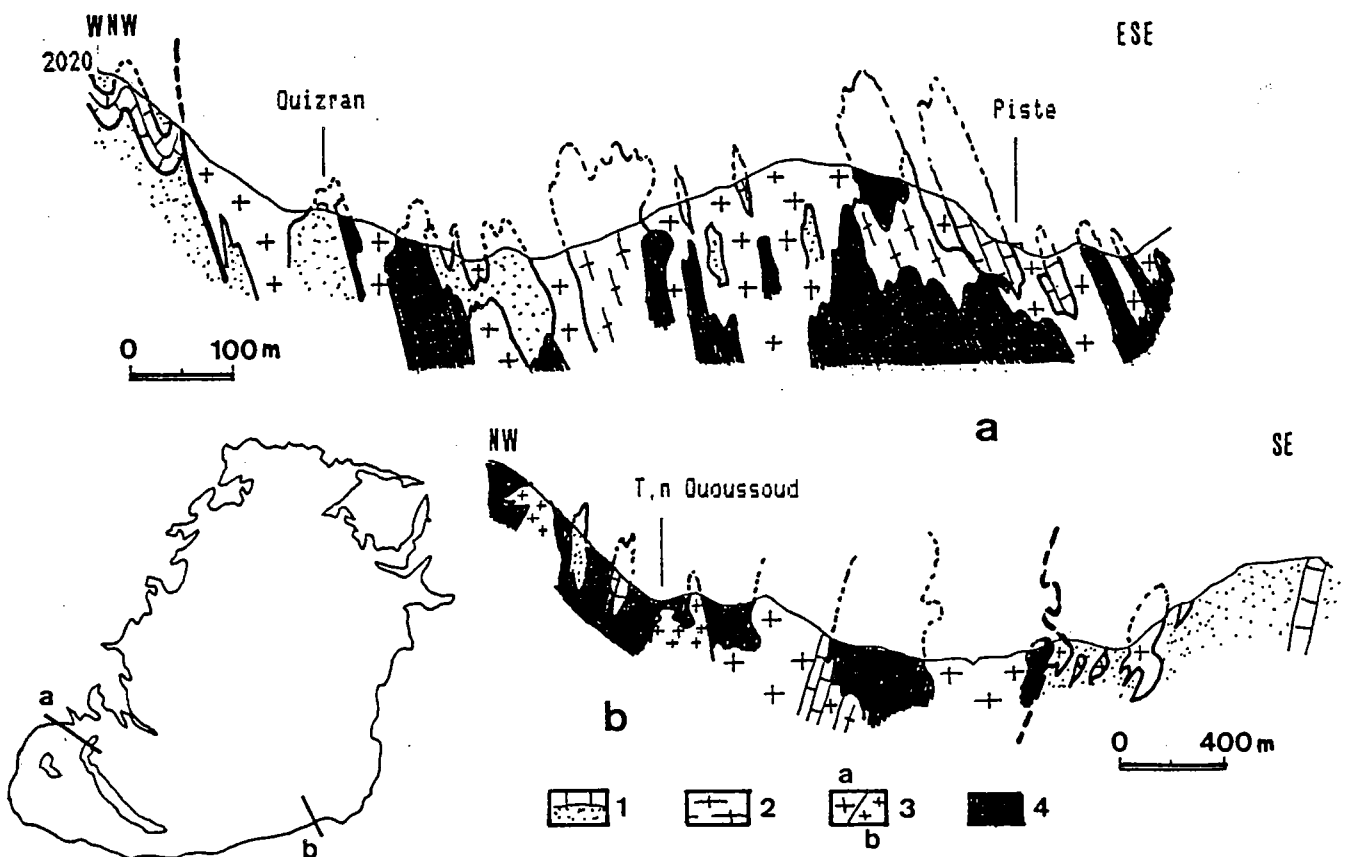


Fig. 7.6 : Géométrie de l'enveloppe externe des granitoides du Tichka, 1, encaissant et enclaves métasédimentaire, 2, gneiss migmatitiques, 3 a, granodiorites et granites, b, leucogranites, 4, diorites et gabbros.

Les relations géométriques entre les magmas basiques (essentiellement les diorites mafiques) et les magmas plus acides (diorites quartziques, granodiorites et granites) sont résumées sur les figures 7.7 et 7.8. Quatre types d'interfaces entre magmas basiques et acides sont observables :

- (1) L'interface est rectiligne ou très légèrement ondulante avec découpage d'enclaves anguleuses de diorite mafique (3 a Fig. 7.7 et Fig. 7.8 a). Le contraste de viscosité entre la diorite et la granodiorite est alors élevé.
- (2) Les diorites forment des enclaves schistosées fortement étirées parallèlement à la schistosité des granodiorites (zone Sud, très déformée et proche de la base) (3 b Fig. 7.7 et Fig. 7.8 b). La forme des enclaves alliée à l'absence de réfraction de schistosité traduit ici des viscosités comparables pour les formations acides et basiques.
- (3) L'interface forme des interdigitations avec des structures lobées (3 c Fig. 7.7 et fig. 7.8 c). Le contraste de viscosité est modéré.
- (4) Le matériel granitique forme des injections en "doigt de gant", sortes de cheminées ou de diapirs centimétriques (Fig. 7.8 d). Le contraste de viscosité est également modéré. L'utilisation de ces structures pour la reconnaissance des viscosités relatives doit tenir compte de la forme de l'injection (tubulaire ou arrondie pédonculée). En effet il ne s'agit pas ici de structures lobées attribuables à une interface plissée (RAMSAY, 1967) mais de mini diapirs. La source est le matériel granitique, la surcharge est le matériel dioritique. Si le diapir a une forme tubulaire, la viscosité de la source (granite) est supérieure à celle de la surcharge (diorite), auquel cas l'injection est due à la différence de densité. Si le diapir a une forme arrondie plus ou moins pédonculée c'est au contraire le matériel granitique qui est le moins visqueux (WOIDT, 1978).

La mise en place des derniers liquides magmatiques se traduit par l'ascension de petits corps diapiriques décamétriques de granite leucocrate très différencié qui intrudent indistinctement toutes les formations magmatiques et métasédimentaires (4 Fig. 7.7 et Fig. 7.9 c) et par l'injection de magmas acides et basiques dans des discontinuités et des fractures précoces (5 Fig. 7.7 ; Fig. 7.8 e et f ; Fig. 7.9 d).

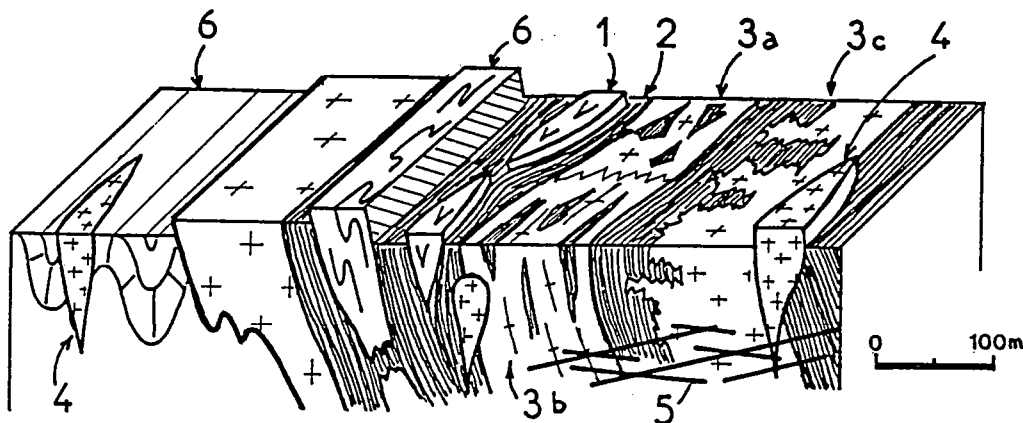


Fig. 7.7 : Agencement des différents faciès granitiques, 1, gabbros, 2, diorites mafiques, 3, Relations diorites mafiques/ diorites quartziques et granodiorites, 4, corps leucogranitiques, 5, filons basiques tardifs, 6, encaissant et enclaves métasédimentaires,

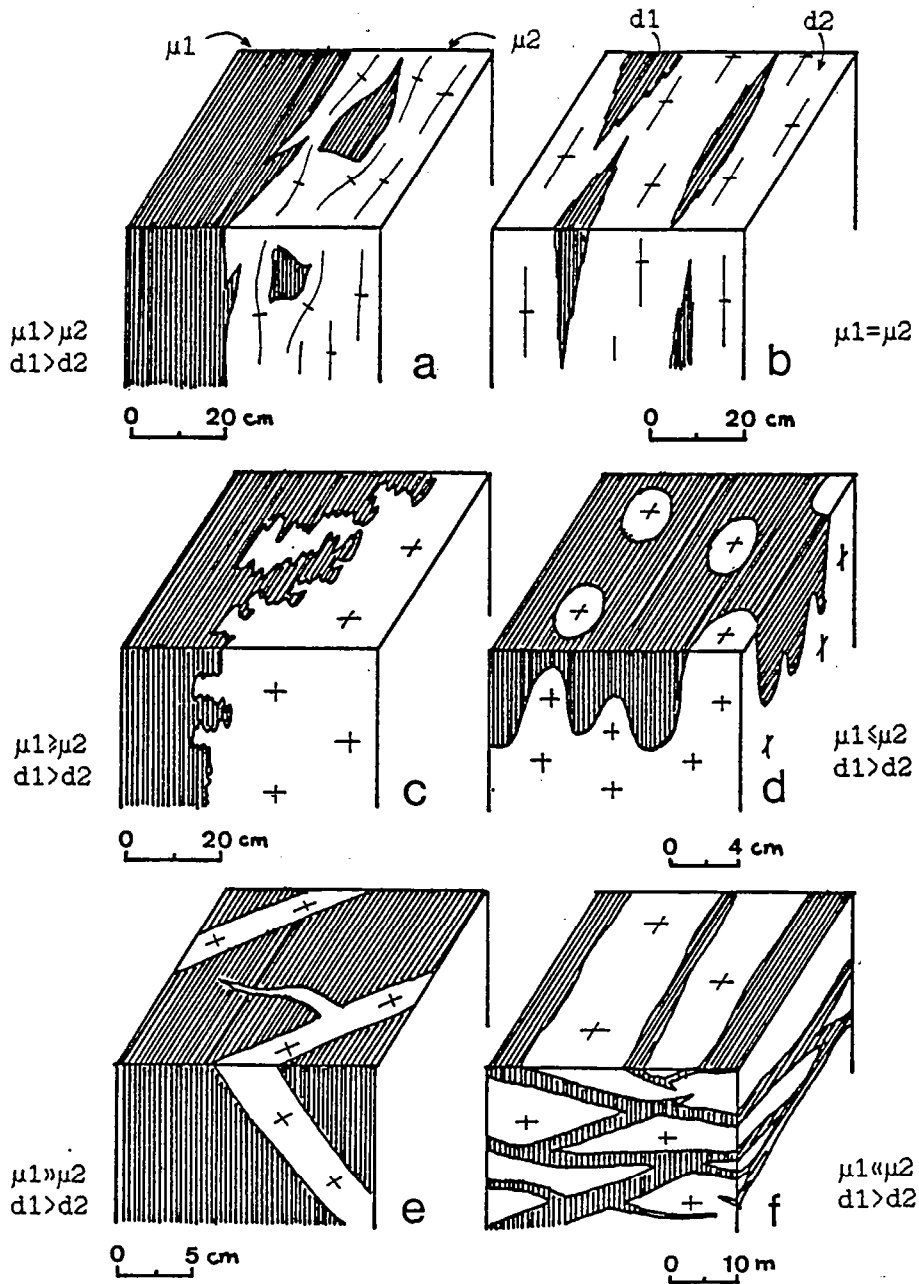


Fig. 7.8 : Allure des différentes interfaces entre magmas acides et basiques et contrastes de viscosité envisageables, (magmas basiques, densité d_1 , viscosité μ_1 , Magmas acides, densité d_2 , viscosité μ_2).

a, enclaves de diorites mafiques anguleuses dans les diorites quartziques et granodiorites, contraste de viscosité élevé, b, enclaves fortement étirées et schistosées, absence de réfraction de schistosité, contraste de viscosité faible ou nul, c, interface lobée avec de nombreuses interdigitations, contraste de viscosité modéré, d) intrusions acides en "doigt de gant", e, f) interfaces planes le long de filons tardifs acides et basiques injectés dans des joints et discontinuités précoces, contraste de viscosité élevé.

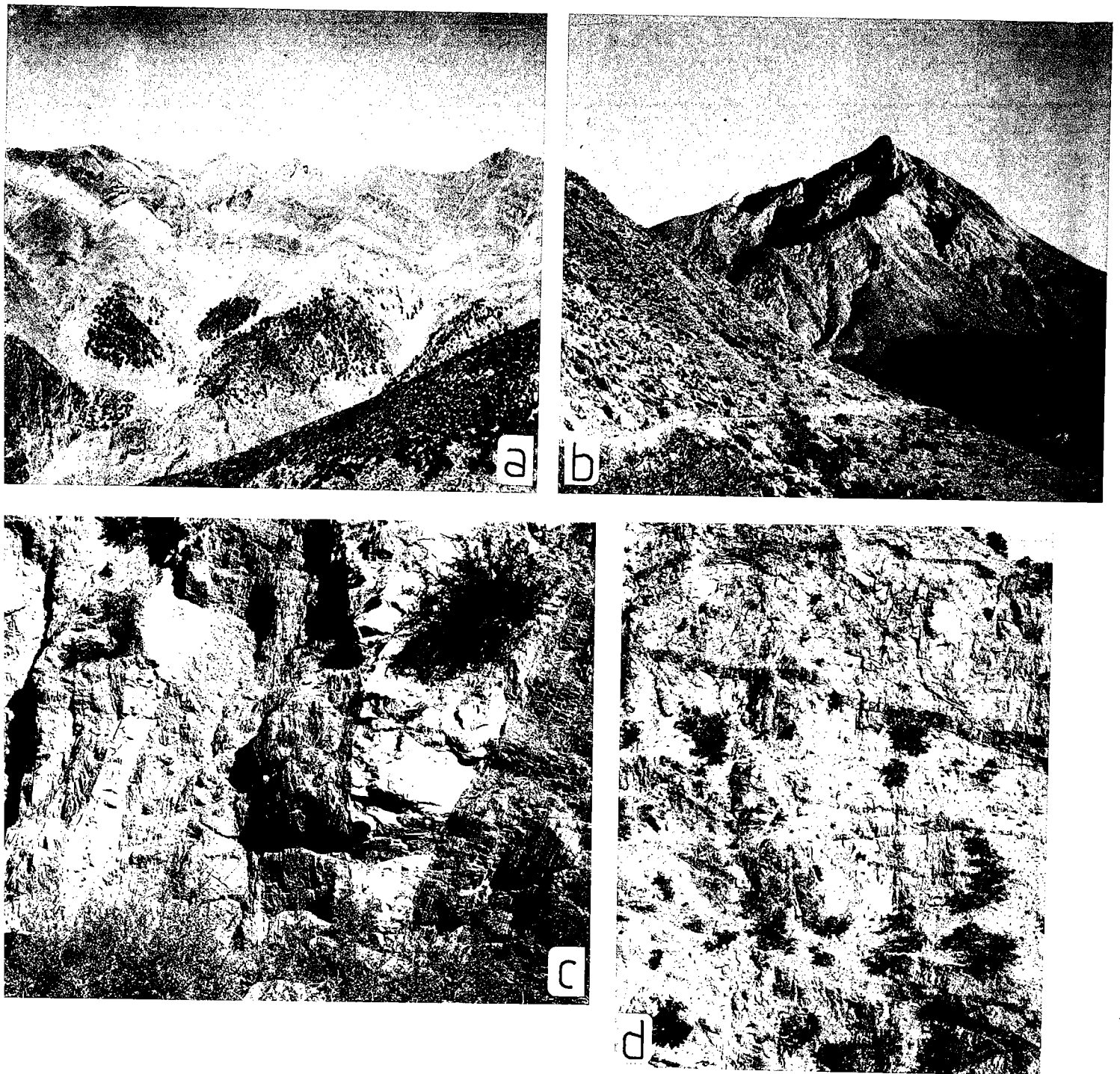


Fig. 7.9 : a, Plissement périphérique dans l'encaissant Ouest des granitoides (calcaires géorgiens plissés), b, Vue vers l'intérieur de l'intrusion au niveau de la bordure SW montrant, au deuxième plan, l'alternance de granites (niveaux clairs) et de diorites (niveaux sombres) et au premier plan une enclave métasédimentaire carbonatée, (région du Moulay Ali des Tigouga), c, Petits corps leucogranitiques intrusifs dans les formations volcano-sédimentaires du géorgien (vallée de Kma), d, injections tardives de filons basiques dans des fractures thermiques faiblement pentées organisées en réseaux conjugués (Sud de l'intrusion).

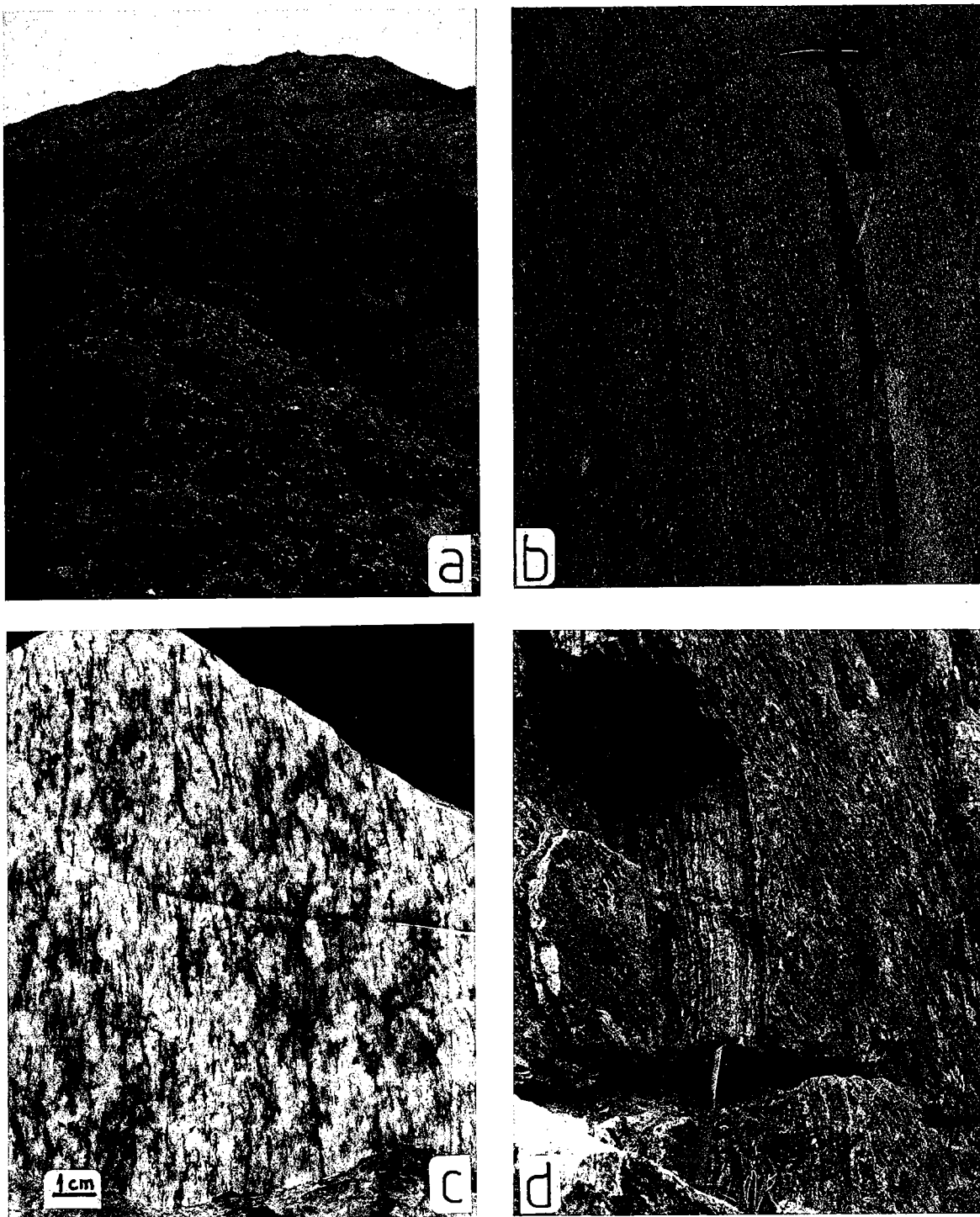


Fig. 7.10 : a, Organisation des différentes formations magmatiques en bandes cartographiques concentriques, dont l'alternance détermine une structure "zébrée" avec succession de niveaux clairs (magmas acides) et de niveaux sombres (magmas basiques), (secteur de Tazoudot), b, enclaves basiques à contours diffus, fortement étirées parallèlement à la fabrique planaire des granodiorites (Sud de Souk Tnine Tigouga), c, granite leucocrate orthogneissifié (vallée de Kma), d, enclave de carbonates à l'intérieur des granitoides, (secteur de Tazoudot).

7.3) DEFORMATION INTERNE :

La déformation interne des granitoïdes du Tichka est très hétérogène. Les formations basiques (gabbros et diorites mafiques) sont souvent peu déformées d'où leur allure massive et homogène. Les stades les plus déformés, sont observables dans les formations plus acides (diorites quartziques, granodiorites et granites). Dans ces formations des structures planaires plus ou moins développées sont marquées par l'alignement des cristaux de biotite et de hornblende. Elles sont soulignées par l'orientation des enclaves basiques (Fig. 7.8 b et Fig. 7.10 b).

Dans les granodiorites et les granites l'orthogneissification s'accompagne structures de type S/C (BERTHE & al., 1979). Leur espacement est décimétrique dans les granodiorites (Fig. 7.11 a). Il est millimétrique dans les granites puissamment orthogneissifiés de la bordure Sud du massif (Fig. 7.10 c et Fig. 7.11 b). Ces structures indiquent systématiquement un mouvement ascendant du cœur de l'intrusion par rapport à ses bordures.

Dans les septa méta sédimentaires non assimilés par les granitoïdes les formations carbonatées sont recristallisées. La stratification est transposée parallèlement à la schistosité et l'étirement est très marqué (Fig. 7. 10 d). Dans les formations micaschisteuses la déformation ductile s'accompagne de plis non cylindriques en fourreau (COBBOLD & QUINQUIS, 1980) à axes réorientés parallèlement à la linéation d'étirement (Fig. 7.11 c).

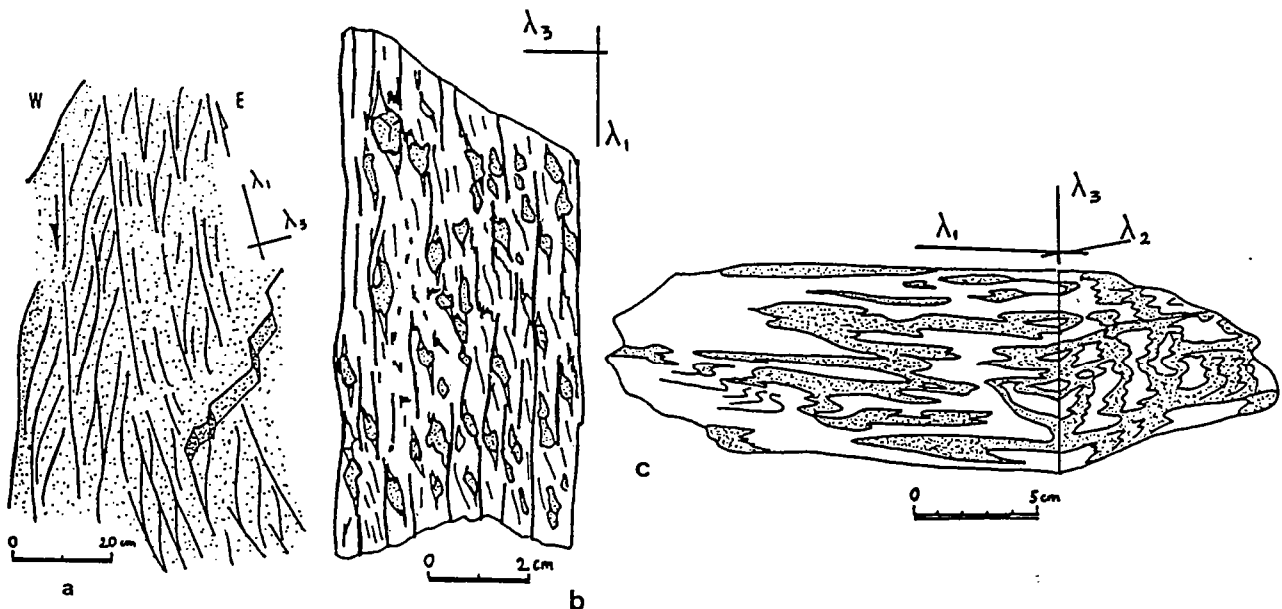


Fig. 7. 11 : Quelques microstructures associées à la déformation ductile dans les granitoïdes. a,b, bandes de cisaillement, décimétriques dans des granodiorites au SW de l'intrusion (a), millimétriques dans les granites leucocrates à l'extrême Sud de l'intrusion (vallée de Kma)(b), c, plis en fourreau à axes orientés parallèlement à λ_1 , (septa métasédimentaire quartzo-palitique, Sud du Moulay Ali des Tigouga).

En fin de mise en place de l'intrusion la déformation discontinue prend le relai de la déformation ductile.

- Au toit de l'intrusion les fractures liées à la pression magmatique coexistent avec des fractures thermiques (cf Fig. 3.2 et 3.3). Les fractures liées à la pression magmatique sont injectées de matériaux granitiques très différenciés et sont subverticales à fortement pentées. Les fractures thermiques ont un pendage intermédiaire dans les granitoïdes et un pendage faible de l'ordre de 30° dans l'encaissant au voisinage du toit de l'intrusion où elles sont injectées de matériel granitique notamment au NE du massif.

- A la base de l'intrusion, les fractures thermiques sont les plus représentées. Elles forment un réseau de fractures conjuguées peu pentées et faisant entre elles un angle très faibles (< 30°) (Fig. 7.8 f et Fig. 7.9 d). Ces fractures sont ici injectées de matériel basique filonien.

7.4) GRADIENTS THERMIQUES ET CONDITIONS P-T DE MISE EN PLACE :

La mise en place des granitoïdes du Tichka est associée à une forte anomalie thermique matérialisée par des zonations métamorphiques dans les séries cambriennes de l'encaissant (TERMIER & TERMIER, 1971).

Cette anomalie est centrée sur les granitoïdes comme en témoigne l'allure des isogrades de métamorphisme qui moulent étroitement les formations magmatiques (cf isograde de la biotite, Fig. 7.1).

L'évolution prograde du métamorphisme s'accompagne de cristallisations, de biotite, grenat, andalousite et sillimanite dans les séries pélitiques et de diopside, grenat, idocrase et wollastonite dans les séries carbonatées (TERMIER & TERMIER, 1971).

Ces paragenèses permettent de situer la température de mise en place aux environs de 680°C sous une pression légèrement inférieure à 3kb.

L'estimation de la température à l'intérieur du pluton montre des conditions plus draconiennes. TERMIER & TERMIER (1971) se basant sur les conditions requises pour l'anatexie estiment cette température aux alentours de 800°. Pour VOGEL et WALKER (1975) cette température devait être plus élevée. Se basant sur l'allure du solidus du gabbro à hornblende et sur le fait que la diorite mafique était saturée en eau (présence de veine à quartz-Albite), ces auteurs estiment la température de la diorite à 900° avec une pression fluide de 5%.

7.5) CHAMP DE DEFORMATION FINIE :

7.5.1) GRADIENTS D'INTENSITE DE DEFORMATION :

Les gradients thermiques associés à la mise en place des granitoïdes s'accompagnent de forts gradients d'intensité de déformation. Ces gradients se traduisent, à l'approche des granitoïdes, par une évolution typologique et une intensification de la schistosité régionale qui passe en quelques centaines de mètres du stade schistosité de fracture ou schistosité de flux naissante au stade de foliation (Fig. 7.12).

L'encaissant de la bordure Sud des granitoïdes illustre bien cette intensification de la déformation. On peut y observer des formations volcano-sédimentaires d'âge Cambrien inférieur dans lesquelles la stratification a une direction initiale subéquatoriale. La schistosité, tout d'abord concentrée dans de petits couloirs centimétriques (1 Fig. 7.12), affecte rapidement l'ensemble des formations (2 Fig. 7.12). Des plis à plans axiaux parallèles à la schistosité s'individualisent alors au niveau des bancs compétents. Ces plis sont rapidement étirés dans la schistosité suivant une direction plongeant de 30 à 40 vers l'Est (3 Fig. 7.12). La jonction de plis issus de bancs différents aboutit à la formation d'un litage tectonique, parallèle à la schistosité (4 Fig. 7.12).

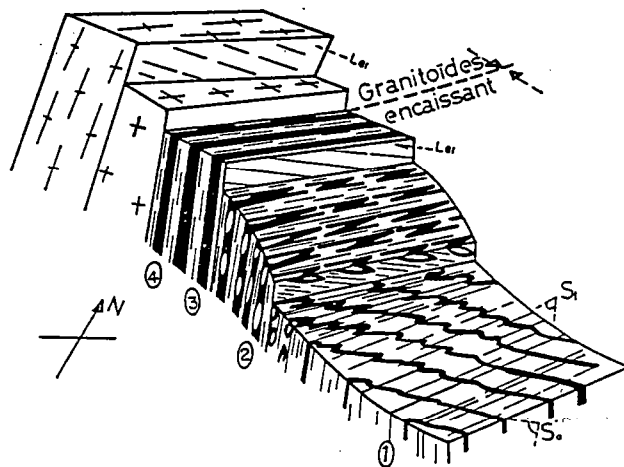


Fig. 7.12 : Les gradients d'intensité de déformation dans l'encaissant au Sud des granitoïdes, (d'après LAGARDE & RODDAS, 1982).

7.5.2) TRAJECTOIRES PRINCIPALES DE DEFORMATION :

1) PLAN DE SCHISTOSITE (Fig. 7.13 a) :

Les trajectoires du plan de schistosité (et des structures planaires assimilables à une schistosité dans les granitoïdes) sont caractérisées par :

- 1) Une direction régionale NE-SW dans l'encaissant des granitoïdes avec toutefois une configuration sigmoïdale sur la bordure Sud du massif.

- 2) Des contours elliptiques à concavité NE, dans les granitoïdes. Les structures planaires soulignent ici la structure interne des granitoïdes .
- 3) Une obliquité de la schistosité sur l'interface granitoïdes-encaissant et le passage en continuité de la schistosité régionale à la structure planaire des granitoïdes.
- 4) Un fort pendage de la schistosité, généralement supérieur à 60°.
- 5) L'existence de points triples de schistosité localisés aux extrémités SW et NE de l'ellipse cartographique formée par les granitoïdes.

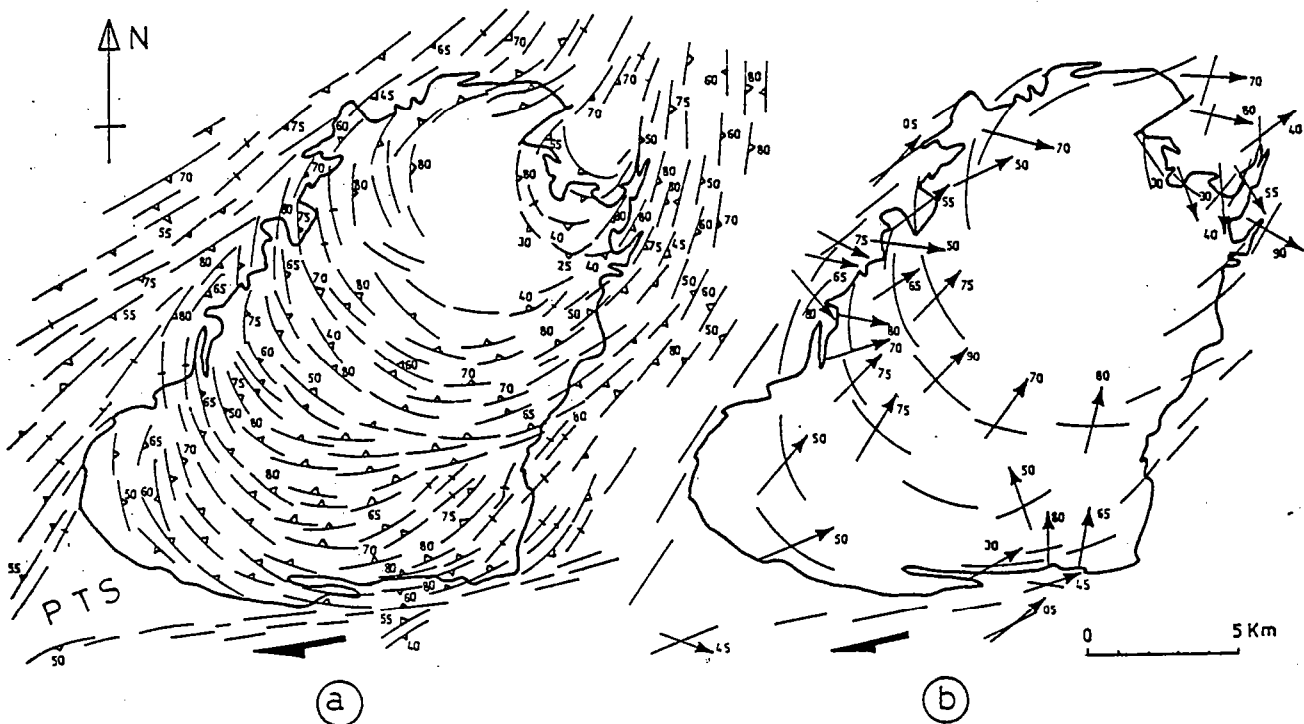


Fig. 7.13 : Les trajectoires principales de déformation, a, trajectoires cartographiques de la schistosité montrant les perturbations de la schistosité régionale NE-SW qui s'infléchit à l'approche de l'intrusion et passe en continuité avec les structures planaires des granitoïdes. A noter l'existence d'un point triple de schistosité (PTS) bien marqué au SW de l'intrusion, b, carte des linéations d'étirement caractérisées par une disposition radiale et un fort plongement vers l'intérieur des granitoïdes. A noter la diminution de ce plongement au SE de l'intrusion, en bordure du décrochement du Tizi n' Test, (d'après LAGARDE & ROODAZ, 1982).

2) DIRECTION D'ETIREMENT (Fig. 7.13 b)

La direction d'étirement présente les caractéristiques suivantes :

- 1) La linéation d'étirement Le a un fort plongement dans les granitoïdes et à leur proche périphérie.
- 2) Sur la bordure Sud, le plongement de la linéation d'étirement diminue progressivement à l'approche de l'encaissant.
- 3) L'ellipse cartographique que dessinent les granitoïdes est allongée parallèlement aux structures régionales NE-SW.

CONCLUSION :

L'intrusion de granitoïdes du massif du Tichka a une forme de montgolfière basculée vers le Nord que l'on peut mettre en relation avec un gonflement du pluton vers le Sud .

Dans cette intrusion des termes basiques (gabbros-diorites) coexistent avec des termes plus acides (granites-granodiorites). Des faciés intermédiaires de type diorite quartzique sont largement représentés. Selon VOGEL & WALKER (1975), ils sont à inclure dans les termes basiques. Ces auteurs envisagent en effet une nette séparation entre deux magmas, acides et basiques, immiscibles. Sur la base d'arguments géochimiques MRINI (1985) montre au contraire que l'ensemble des faciés observables résultent de la différenciation fractionnée d'un même magma initial mantellique. Des leucogranites issus d'une fusion crustale intrudent en fin de déformation l'ensemble du dispositif.

Les granitoïdes du Tichka sont particulièrement importants pour caractériser le magmatisme à l'origine des plutons carbonifères de la meseta. Ce sont en effet les seuls granitoïdes mésetiens où coexistent les différents termes de la série magmatique depuis les termes les moins différenciés (gabbros à olivine) jusqu'aux termes les plus différenciés (granites). Leur étude pétrographique et géochimique (GASQUET, travaux en cours), devrait donc nous renseigner sur la nature du magmatisme initial (tholéitique d'arc, tholéitique intraplaque, alcalin ou calcoalcalin) et ainsi permettre de préciser le contexte géodynamique de formation de ces magmas.

Les contraintes structurales du modèle Tichka, uniquement ébauchées ici (RODDAZ, travaux en cours) peuvent être résumées comme suit :

(1) concernant la chronologie de mise en place, les magmas acides et basiques apparaissent comme subcontemporains :

- Les viscosités relatives, mises en évidence par l'étude des interfaces entre unités magmatiques (μ gabbro $>$ μ diorite Hb $>$ μ diorite Qz $>$ μ granodiorite $>$ μ granite), traduisent une différence de pourcentage de cristallisation initiale donc une différence d'état rhéologique (SPERA, 1980).

- La mise en évidence, de viscosités localement comparables entre les diorites mafiques et les formations plus acides (VOGEL & WALKER, 1975, Fig. 4 b) peut être reliée aux différences de vitesse de cristallisation de magmas subcontemporains. Au départ les magmas basiques plus largement cristallisés sont les plus visqueux mais les magmas acides cristallisant plus vite peuvent se trouver par la suite dans un état rhéologique comparable (Fig. 7.8 c).

- Seule la viscosité relative des magmas acides les plus différenciés, peut être reliée à une mise en place plus tardive (Fig. 7.8 e et Fig. 7.9 c).

(2) La déformation ductile est très inégalement répartie dans les différentes unités. Les gabbros et les diorites mafiques sont peu déformés en raison probablement de leur viscosité relativement élevée. Les diorites quartziques et les granodiorites sont plus largement orthogneissifiées alors que les petits corps leucocrates plus tardifs ne sont pas ou peu affectés par la déformation ductile.

Ces différences d'état de déformation peuvent être corrélés avec l'évolution rhéologique et avec la chronologie relative de mise en place des différents termes qui coexistent dans l'intrusion.

(3) La déformation discontinue prend ensuite le relai de la déformation ductile. La géométrie des fractures varie suivant que l'on se trouve à la base des granitoïdes, au toit ou dans l'encaissant. Cette déformation discontinue est corrélable avec une augmentation de la pression magmatique puis avec une fracturation thermique des granitoïdes. Le fait que les liquides magmatiques injectés dans ces discontinuités soient à la fois acides et basiques est un argument supplémentaire pour dire que les magmas acides et basiques du Tichka sont subcontemporains.

Un modèle de mise en place des granitoïdes du Tichka peut être envisagé tenant compte de l'organisation spatiale des différents termes magmatiques et métasédimentaires, de la chronologie relative de mise en place des différents unités, de la géométrie et de la cinématique de la déformation :

(1) les granitoïdes du Tichka ont effectué une ascension diapirique à partir d'une chambre magmatique probablement sous-jacente dans laquelle le magma mantellique initial (MRINI, 1985) a subi une différenciation fractionnée conduisant à la séparation de gabbros, diorites et granodiorites.

Le caractère diapirique de cette mise en place est indiqué par :

- le fort plongement de linéation d'étirement qui converge vers le coeur de l'intrusion ;
- le gonflement du pluton qui s'accompagne d'un plissement périphérique (RAMBERG, 1967) et de points triples de schistosité (BRUN et PONS, 1981). Ce gonflement se produit vers le Sud comme en témoignent l'asymétrie du pluton, l'orientation des linéations d'étirement et les sens de cisaillement ;
- l'effondrement dans le magma de l'encaissant métasédimentaire qui s'oriente en fonction du champ de déformation interne et remonte, sous forme de septa, avec l'ensemble de l'intrusion.

(2) Le caractère syntectonique de cette mise en place est mis en évidence par :

- le contrôle exercé par le pluton sur l'intensification du métamorphisme et de la déformation régionale (TERMIER & TERMIER, 1971) ;
 - la présence de points triples de schistosité (BRUN & PONS, 1981) ;
 - le synchronisme entre la schistogénèse dans l'encaissant et dans le pluton.
- Cette ascension diapirique syntectonique a probablement été facilitée par la présence de magma peu visqueux formant une gaine molle périphérique comme cela a déjà été envisagé dans des intrusions de même type (PONS, 1982).

En résumé ce modèle suppose une évolution en deux temps :

- (1) individualisation des différentes unités dans une chambre magmatique par cristallisation fractionnée ;
- (2) ascension diapirique syntectonique de l'ensemble des termes précédemment différenciés.

Ce modèle d'évolution est compatible à la fois avec les données de géochimie isotopique (MRINI, 1985) qui montrent que l'ensemble des termes magmatiques dérivent d'un même magma initial et avec l'hypothèse de VOGEL et WALKER (1975) qui suppose des magmas acides et basiques immiscibles. En effet les différentes unités juxtaposées dans la chambre magmatique ne sont pas dans le même état rhéologique initial et, au cours de leur ascension, ne présentent pas les mêmes vitesses de solidification. Ceci limite fortement les possibilités de mélange.

8. LE GRANITE DES ZAER.

Le granite des Zaer est le plus occidental des granites du plateau central (Fig. 02.1). Il forme une ellipse de direction NE-SW, de 40 kms de long et 20 kms de large.

Ce granite est intrusif dans des séries de paléozoïque inférieur (Ordovicien à Devonien) (Fig. 8.1), faiblement métamorphiques présentant des ondulations cartographiques regroupées sous l'appellation générale d'anticlinorium de Khourrigba-Oulmés (LECKWIJCK & al., 1955).

Le granite des Zaer a fait l'objet de deux études pétrographiques et géochimiques récentes (MAHMOOD, 1980 et GIULIANI, 1982).

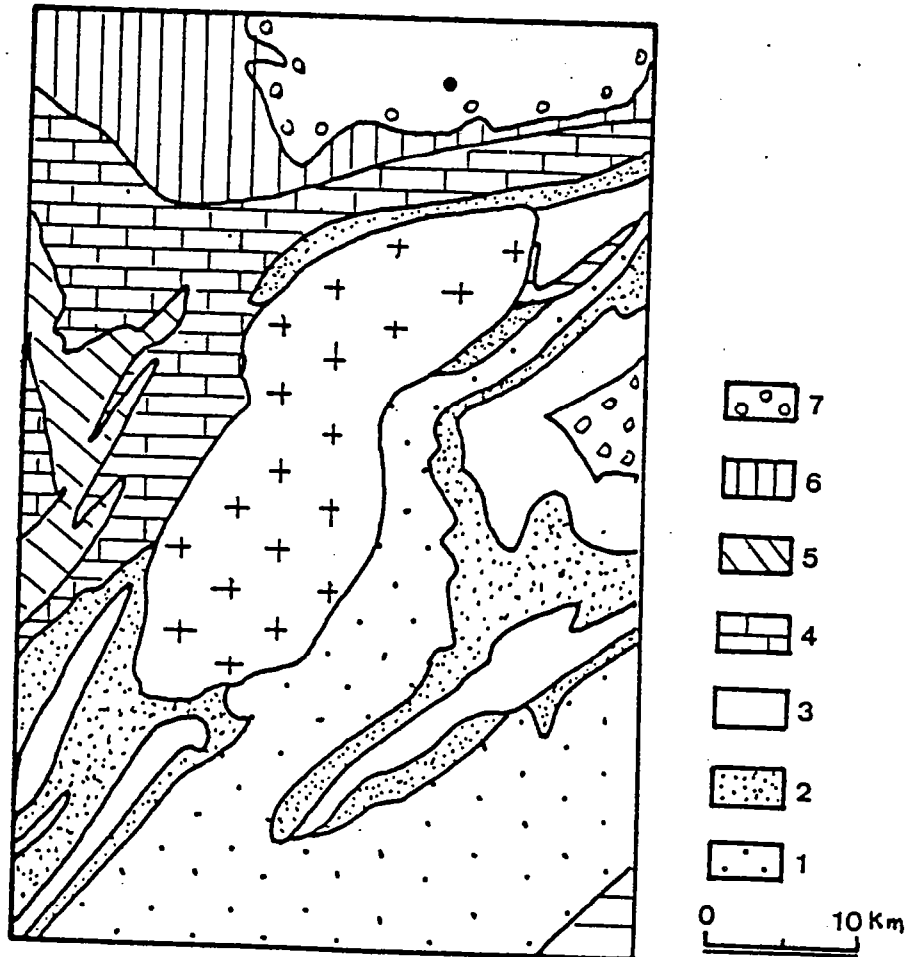


Fig. 8.1 ; Situation géologique du pluton granitique des Zaer (d'après la carte au 1/500000 in MICHARD, 1976). 1, Ordovicien inférieur ; 2, Ordovicien supérieur ; 3, Silurien ; 4, Dévonien inférieur ; 5, Dévonien supérieur ; 6, Dinantien ; 7, Terrains post orogéniques.

8.1) PRINCIPALES CARACTERISTIQUES :

10.1.1) CARACTERISTIQUES PETROGRAPHIQUES :

Le massif des Zaer est constitué de deux granites emboîtés l'un dans l'autre (GIULIANI, 1982).

La périphérie du massif est constituée par un faciés mésocrate à biotite seule (Fig. 8.2) et de composition dioritique à granodioritique (Fig. 8.3). Près de l'encaissant cette granodiorite est porphyroïde à grain moyen et localement orientée. Dans les zones plus internes elle se présente sous un faciés à gros grains légèrement plus clair (GIULIANI, 1982). Cette granodiorite est riche en enclaves microgrenues (Fig. 8.18 c) et en enclaves d'encaissant.

Le coeur du massif, dans toute la partie Sud, soit environ 60% de la superficie totale (GIULIANI, 1982), est occupé par un granite leucocrate à deux micas (Fig. 8.2), de composition monzogranitique (Fig. 8.3). Ce granite, très hétérogène, est généralement à gros grain mais on y trouve également un mélange de faciés aplitiques et de faciés à grain moyen (GIULIANI, 1982). A la différence de la granodiorite périphérique, ce monzogranite ne renferme pas d'enclaves.

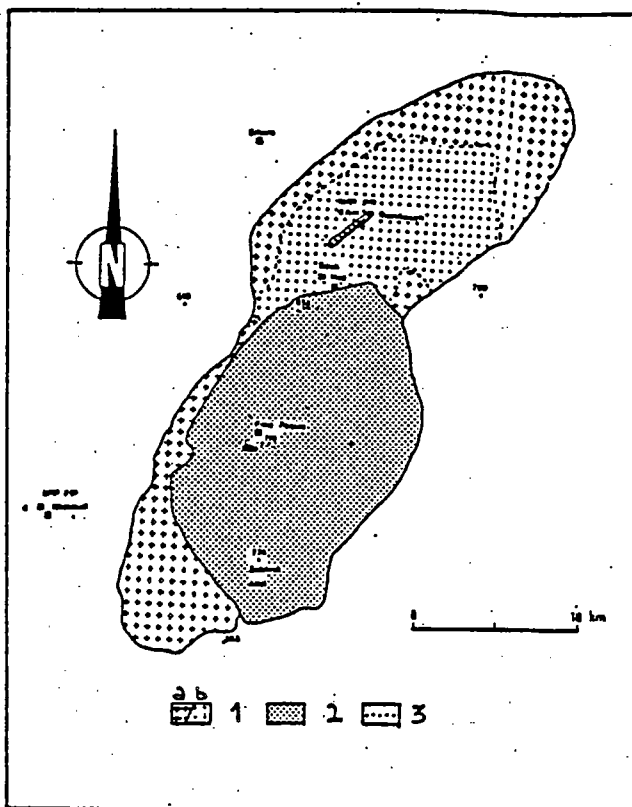


Fig.8.2 : Les principaux faciés granitiques dans le pluton des Zaer, 1 (a,b) granite à biotite (granodiorite) ; 2, granite à deux micas (monzogranite) ; 3, granite aplitique.(d'après GIULIANI, 1982).

En plus de ces deux principaux faciés on distingue un champ filonien composé (1) de filons aplopegmatitiques (2) d'épisyénites feldspathiques et (3) de filons de quartz minéralisés (GIULIANI, 1982).

Les filons aplopegmatitiques se sont mis en place dans les monzogranites. Ils peuvent toutefois se prolonger dans les granodiorites au niveau des zones de contact entre les deux faciés. Ces filons montrent un remplissage de matériel aplopegmatitique le plus souvent différencié. Ceci se traduit par une zonation d'échelle centimétrique avec individualisation de lits aplitiques et pegmatitiques.

Les épisyénites feldspathiques forment des corps filoniens à structures massives qui affleurent sous forme de bandes d'épaisseur métrique et de longueur décamétrique. Elles correspondent à une accumulation feldspathique (microcline) liée à une transformation du granite sous l'effet des fluides internes, lors des stades ultimes de l'évolution magmatique (GIULIANI, 1982). En bordure de ces corps feldspathiques, le granite est profondément modifié par les fluides tardi-magmatiques. Ces modifications se traduisent (1) par une altération des minéraux du granite (chloritisation des biotites, microclinisation des feldspaths, séricitisation des plagioclases et lessivage du quartz) et (2) par des néoformations d'apatite, adulaire et quartz II dans les vacuoles et d'hématite et quartz dans les fissures (GIULIANI, 1982).

Les filons de quartz minéralisés à wolframite, cassitérite et scheelite se localisent eux aussi dans le monzogranite. Ils forment des corps lenticulaires dont la puissance peut atteindre deux mètres et sont fréquemment associés aux zones à épisyénites qui ont probablement favorisé leur mise en place (GIULIANI, 1982).

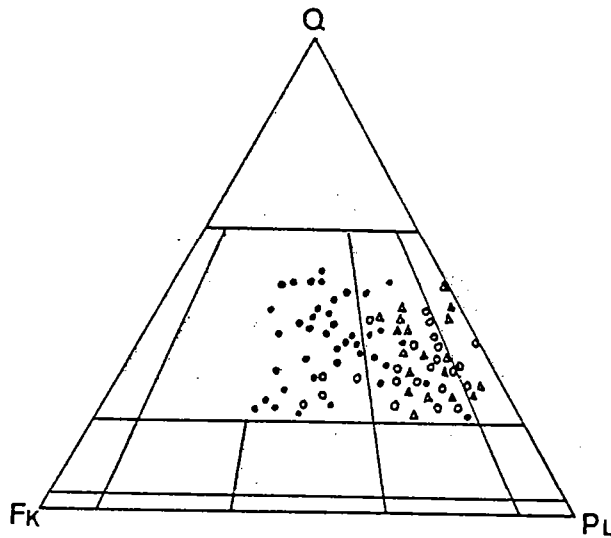


Fig. 8.3 : Compositions modales des différents faciés granitiques du pluton des Zaer. Le granite à biotite (triangles, faciés "a" et cercles blancs, faciés "b") a une composition dioritique à granodioritique. Le granite à deux micas (cercles blancs) a une composition monzogranitique. (d'après MAHMOOD, 1980).

8.1.2) CARACTERISTIQUES GEOCHIMIQUES ET GEOCHRONOLOGIQUES :

Le granite des Zaer, composé d'un coeur de granite à deux micas et d'une périphérie dioritique à granodioritique plus basique, montre une structure zonée avec augmentation de l'alcalinité vers le centre du massif (MAHMOOD, 1980).

Les études géochimiques montrent l'appartenance de ces faciés à une lignée évolutive calco alcaline mais l'existence d'une discontinuité géochimique majeure traduit la nécessité d'une séparation entre les deux faciés principaux (GIULIANI, 1982) :

- Les granites à biotite (diorite et granodiorite périphérique) se situent dans le domaine géochimique des granites plagiobiotitiques à caractère cafémié et montrent une tendance évolutive caractéristique des différenciations magmatiques (GIULIANI & SONET, 1982).

- Les granites à deux micas (monzogranites) correspondent à un groupe silico alcalin à caractère alumineux qui serait lié à l'individualisation d'une phase magmatique particulière (GIULIANI & SONET, 1982).

Les données de la géochronologie (MRINI, 1985) confirment le bien fondé de la dissociation granite à biotite - granite à deux micas et montrent que les deux magmas ne sont pas strictement contemporains. Les diorites et granodiorites périphériques ont un âge de 303 +/- 13 MA et les monzogranites légèrement plus récents sont datés à 279 +/- 11 MA (MRINI, 1985).

Les études de la géochimie isotopique du strontium (MRINI, 1985) montrent par ailleurs que les faciés dioritiques et granodioritiques ont une origine essentiellement mantellique avec toutefois une légère contamination ou assimilation crustale ($r_{initial}=0,705$) alors que les faciés monzogranitiques ont une origine principalement crustale ($r_{initial}=0,7093$).

8.1.3) EVOLUTION MAGMATIQUE :

D'après GIULIANI (1982) et GIULIANI & SONET (1982) l'existence d'une discontinuité géochimique majeure entre les deux faciés granitiques traduit une évolution magmatique polyphasée et peut être reliée à des phénomènes de réactivation magmatique.

Pour ces auteurs, après une période de différenciation et de cristallisation classique, s'individualise une phase magmatique particulière. L'individualisation de cette phase peut être due soit à un appauvrissement brutal en certains éléments du liquide résiduel, soit à une refusion partielle du granite à biotite (GIULIANI, 1982).

Une fois individualisée, cette phase évolue pour son propre compte et intrude les faciés dioritiques et granodioritiques déjà cristallisés (GIULIANI & SONET, 1982).

Compte tenu de leurs caractéristiques pétrographiques et géochimiques, les monzogranites seront désignés ici sous le terme de leucogranites (LAMEYRE, 1966).

8.2) STRUCTURE D'ENSEMBLE :

8.2.1) GEOMETRIE DU PLUTON :

Les granites du massif des Zaer s'agencent suivant une grande ellipse cartographique de direction NE-SW, subparallèle aux structures régionales hercyniennes.

Dans le détail la géométrie du pluton est plus complexe et on peut distinguer deux sous-ensembles correspondant aux deux principaux faciés pétrographiques :

- La partie la plus externe du pluton correspond à l'ensemble dioritique et granodioritique qui est à l'origine de la grande ellipse cartographique. Cette ellipse est fortement resserrée dans sa partie médiane et la moitié Sud montre un léger décalage vers le SE, par rapport à la moitié Nord (Fig. 8.2).

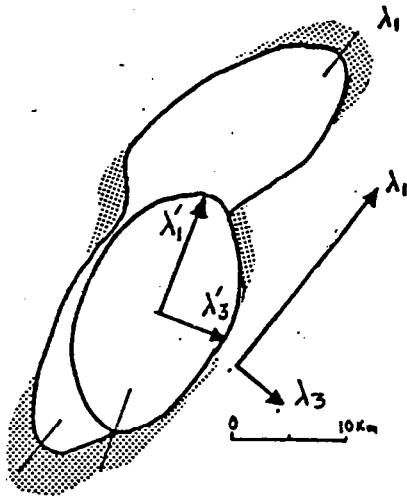


Fig. 8.4 : Différence d'ellipticité et différence d'orientation entre les plutons granodioritiques et monzogranitiques (en gris, les zones d'obliquité interface / structures régionales).

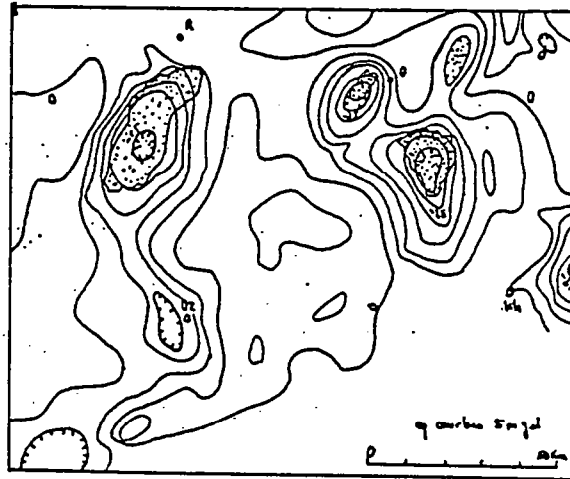


Fig. 8.5 : Carte gravimétrique montrant les zones d'enneigement des plutons de la meseta centrale (d'après VAN DEN BOSCH, 1971).

- A l'intérieur de la grande ellipse à composition dioritique et granodioritique apparaît une deuxième ellipse formée par les faciés monzogranitiques intrusifs dans les granodiorites. Cette deuxième ellipse se différencie de la précédente par sa direction plus méridienne et par son degré d'ellipticité plus faible (Fig. 8.4).

L'anomalie gravimétrique associée au granite des Zaer est centrée sur l'ellipse monzogranitique (Fig. 8.5).

Le pendage de l'interface pluton-encaissant, estimé à partir des données de terrain, des sondages existants et des données gravimétriques, fait apparaître une nette dissymétrie entre la bordure Ouest, fortement pentée vers l'Ouest, et la bordure est plus faiblement pentée vers l'Est (MAHMOOD, 1980) (Fig. 8.7).

Par ailleurs il est à noter que cette interface est clairement oblique sur les structures régionales (plis, schistosité), aux extrémités mais aussi dans la partie médiane du pluton (Fig. 8.4).

8.2.2) STRUCTURES CARTOGRAPHIQUES DANS L'ENCAISSANT :

8.2.2.1) GEOMETRIE DU PLISSEMENT REGIONAL :

Les terrains de paléozoïque inférieur (Ordovicien, Silurien, Dévonien) qui constituent l'encaissant du granite des Zaer sont affectés par un plissement synschisteux de direction NE-SW et de longueur d'onde kilométrique (TERMIER, 1936). Ce plissement majeur se prolonge plus à l'Est dans l'anticlinorium de Kourrigba-Oulmés (LECKWIJCK & al., 1955) (Fig. 8.6) où il affecte des terrains viséo-Namuriens, d'où l'âge post Namurien classiquement attribué à cette déformation (CAILLEUX, 1978).

La bordure Est et SE du pluton offre une belle illustration de ce plissement régional (Fig. 8.7). On y observe des plis droits ou déversés vers l'Est (CAILLEUX, 1978) à axes légèrement plongeants vers le NE. Ce sont des plis concentriques peu aplatis de type IB à IC accompagnés d'une schistosité S_1 de fracture ou de flux dont l'éventail peut localement atteindre des valeurs de 45° (CAILLEUX, 1978).

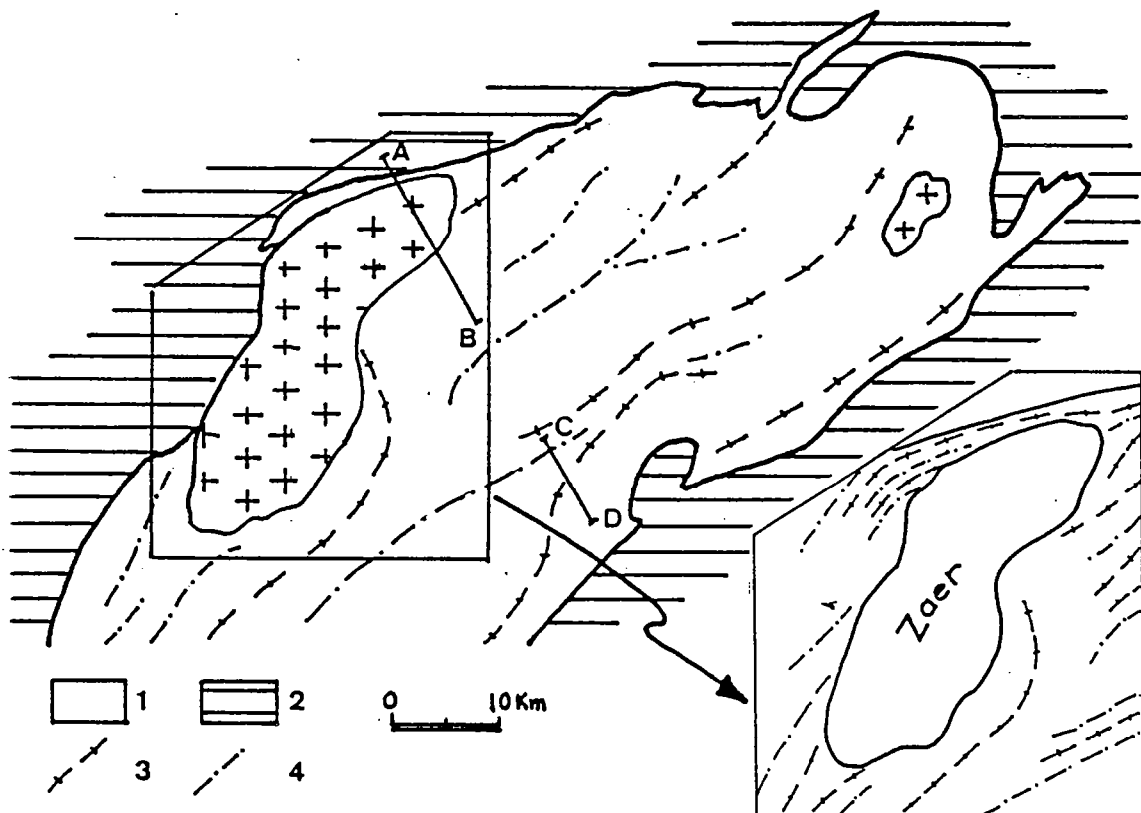


Fig. 8.6 ; Les directions axiales du plissement régional autour du granite des Zaer, (d'après LECKWIJCK & al., 1955), a, l'anticlinorium de Kourrigba-Oulmés à coeur de paléozoïque anté dévonien, b, détail du plissement autour du granite, Paléozoïque ante dévonien (1), dévonien et post dévonien (2), Anticlinaux (3), synclinaux (4),

8.2.2.2) PERTURBATIONS DU PLISSEMENT REGIONAL :

Le plissement régional subit deux types de perturbations se traduisant par des modifications de la typologie d'une part et de la direction axiale des plis d'autre part.

- L'évolution typologique du plissement est observable à l'approche du granite où l'on passe progressivement de plis ouverts, concentriques peu aplatis (classe IC) à des plis beaucoup plus fermés de type semblable (classe 2). La schistosité, initialement localisée dans les charnières (Fig. 8.7) affecte alors l'ensemble du pli.

Des perturbations des directions axiales sont également observables, à l'échelle régionale.

- Les plis cartographiques, de direction régionale NE-SW montrent des virgations, soit méridiennes, soit ENE (Fig. 8.6).

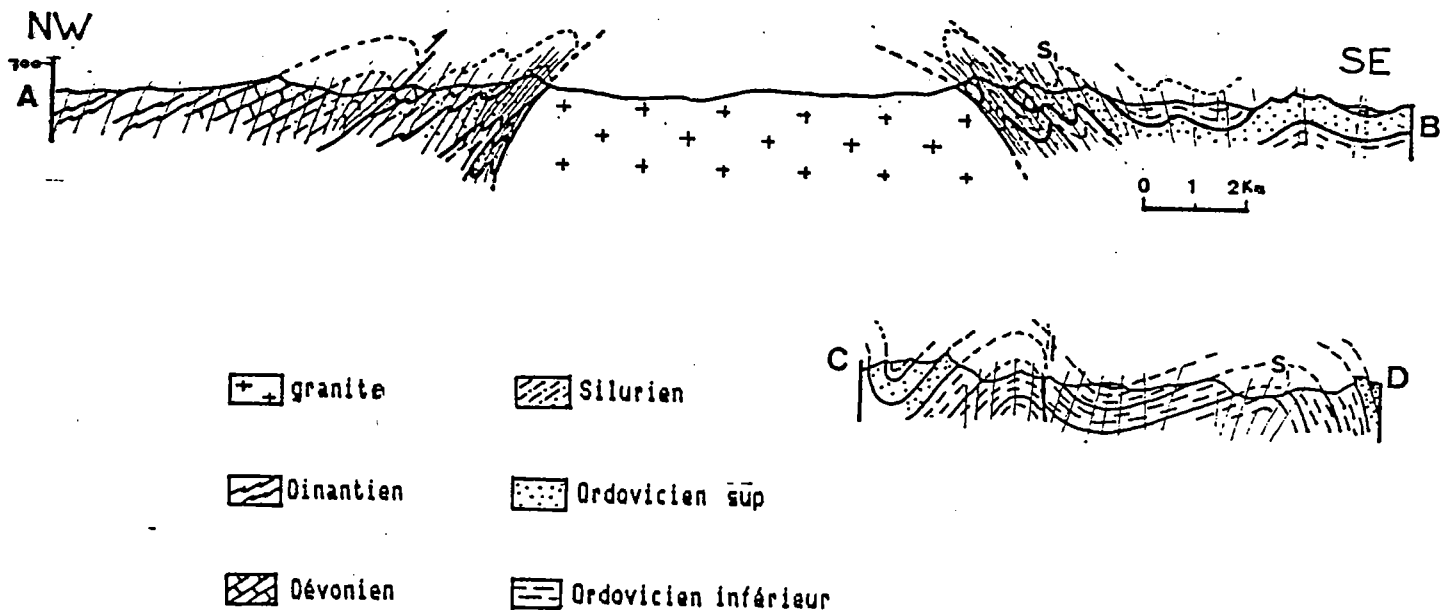


Fig. 8.7 : Intensification du plissement à l'approche du granite des Zaer, (localisation des coupes sur la Fig. 8.6 ; coupe CD, d'après CAILLEUX, 1978).

8.3) GRADIENTS THERMIQUES ET CONDITIONS PHYSIQUES DE LA DEFORMATION :

8.3.1) GRADIENTS THERMIQUES :

Dans le Nord Ouest de la meseta marocaine la zone de culmination du métamorphisme est centrée sur le granite des Zaer (PIQUE, 1975 ; VANDEVEN, 1969 ; PIQUE, 1979 ; CAILLEUX, 1983) (Fig. 8.8).

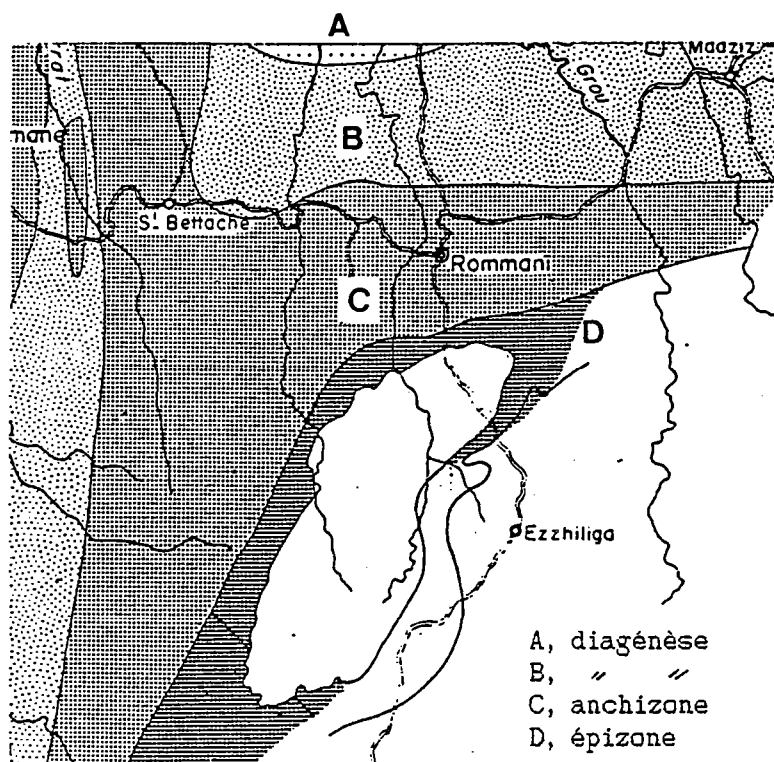


Fig. 8,8 ; Evolution cartographique de la cristallinité de l'illite montrant la liaison entre le pluton des Zaer et le flux thermique régional, (d'après PIQUE, 1979)

Le métamorphisme de cette région est classiquement divisé en deux épisodes : (1) Un épisode de métamorphisme régional anchi à épizonal, de type greenschist faciés (PIQUE, 1975) et (2) un épisode de métamorphisme de contact, superposé au précédent et localisé sur la proche périphérie du granite des Zaer dont il est contemporain (VANDEVEN, 1969 ; MAHMOOD, 1980). Toutefois dans l'encaissant du granite des Zaer comme autour de la plupart des plutons hercyniens de la meseta marocaine, la distinction entre métamorphisme régional et métamorphisme de contact est souvent difficile à faire.

L'intensification du métamorphisme à l'approche du granite des Zaer est clairement mise en évidence par l'étude, à l'échelle cartographique de la cristallinité de l'illite (PIQUE, 1979 ; CAILLEUX, 1983) (Fig. 10.8).

Cette tendance est confirmée par l'étude de la zonéographie du métamorphisme dans l'aurèle de contact du granite où quatre zones principales, à métamorphisme croissant, ont été distinguées (VANDEVEN, 1969 ; MAHMOOD, 1980). Ce sont les zones à (1) muscovite - biotite, (2) andalousite, (3) cordiérite et (4) sillimanite (Fig. 8.9). Cette intensification du métamorphisme traduit la présence de gradients thermiques d'intensité croissante vers le granite.

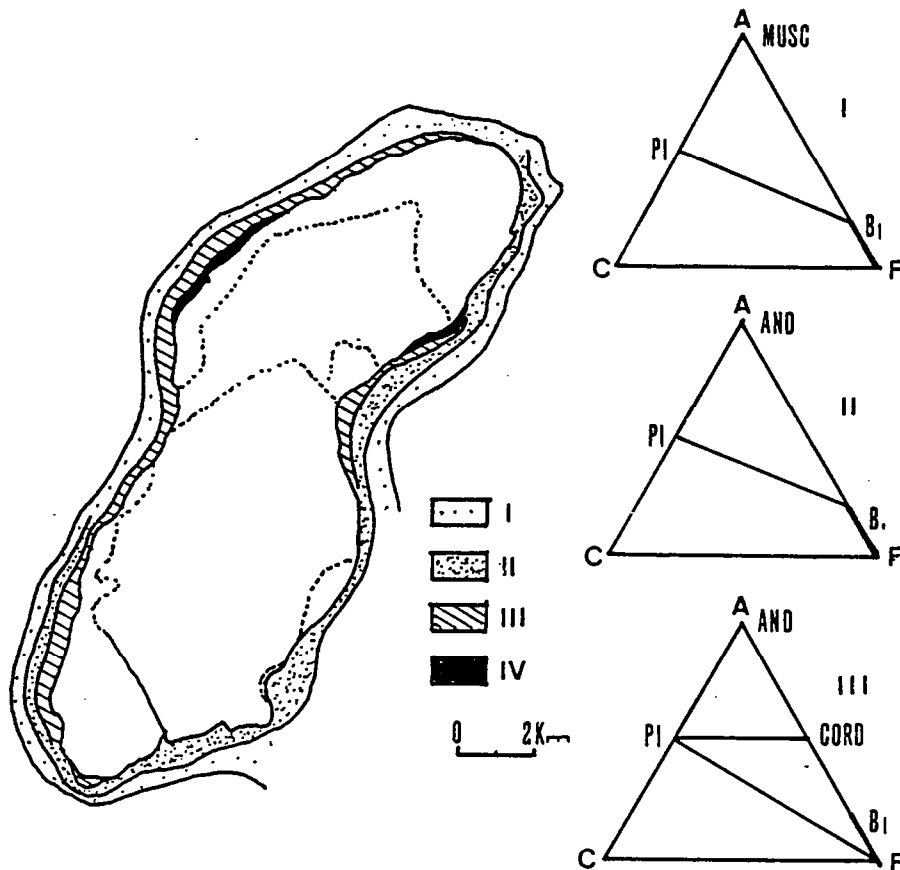


Fig. 8.9 : Zonéographie du métamorphisme autour du pluton des Zaer, (d'après MAHMOOD, 1980)
 1, Zone à muscovite-biotite ; 2, Zone à andalousite ; 3, Zone à cordiérite ; 4, Zone à sillimanite.

8.3.2) CONDITIONS PHYSIQUES DE LA DEFORMATION ET DE LA MISE EN PLACE DU PLUTON :

D'après les champs de stabilité des minéraux définis par WINKLER (1967), le développement dans l'aurèle de contact du granite des Zaer de sillimanite en présence d'andalousite, de muscovite, de biotite et l'absence de Fk implique une température minimale de 650° et une pression de 2,5 Kb environ (GIULIANI, 1982). Ceci suppose une profondeur de mise en place de l'ordre de 9 kms.

8.4) DEFORMATION INTERNE DU PLUTON :

8.4.1) DEFORMATION CONTINUE :

8.4.1.1) LOCALISATION :

La déformation continue du granite des Zaer est une déformation hétérogène et inégalement répartie.

Cartographiquement cette déformation est plus marquée dans la moitié Sud que dans la moitié Nord du pluton et les zones les plus déformées sont concentrées sur les bordures SE et SW .

Par ailleurs les granodiorites sont peu déformées, sauf sur la bordure W (Fig. 8.10) alors que les leucogranites sont plus largement structurés et montrent une déformation intense sur leur bordure Sud et Est (Fig. 8.11).

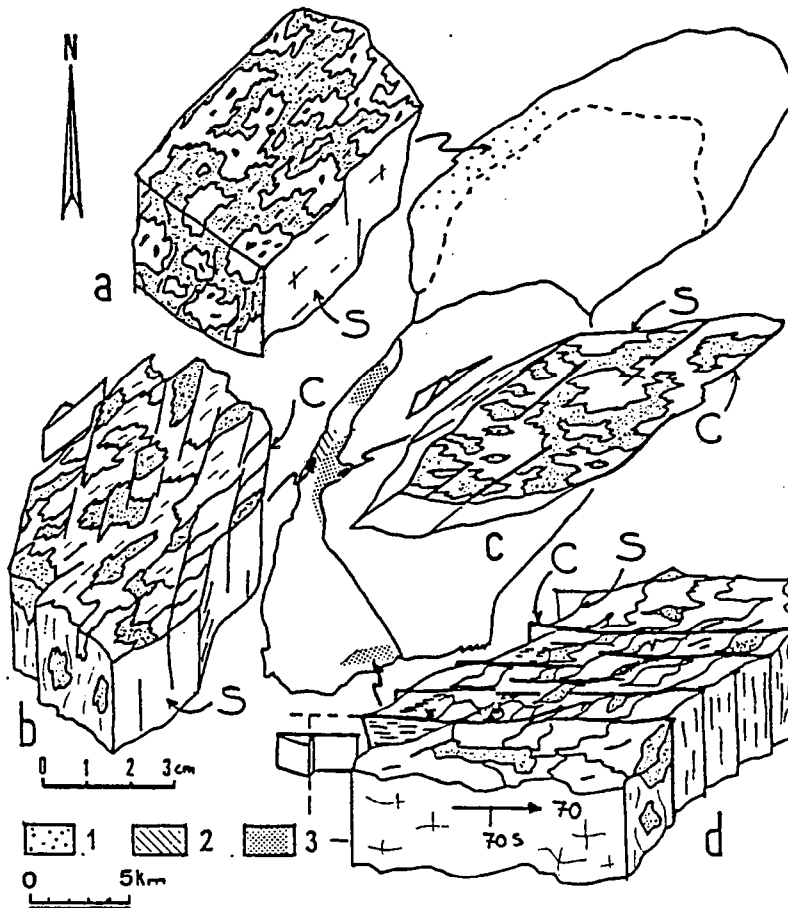


Fig. 8.10 ; Déformation interne de la granodiorite. 1, stade peu déformé; schistosité peu marquée, 2, stade déformé; schistosité toujours présente et correspondant au plan de débit de la roche, début de formation des structures S/C (protomylonites), 3, stade très déformé; bandes de cisaillement ductile, le plan de cisaillement (plan C) est le plan de débit de la roche (protomylonites à mylonites).

8.4.1.2) LES STRUCTURES :

Les structures macroscopiques et microscopiques diffèrent suivant le faciés pétrographique considéré :

1) Les diorites et granodiorites présentent, dans les stades déformés, une fabrique dominante linéaire (L>S) à planolinéaire (L=S). Cette fabrique, d'abord marquée par l'orientation des micas, est ensuite accentuée par la fracturation et la réorientation des feldspaths et par la recristallisation orientée du quartz (a fig. 8.10).

Des structures S/C sont localement observables dans des couloirs de cisaillement et en particulier sur la bordure Ouest (Ouest et Sud de Hajer Mgaro), où les granodiorites sont coincées entre l'encaissant et les faciés monzogranitiques (b et c Fig. 8.10).

2) Dans les leucogranites la fabrique dominante est une fabrique planaire (S>L) assimilable à une schistosité. Cette fabrique planaire, souvent peu marquée, s'intensifie sur la bordure Est de l'ellipse leucogranitique. Elle s'accompagne d'une linéation d'étirement soulignée par l'alignement des micas et localement par la tourmaline. Les structures S/C sont beaucoup plus fréquentes ici que dans les granodiorites (Fig. 8.11).

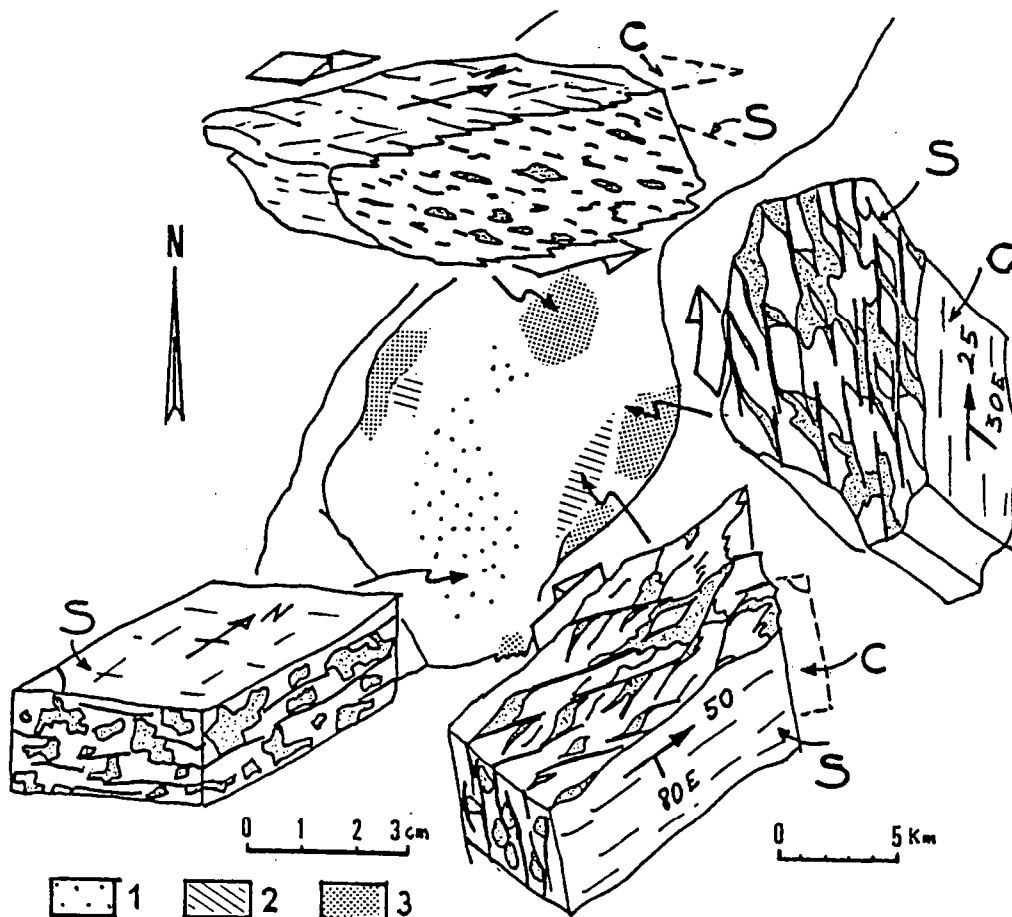


Fig. 8.11 : La déformation interne des leucogranites du pluton des Zaer. (légende voir fig. 8.10)

8.4.2) DEFORMATION DISCONTINUE :

La fracturation du granite est plus marquée dans les faciés leucogranitiques que dans les faciés dioritiques et granodioritiques. Cette fracturation se produit suivant une direction dominante ESE (Fig. 8.12 a).

En fonction de la nature du remplissage, trois familles de fractures peuvent être distinguées :

1) Les fractures à remplissage aplopegmatitiques :

Ce sont des fractures précoces de direction variable (NNE, ENE, SE) recoupées par des fractures ESE plus tardives mais plus nombreuses (Fig. 8.12 b). Ces fractures présentent localement une disposition en échelon (GIULIANI, 1982).

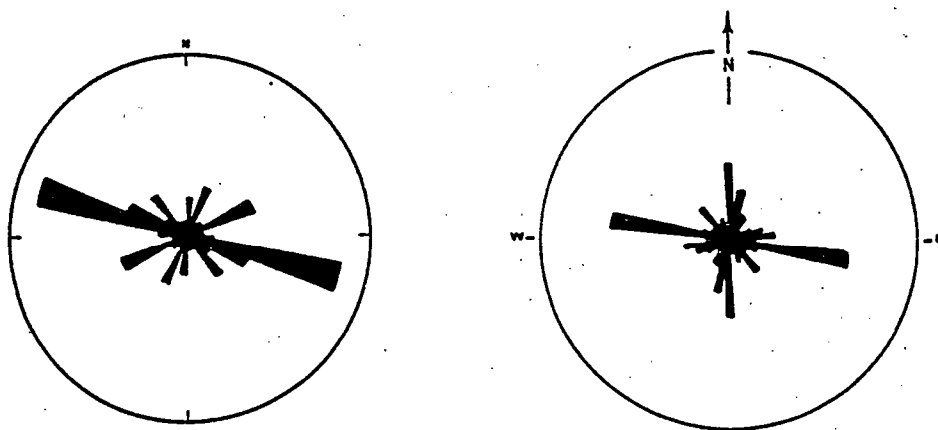


Fig. 8.12 ; a) Les principales directions de fracturation dans la partie Sud du monzogranite, b) Orientation des fractures à remplissage aplopegmatitique, (d'après GIULIANI, 1982).

2) Les fractures associées aux bandes d'épisyénites feldspathiques :

Ces bandes correspondent à des faciés de transformation du granite par enrichissement en feldspath potassique et disparition de la biotite et dans une moindre mesure du quartz. Elles sont associées à des fractures subverticales et de direction ESE (GIULIANI, 1982) et se forment préférentiellement dans les zones où le granite est préalablement déformé et schistosé (EULRY & LAGARDE, 1982).

Cette fracturation s'accompagne d'une bréchification du granite comparable à un éclatement mais sans déplacement des éléments fracturés. Ceci traduit un mécanisme de fracturation hydraulique à la fin de la consolidation du granite (GIULIANI, 1982).

3) Les fractures associées aux filons de quartz :

Ces fractures ont une direction N100 à ESE et un fort pendage Nord. Elles sont observables sur plusieurs dizaines de mètres de long et l'épaisseur du remplissage filonien peut atteindre un à deux mètres. Ces fractures, postérieures aux joints aplopegmatitiques qu'elles recoupent ainsi qu'aux bandes d'épisyénites feldspathiques auxquelles elles sont cartographiquement liées (GIULIANI, 1982), sont assimilables à des fentes de tension sigmoïdales formées au cours d'un cisaillement subméridien senestre.

8.5) LE CHAMP DE DEFORMATION FINIE :

8.5.1) GRADIENTS DE DEFORMATION :

Les gradients de déformation autour du granite des Zaer peuvent être mis en évidence par l'étude (1) de l'évolution typologique de la schistosité et (2) des structures superposées.

8.5.1.1) EVOLUTION TYPOLOGIQUE DE LA SCHISTOSITE :

L'apparition et l'évolution typologique de la schistosité a été étudiée de façon détaillée par PIQUE (1979) qui a mis en évidence plusieurs stades :

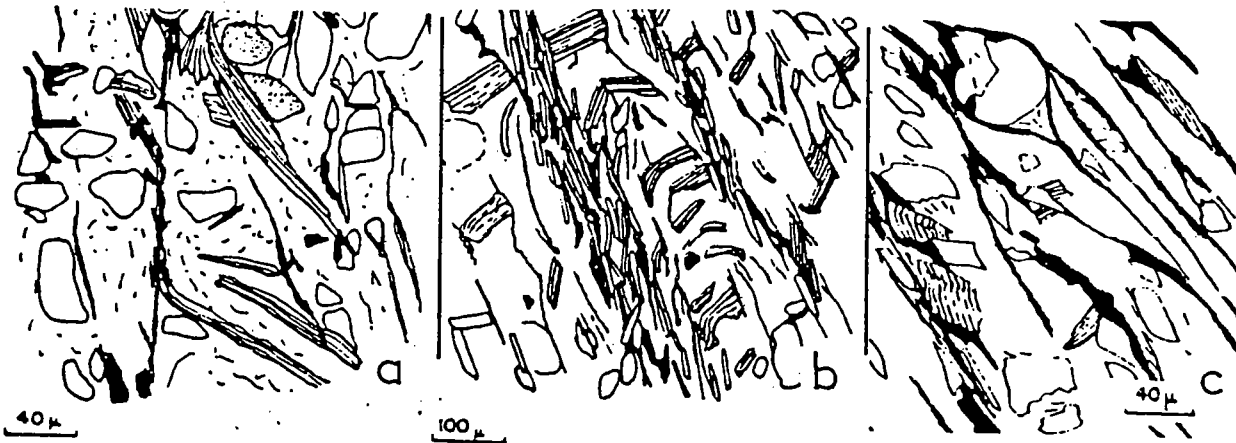


Fig.8.13 ; Evolution typologique de la schistosité. (d'après PIQUE, 1979).

- **Le stade "A"** est le stade d'apparition de la schistosité. Celle-ci est matérialisée par des "joints" sombres, discontinus constitués par l'alignement de minéraux opaques et par des minéraux détritiques (quartz et micas) réorientés (Fig. 8.13 a). En dehors de ces joints la fabrique sédimentaire est conservée.

- **Le stade "B"** est le stade de propagation des "joints schistoseux" qui, bien que toujours discontinus, sont maintenant planaires. Entre ces "joints" apparaissent des microlithons dans lesquels la fabrique sédimentaire est plissée (Fig. 8.13 b).

- **Le stade "C"** est le stade d'acquisition d'une fabrique planaire schistoseuse. Les minéraux détritiques subissent une dissolution et une recrystallisation orientée. Les plans de schistosité, qui représentent maintenant le plan de débit principal de la roche sont marqués par des granules d'opaques d'origine sédimentaire, des recrystallisations de quartz, et des cristallisations de micas blancs néoformés (Fig. 8.13 c). Entre ces plans tous les minéraux détritiques ne sont pas complètement réorientés ce qui permet de distinguer ce stade "C" du stade schistosité de flux (stade "D").

- **Le stade "D"** est le stade de la schistosité de flux. Dans les pelites on ne distingue plus de trace de la fabrique sédimentaire. Tous les minéraux sont orientés parallèlement aux plans de schistosité. Seules quelques chlorites montrent des clivage obliques sur la schistosité.

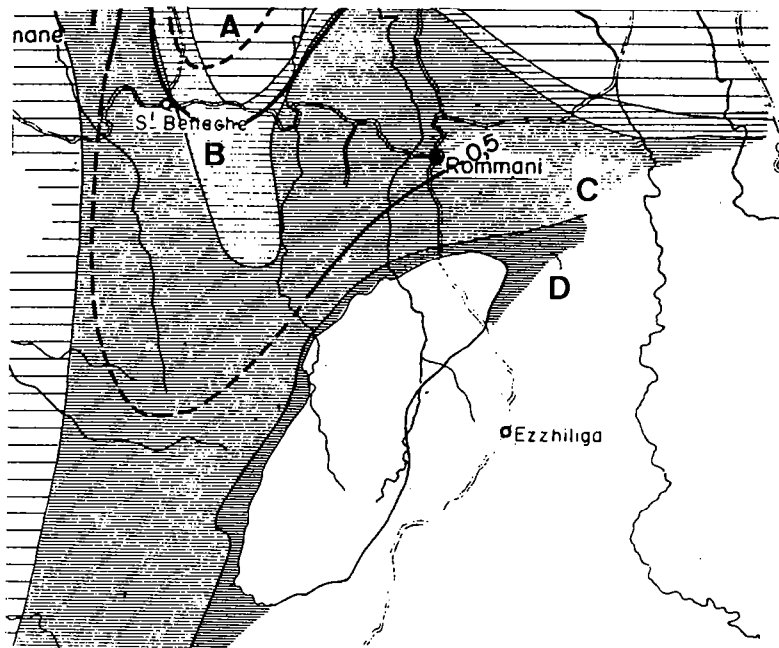


Fig. 8,14 : Répartition cartographique des différents types de schistosité montrant le contrôle exercé par le pluton sur la localisation et l'intensification de la schistogénèse, (d'après PIQUE, 1979).

8.5.1.2) LES DEFORMATIONS SUPERPOSEES :

Dans les stades peu déformés, situés à quelques kilomètres voire quelques centaines de mètres du granite, on n'observe qu'une seule schistosité, (CAILLEUX, 1978) et la déformation peut être considérée comme monophasée.



Fig. 8,15 : Evolution des déformations superposées à l'approche du granite des Zaer. La déformation est monophasée dans la plus grande partie de l'encaissant paléozoïque. Elle devient progressivement polyphasée à l'approche du granite, a) Déformation 2 peu marquée limitée à la rotation des andalousites tardi S1, b) Microplissement de S1 et cisaillement parallèlement à S2 affectant les andalousites, c) Schistosité S2 généralisée moulant les andalousites tardi S1.

A l'approche du granite la stratification S_0 est progressivement transposée dans la schistosité S_1 . On note ensuite la succession d'événements suivants :

(1) Cristallisation de phénoblastes de biotite et surtout d'andalousite tardi S_1 (Fig. 8.15 a).

(2) Cisaillements parallèlement à S_1 au cours d'une deuxième phase de déformation. Cette deuxième phase se traduit par un microplissement de S_1 (Fig. 8.15 a et b) avec individualisation d'un clivage composite S_1-2 (Fig. 8.15 c). Dans les stades les plus déformés, au contact du granite, S_1 n'est plus observable que dans les andalousites tardi S_1 ou préservée sous forme de microplis dans de rares amygdales gréseuses. Au cours de cette deuxième phase les cristaux d'andalousite peuvent continuer à croître (GIULIANI, 1982) et montrent des rotations pouvant avoisiner 90° . Ces cristaux qui englobent et déforment la schistosité majeure mais sont eux-mêmes moulés par elle présentent les caractéristiques de minéraux syncinématiques (Fig. 8.15 c).

La déformation dans l'encaissant du granite des Zaer, monophasée au plan régional, devient donc polyphasée à la périphérie du pluton. Le rôle déterminant du pluton granitique sur l'évolution, dans l'espace et dans le temps, de la déformation est mis en évidence (1) par la localisation autour du granite du domaine à déformation polyphasée et (2) par le fait que la superposition des déformations se produit pendant la cristallisation de l'andalousite qui est un des témoins, au niveau de l'encaissant, de la mise en place du pluton.

8.5.2) TRAJECTOIRES PRINCIPALES DE DEFORMATION :

8.5.2.1) TRAJECTOIRES DU PLAN DE SCHISTOSITE :

Dans l'encaissant le plan de schistosité est caractérisé par (Fig. 8.16) :

- (1) Une direction régionale NW-SE.
- (2) Un fort pendage Est (60 à 80°), à l'Est et au SW du pluton et un fort pendage W au NW. Ce pendage diminue sensiblement sur la bordure Est du leucogranite (25 à 60° E).
- (3) Une obliquité par rapport à l'interface pluton-encaissant. Cette obliquité est bien marquée dans trois secteurs de l'interface granodiorite-encaissant : au Nord et NE (secteur Nord de Sidi Larbi), au Sud et SW (secteur de Sidi Slimane) et à l'ouest de la zone médiane (secteur de Sidi Mokhfi et Sidi Daoui) (Fig. 8.4). Elle est également visible dans la partie Sud de l'interface leucogranite-encaissant. On note alors un passage en continuité de la schistosité de l'encaissant à la fabrique planaire du granite.
- (4) Des perturbations des trajectoires du plan d'aplatissement aux extrémités du pluton où on note l'existence de points triples de schistosité (PTS) (BRUN, 1981). Des perturbations apparaissent également le long de couloirs subméridiens et ENE au niveau desquels les virgations de la schistosité témoignent de mouvements de cisaillement ductile.

Dans le pluton granodioritique le plan d'aplatissement est très peu marqué en raison de la faible déformation d'ensemble et du caractère linéaire de la fabrique dans les stades déformés. Des structures planaires sont toutefois observables dans des bandes de cisaillement en bordure de l'ellipse leucogranitique (Fig. 8.10).

Dans le *leucogranite* au contraire la fabrique planaire est beaucoup plus marquée. Elle dessine des cercles concentriques centrés sur le coeur de l'ellipse. Son pendage est très faible, généralement inférieur à 30° sauf sur la bordure Est où il peut atteindre des valeurs supérieures à 50°. La disposition concentrique de cette fabrique planaire et son pendage faible vers l'extérieur du pluton caractérisent un toit de coupole granitique faiblement érodée.

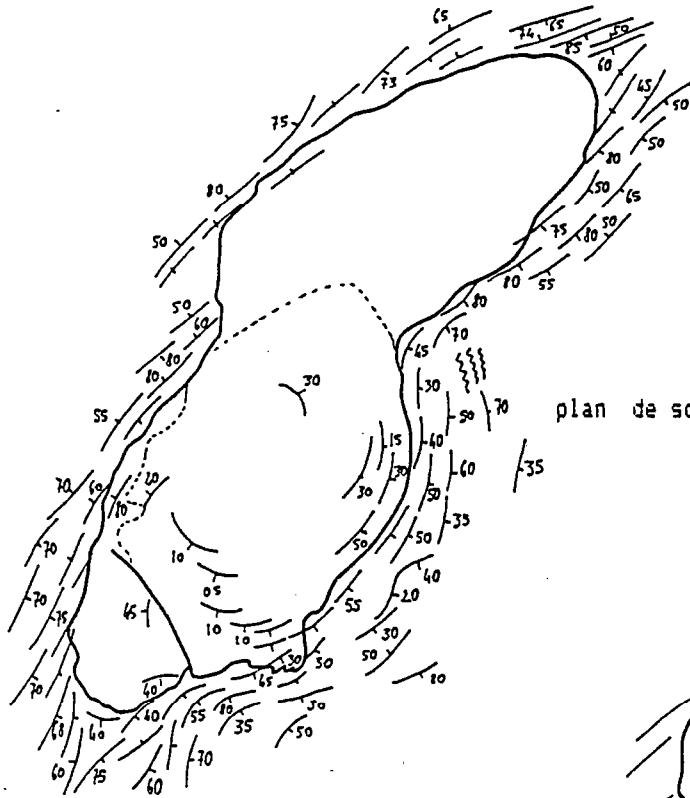


Fig. 8.16 : Trace cartographique du plan de schistosité.

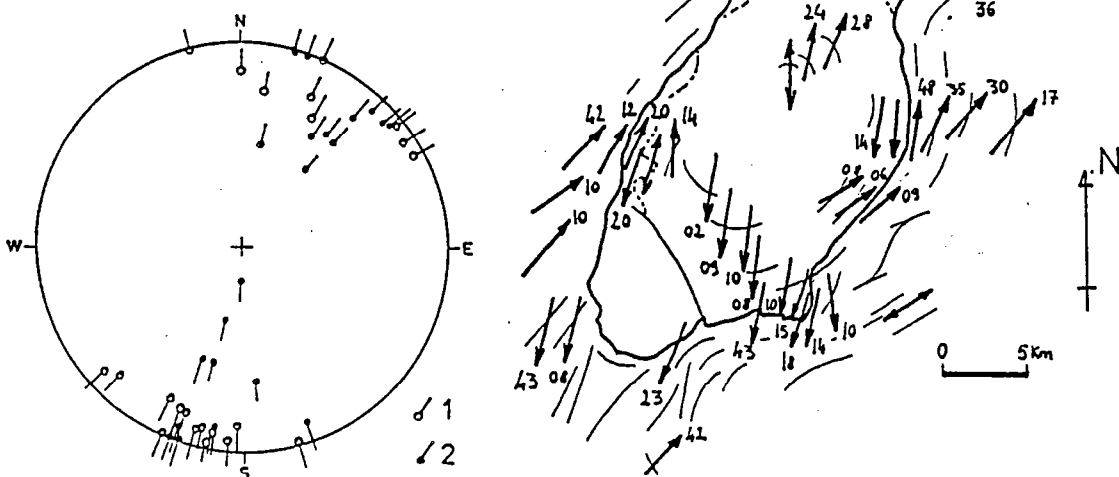


Fig. 8.17 : Direction d'étirement, a, cartographie, b, projections stéréographiques montrant la similitude d'orientation de la linéation d'étirement dans le granite (1) et dans l'encaissant.

8.5.2.2) TRAJECTOIRES DE LA DIRECTION D'ETIREMENT :

- 1) L'étirement macroscopique a une direction NE à ENE dans l'encaissant et devient NS à NNE dans le pluton et sa proche périphérie. Seule la zone fortement orthogneissifiée, à l'Est des leucogranites, présente un étirement de direction NE à ENE (Fig. 8.17).
- 2) L'étirement NS à NNE, observable dans les leucogranites est légèrement oblique sur le grand axe de l'ellipse cartographique dessinée par le pluton.
- 3) Le plongement de la linéation d'étirement est faible dans les leucogranites (<30°). Il s'accroît dans l'encaissant,
- 2) L'étirement NS à NNE, observable dans les leucogranites est légèrement oblique sur le grand axe de l'ellipse cartographique dessinée par le pluton.
- 3) Le plongement de la linéation d'étirement est faible dans les leucogranites (<30°). Il s'accroît dans l'encaissant, notamment au Sud des leucogranites et à l'Est de la granodiorite où il se rapproche de la ligne de plus grande pente (Fig. 8.17).
- 4) La similitude d'orientation de l'étirement dans le pluton et dans son encaissant est un argument supplémentaire attestant du synchronisme entre la déformation régionale et la déformation intragranitique.

CONCLUSION :

- 1) Le granite des Zaer est constitué d'un pluton granodioritique et d'un pluton leucogranitique emboîtés l'un dans l'autre.
 - 2) Les leucogranites correspondent à un toit de coupole granitique alors que les granodiorites ont une interface plus pentée et sont plus largement érodées.
 - 3) Ces granites sont peu déformés. Une orthogneissification périphérique affecte les leucogranites.
 - 4) La compatibilité entre l'évolution typologique et géométrique des structures, en direction des granites, et l'évolution du nombre de phases tectoniques témoignent de structures superposées le long d'un gradient d'intensité de déformation finie.
 - 5) Ce gradient de déformation s'accompagne d'un gradient thermique avec cristallisation de minéraux de métamorphisme de contact syntectoniques.
 - 6) Des perturbations des trajectoires principales de déformation sont observables au niveau des plutons :
 - la schistosité régionale, toujours fortement pentée, subit une virgation cartographique et passe, du Sud vers le Nord, d'une direction NNE à une direction NE puis ENE. Elle suit en cela la forme de l'ellipse granodioritique.
 - lorsque la schistosité régionale est oblique sur l'interface pluton-encaissant elle passe en continuité avec la fabrique planaire du pluton.
 - cette schistosité dessine des points triples (PTS) aux extrémités NE et SW de l'ellipse granodioritique.
 - l'étirement de direction régionale NE à ENE devient NS à NNE en bordure et dans les plutons.
- Ces différents points sont caractéristiques des plutons syntectoniques (BRUN & PONS, 1981). Ils seront pris en compte lors de l'interprétation des champs de déformation finie et notamment lors de l'étude de la cinématique de mise en place des différents plutons qui constituent le granite des Zaer.

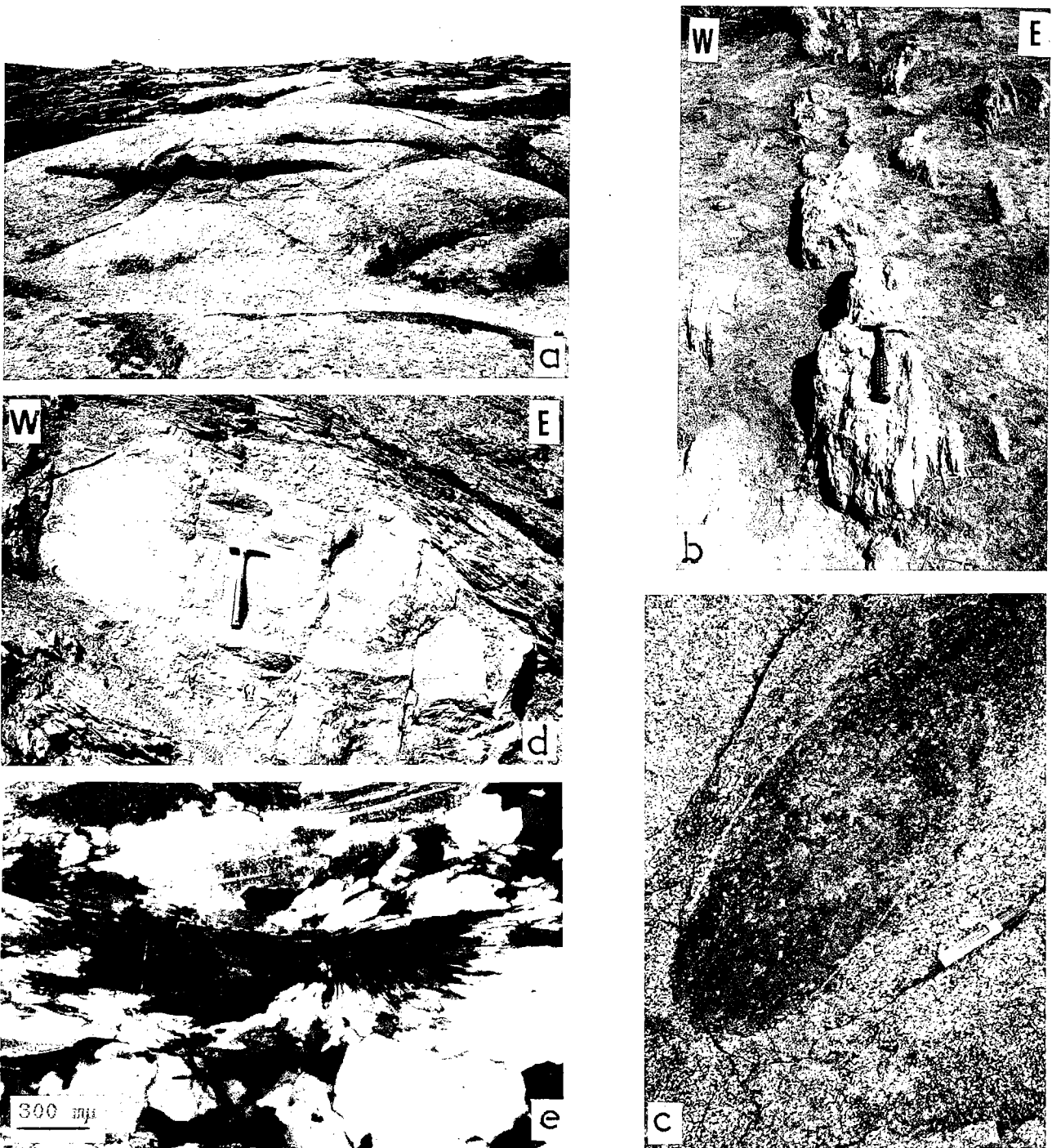


Fig. 8.18:

- a) Vue panoramique de la partie Sud du leucogranite des Zaer.
- b) leucogranite orthogneissifié (bordure Est),
- c) Enclave microgrenue dans la granodiorite (SW),
- d) Filon granitique boudiné parallèlement à la schistosité dans l'encaissant au Sud du pluton leucogranitique,
- e) Sillimanite dans l'encaissant à l'Est de la granodiorite.

9) LE PLUTON GRANITIQUE D'OULMES

Le pluton d'Oulmes est le plus petit des trois plutons granitiques du plateau central marocain. Il occupe une position centrale à environs 50 kilomètres à l'est du granite des Zaer.

Ce pluton dessine une ellipse cartographique NE-SW de 10 kilomètres de long et de 4 kilomètres de large dans ses plus grandes dimensions. Il intrude des formations de paléozoïque inférieur et moyen allant des schistes et grès cambro-ordoviciens jusqu'aux séries grésopélitiques viséo-namuriennes (Fig. 9.1).

Ce pluton a fait l'objet d'une étude cartographique et pétrographique détaillée par TERMIER, AGARD, et OWODENKO (1950). Depuis de nombreux travaux d'ordre pétrographique et géochimique y ont été effectués en raison de la minéralisation Sn/W qui accompagne la mise en place du pluton.

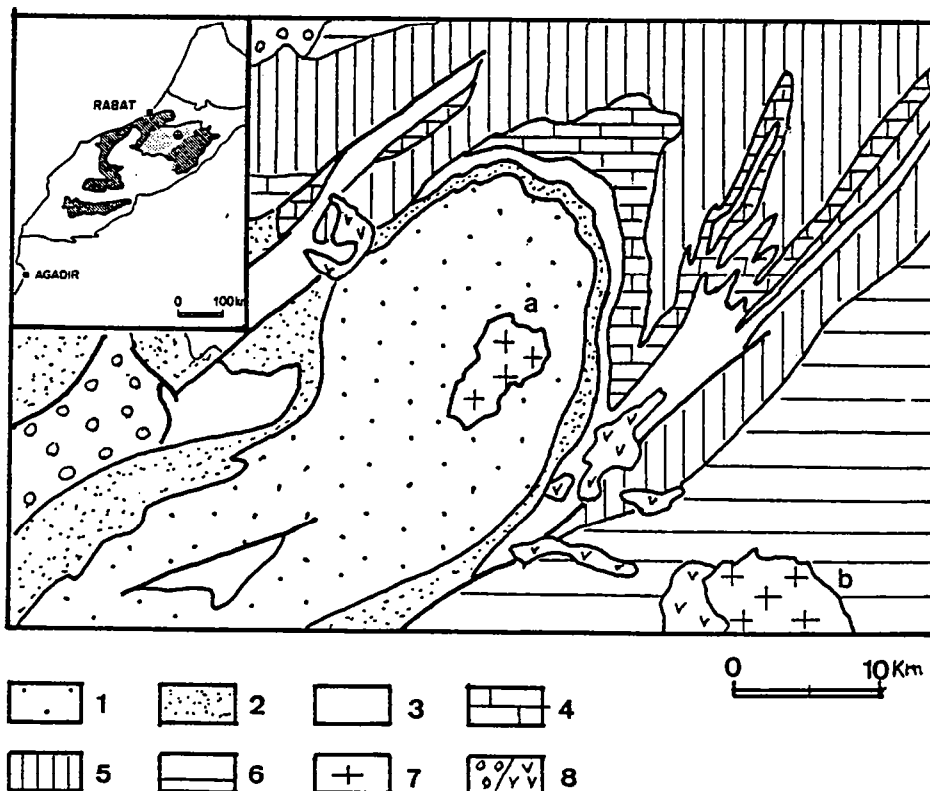


Fig. 9. 1 : Situation géologique du pluton granitique d'Oulmés ; 1) Ordovicien moyen ; 2) Ordovicien supérieur ; 3) Silurien ; 4) Dévonien ; 5) Dinantien ; 6) Namurien ; 7) Granite (a, Oulmes ; b, Ment) ; 8) Terrains post hercyniens .

9.1) PRINCIPALES CARACTERISTIQUES PETROGRAPHIQUES GEOCHIMIQUES ET GEOCHRONOLOGIQUES :

9.1.1) LES DIFFERENTS FACIES GRANITIQUES :

Toutes les études pétrographiques effectuées sur le granite d'Oulmés ont utilisé comme base de travail la définition des faciés pétrographiques de TERMIER et al. (1950).

Ces faciés se répartissent en deux grands groupes, (Fig. 9.2) :

Les granites à deux micas et les granites à muscovite. Chaque groupe étant ensuite divisé en trois sous-groupes et chaque sous groupe comportant de nombreux faciés de variation, soit au total une vingtaine de faciés pétrographiques.

Cette classification des différents faciés du granite d'Oulmés a été reprise récemment et légèrement modifiée (AIT OMAR, 1985 et 1986).

Trois unités granitiques ont été distinguées. Ce sont (1) l'unité principale formée par un granite à deux micas (2) l'unité secondaire correspondant à un granite alumineux à grain fin, localement aplitique et (3) le cortège filonien.

(1) *Le granite principal à deux micas :*

Ce faciés occupe la plus grande partie de l'ellipse granitique d'Oulmés. Il s'agit d'une roche leucocrate, équi-granulaire, à grain moyen. Au centre du massif le granite est à biotite dominante et il est peu ou pas orienté. A l'approche de l'encaissant, au contraire, on a affaire à un granite à muscovite dominante présentant une forte fabrique planaire macroscopique.

Cette fabrique est essentiellement due à l'orientation préférentielle des muscovites que donne à la roche l'aspect feuilleté déjà décrit par TERMIER et al. (1950).

Ce granite principal à deux micas subit quelques modifications, notamment au contact des formations filoniennes quartzeuses, où, sous l'effet des percolations tardimigmatiques, se produit un fort enrichissement en muscovite.

Il convient de noter également la présence de bandes ou de poches de granite feldspathique généralement intercalées au contact granite-encaissant. Ce granite feldspathique (ou stockscheider) est essentiellement composé de phénocristaux de feldspaths potassiques pluricentimétriques (4 à 5 cms) entourés d'une matrice granitique fine, riche en micas. Ce type de formation est classiquement attribué à la cristallisation de liquides résiduels en déséquilibre avec le magma parental qui, du fait de leur faible densité et viscosité, sont refoulés vers le toit du batholite (CHAROY, 1979).

Sur un diagramme de Streickensen, le report des analyses modales correspondant au granite principal à deux micas tombe dans le champ des monzogranites (Fig.9.3)

(2) *Les granites à grain fin:*

On désigne sous cette appellation des formations granitiques à texture microgrenue souvent porphyrique contenant des phénocristaux de Fk, quartz et biotite entourés d'une mésostase à biotite, cordiérite, andalousite, sillimanite et quartz.

Ces formations affleurent dans la partie centrale et localement à la périphérie du pluton. Elles montrent un passage progressif depuis des termes microgranitiques jusqu'à des termes aplitiques. Les microgranites forment des stocks métriques à l'intérieur du granite principal alors que les aplites, plus largement développées, peuvent se présenter sous forme de filons à contacts francs.

Au plan pétrographique et minéralogique ces formations sont caractérisées (1) par l'apparition de silicates d'alumine parmi lesquels la sillimanite paraît la plus stable, (2) par le développement d'intercroissances quartzofeldspathiques (intrusions granophyriques, graphiques et myrmékites) (AIT OMAR, 1986).

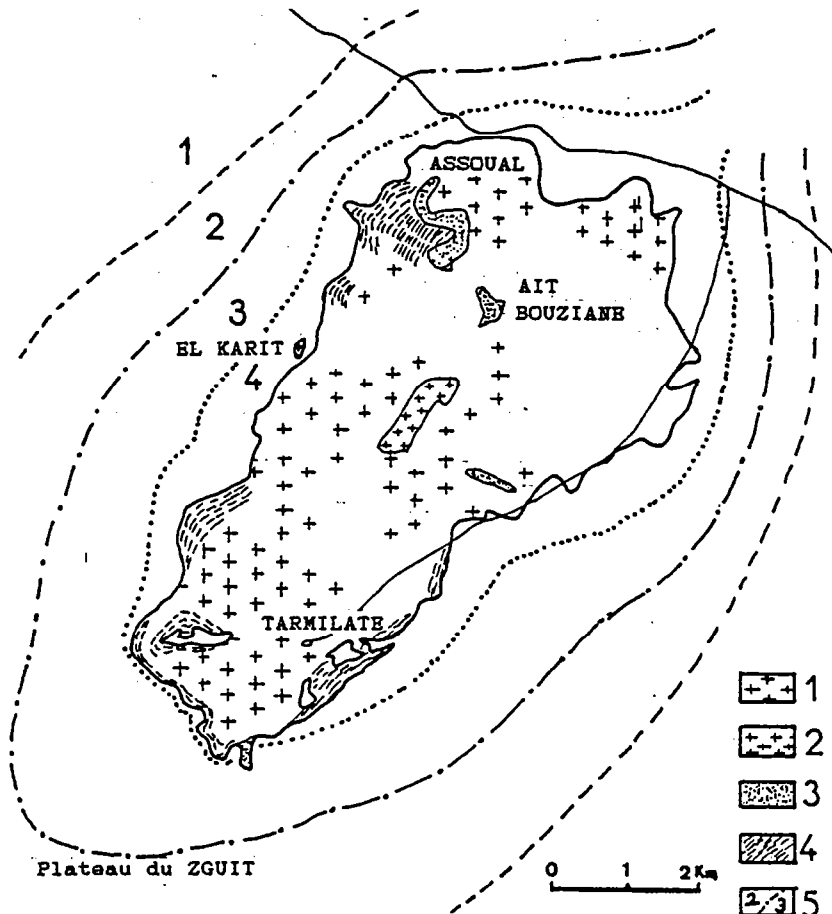


Fig. 9,2 ; Les différents faciés du granite d'Oulmés . 1) Granite principal à deux micas ; 2) granite secondaire à grain fin ; 3) Granite aplitique ; 4) Granite orienté (faciés principal ou secondaire), (d'après TERMIER & al., 1950) ; 5) Zonéographie du métamorphisme : "1" - diagénèse/anchizone , "2" - épizone supérieure, "3" - épizone moyenne, "4" - épizone inférieure, (d'après AIT OMAR, 1986).

(3) *Les corps filoniens :*

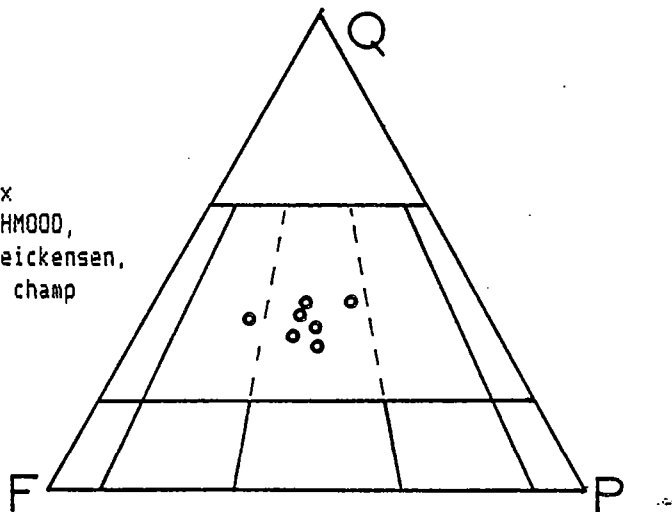
L'importance et la complexité du champ filonien qui entoure la coupole granitique d'Oulmés témoigne des différentes étapes de l'évolution magmatique et tardi magmatique. Cette évolution s'accompagne de la mise en place de plusieurs générations filoniennes représentées essentiellement par des filons de quartz et par des filons aplito-pegmatitiques.

- *Les filons de quartz* ont une grande importance dans le granite d'Oulmés en raison de la minéralisation qui les accompagne (cassitérite, wolfranite, scheelite, ferberite, pyrite, fluorure).

En fonction de leur aspect macroscopique et microscopique TERMIER et al. (1950) ont différencié cinq variétés de quartz filonien (massif, miarolitique, sphérolitique, blanc laiteux, saccharoïde). Ces filons, relativement précoces, sont le plus souvent antérieurs aux autres manifestations filoniennes.

- *Les filons aplito-pegmatitiques* forment un important ensemble filonien qui ceinture le granite dans sa partie Sud. Désignées sous l'appellation de "filons couche" (TERMIER & al., 1950) en raison de leur subconcordance avec l'encaissant, ces filons existent également à l'intérieur du granite. Ce sont des roches leucocrates passant rapidement et sans transition d'une texture granitique à une texture aplitique ou pegmatitique.

Fig. 9.3) Analyses modales des principaux faciés granitiques d'Oulmés (d'après MAHMOOD, 1980) reportées sur un diagramme de Streickensen. Les points correspondants sont dans le champ des monzogranites (adamellite).



9.1.2) CARACTERISTIQUES GEOCHIMIQUES ET GEOCHRONOLOGIQUES :

Les différentes analyses chimiques effectuées sur le granite d'Oulmés (VOGEL & al., 1976 ; MAHMOOD, 1980) montrent une relative homogénéité des différents faciés.

Leur caractère hyperalumineux (présence de silicates d'alumine, fort pourcentage de corindon normatif et rapport Al_2O_3/Na_2O+K_2O+CaO élevé) a permis à MAHMOOD et BENNANI (1984) de classer ces formation granitiques dans le type "S" c'est-à-dire issus d'une fusion de matériel sédimentaire (CHAPPELL & WHITE, 1974).

La géochimie du Strontium et du Néodyme confirme cette origine et montre que le pluton d'Oulmés a la signature crustale la plus caractéristique parmi les granitoïdes mésetiens (MRINI, 1985).

L'étude géochronologique par la méthode Rb/S_m sur le couple roche totale et muscovite donne un âge de 298 ma (MRINI, 1985) comparable à celui de 291±7 MA obtenu par la méthode K/Ar sur une muscovite de l'encaissant micaschisteux (HVON, 1985).

9.1.3) EVOLUTION MAGMATIQUE :

L'évolution magmatique du pluton granitique d'Oulmés peut être résumée comme suit (AIT OMAR, 1986):

(1) Mise en place du granite principal à deux micas, à minéralogie de granite monzonitique. Cette mise en place s'accompagne d'une muscovitisation qui traduit un enrichissement en eau du magma parental ainsi que le caractère hyper alumineux de ce magma. La cristallisation importante de Fk traduit la richesse en alcalins du liquide résiduel.

(2) Mise en place du granite à grain fin également hyper alumineux mais se différenciant du granite principal par la présence de biotite seule, de cordierite, et de silicates d'alumine. Cette paragenèse traduit le caractère sous saturé en eau du magma ainsi que des conditions de cristallisation à température plus élevée que pour le granite principal (CHAROY, 1979 ; JONIN, 1981).

L'importance d'intercroissances quartzo-feldspathiques dans ce granite traduit de brusques changements des conditions physiques de la cristallisation à la suite d'un refroidissement rapide du magma ascendant.

(3) Mise en place des corps filoniens avec des filons de quartz porteurs d'une minéralisation Sn/W associée en partie à la muscovitisation deutérique, des filons aplo-pegmatitiques, des filons aplitiques ainsi que des filons de quartz non minéralisés tardifs.

La mise en place du pluton granitique d'Oulmes apparait donc comme le résultat de pulsations successives d'un même matériel magmatique, issu de la fusion de sources crustales de même composition chimique, probablement sédimentaires pélitiques (AIT OMAR, 1986).

Toutefois les deux magmas principaux ne semblent pas s'être formés à la même profondeur. En effet le granite principal correspond à la cristallisation d'un magma saturé en eau, sous des conditions de relativement basse température alors que le granite à grain fin correspond à la cristallisation d'un magma sous saturé en eau et formé sous des conditions de relativement haute température. En d'autres termes le granite à grain fin proviendrait de la fusion d'un niveau crustal plus profond que celui qui a donné naissance au granite principal.

Ce type d'évolution faisant appel à la fusion de sources de même composition chimique mais situées à des niveaux différents de la croûte a déjà été mis en évidence pour des granites hercyniens (GEORGET & CAPDEVILLA, 1984).

9.2) STRUCTURE D'ENSEMBLE :

9.2.1) GEOMETRIE DU PLUTON :

9.2.1.1) GEOMETRIE DE L'ENVELOPPE EXTERNE DU PLUTON :

La géométrie d'ensemble du pluton granitique d'Oulmés est caractérisé par :

- (1) Une forme cartographique globalement elliptique . L'ellipse cartographique de direction NE-SW est toutefois sensiblement plus large dans sa moitié Nord (5 Kms) que dans sa moitié Sud (3 Kms).
- (2) Des pendages de l'interface systématiquement vers l'extérieur du pluton traduisant une forme en coupole. Le pendage moyen de l'interface est de l'ordre de 30°.
- (3) Une dissymétrie entre les flancs Ouest et Sud peu pentés et les flancs Est et Nord plus fortement redressés.
- (4) Des ondulations cartographiques de l'interface au toit du pluton, clairement visibles au Nord du massif.
- (5) Des perturbations de la forme de l'interface liées d'une part à la présence de panneaux hectométriques d'encaissant effondrés dans le pluton (Sud du massif) et d'autre part aux nombreux filons couches aplopegmatitiques reliés à la masse granitique.

La partie du pluton d'Oulmés actuellement à l'affleurement correspond en fait à un toit de coupole granitique. Cette coupole, légèrement dissymétrique en section EW, est plus largement décapée au Nord du massif qu'au Sud. Les données gravimétriques montrent l'existence d'une anomalie négative centrée sur le granite mais légèrement décalée vers le Sud ce qui traduit un enracinement du pluton vers le Sud, sous le plateau de Zguit. D'après ces données, le granite d'Oulmés correspondrait à une petite partie du toit d'un gros pluton d'environ 20 kms de diamètre (VAN DEN BOSCH, 1974) (Fig. 9.4).

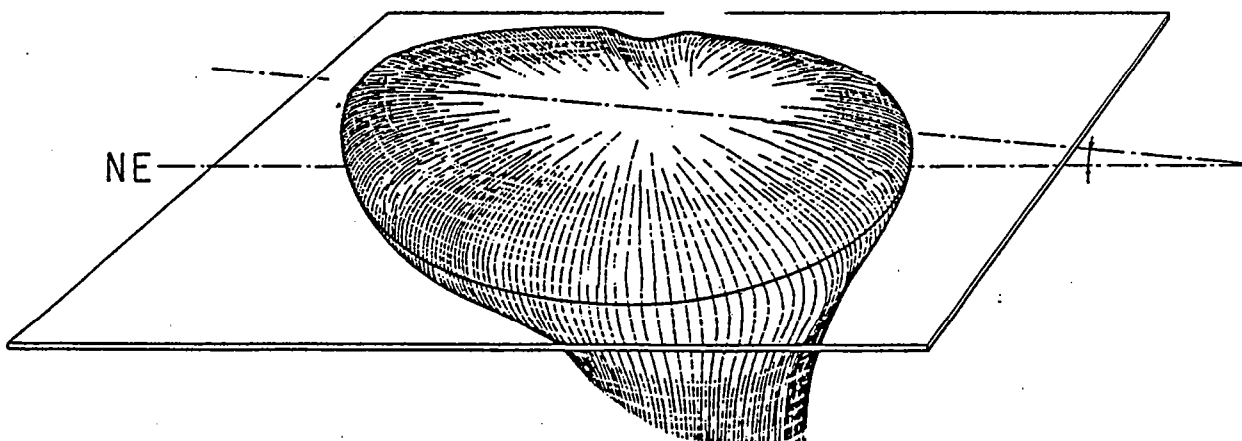


Fig. 9.4 ; Géométrie de l'enveloppe externe du pluton (d'après AIT OMAR, 1985).

9.2.1.2) AGENCEMENT DES DEUX PRINCIPAUX FACIES GRANITIKES :

Le granite à grain fin de l'unité secondaire est intrusif au sein du granite principal (AIT OMAR, 1986), comme en témoignent (Fig. 9.5) :

- (1) Les digitations du granite à grain fin au sein du granite principal.
- (2) La présence d'enclaves de granite principal dans le granite secondaire. Ces enclaves forment soit des feuillets, généralement subhorizontaux, à contacts francs et dans lesquels les fabriques planaires ne sont pas perturbées, soit des amas à bords diffus dans lesquels les cristaux du granite principal sont destabilisés (Fk perthitiques, cristallisations fissurales de quartz et de muscovite) et emballés dans une matrice de granite à grain fin ce qui traduit un processus d'assimilation (AIT OMAR, 1986).
- (3) La différence d'état de déformation entre les deux faciés, mise en évidence par l'existence de filons de granite à grain fin non déformés intrusifs dans le granite principal orthogneissifié.

Au centre du massif le granite secondaire forme une mini chambre subverticale autour de laquelle s'organisent des feuillets horizontaux. Ailleurs il forme des lames granitiques observables dans le granite principal (secteur d'Aït Bouziane) mais aussi dans l'encaissant (secteur d'Al Quirit).

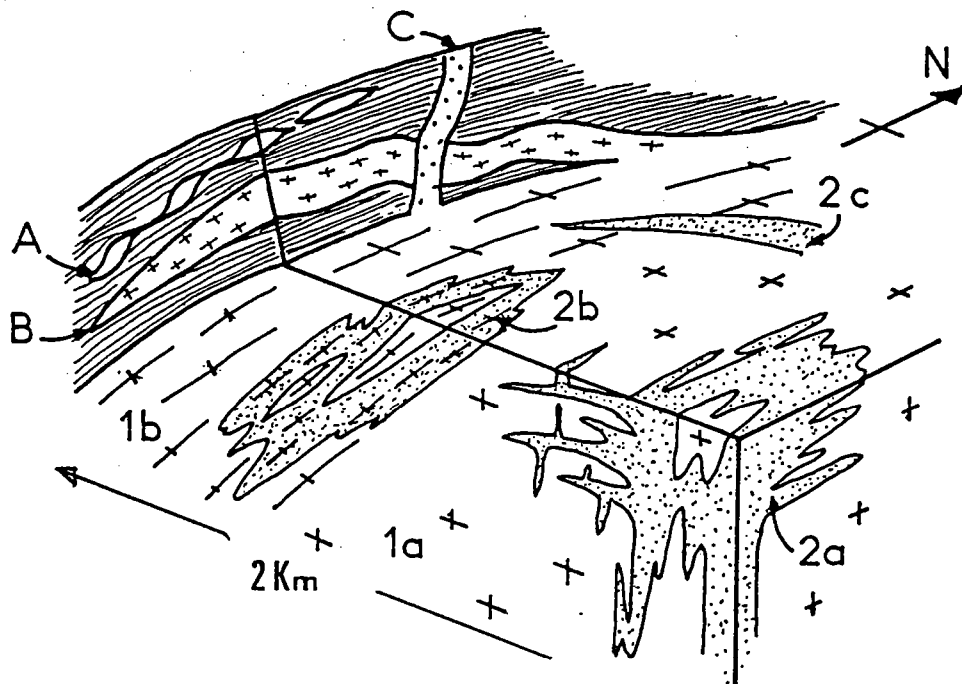


Fig. 9,5 ; Schéma de l'agencement des principaux faciés granitiques et corps filoniens dans le pluton d'Oulmés. 1) Granite principal à deux micas, (a) non déformé, (b) déformé ; 2) Granite secondaire à grain fin, (a) non déformé (affleurement central), (b) déformé (Assoual), (c) filon tardif. A) Filon de quartz précoce ; B) Filon aplo-pegmatitique tardischisteux ; C) Filon tardif d'aplite.

9.2.1.3) GEOMETRIE DES CORPS FILONIENS :

Les principales manifestations filoniennes associées à la mise en place du granite d'Oulmés sont constituées par des filons de quartz précoces, porteurs de la minéralisation Sn/W et par des filons aplopegmatitiques. Ces deux types de filons sont observables à la fois dans le pluton et dans son encaissant (Fig.9.6).



Fig. 9.6 ; Cartographie du champ filonien d'Oulmés, (d'après TERMIER & al., 1950).

Les filons de quartz sont caractérisés par :

- (1) Deux directions cartographiques dominantes, l'une NNE et l'autre ESE.
- (2) Une répartition géographique à l'intérieur du pluton en deux zones distinctes situées l'une au Nord (Assouel) et l'autre au Sud (Tarmilate). Le réseau Nord a une direction NNE et le réseau Sud a une direction ESE. La géométrie de ces filons intragranitiques est variable depuis l'amas filonien, effiloché, se mélangeant avec le granite jusqu'aux filons en remplissage de fentes de tension en échelon ou en réseaux entrecroisés correspondant à des d'ouverture en décrochement suivant une direction dominante ENE.
- (3) Deux principaux champs filoniens dans l'encaissant : au NW (Al Quirit) avec des filons de direction N25 à pendage faible et au Sud (plateau de Zguit) avec des filons de direction dominante ESE à pendage fort.

Les filons aplo-pegmatitiques sont caractérisés par :

- (1) Un développement maximum dans l'encaissant où ils forment la ceinture filonienne des bordures Ouest et SE du granite (Fig. 9.7).

(2) Une forme cartographique en lames courbes qui s'échappent du granite et épousent la forme de l'interface pluton-encaissant d'où le terme de "filons couches" (TERMIER & al., 1950).

(3) Une légère obliquité sur la schistosité S_1 qu'ils recoupent (Fig 9.5).

(4) Un développement modéré à l'intérieur du pluton où ces filons sont soit subverticaux à épontes rectilignes et de direction NS à NW-SE, soit en réseaux subhorizontaux reliés aux filons subverticaux. Ils recoupent les filons de quartz et n'existent pas dans le granite secondaire.

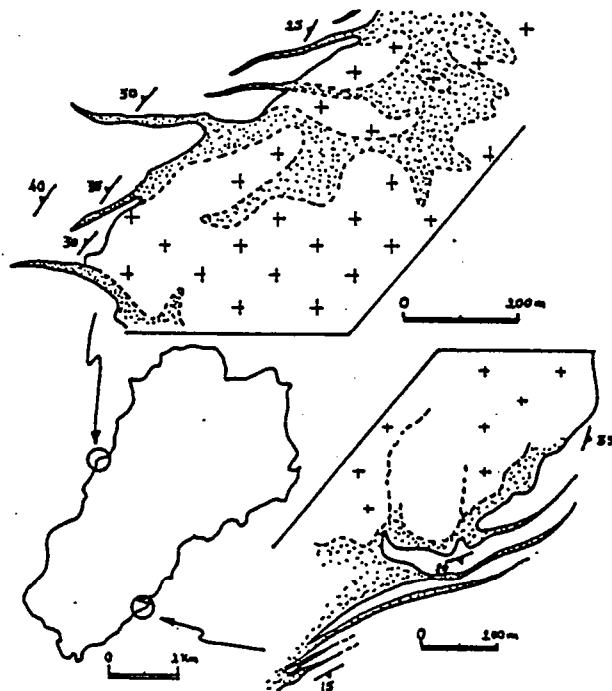


Fig. 9.7 ; Allure cartographique des filons aplopegmatitiques au NW et au SE du pluton (d'après TERMIER & al., 1950).

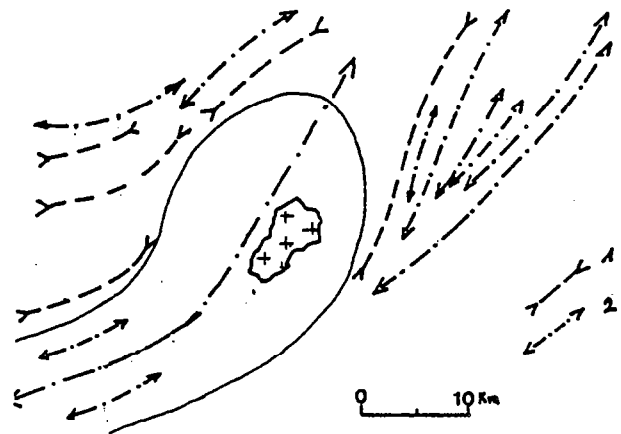


Fig. 9.8 ; Trajectoires des axes de plis cartographiques mettant en évidence la virgation des structures en bordure pluton.

9.2.2) LES STRUCTURES CARTOGRAPHIQUES DANS L'ENCAISSANT :

Le pluton granitique d'Oulmés se trouve au coeur de l'anticlinorium de Khourribga-Oulmes (LECKWIJCK & al, 1955), (Fig. 9.8). Dans ce secteur les structures cartographiques sont caractérisées par des plis droits de direction régionale ENE à NE et à faible plongement axial .

Ces plis montrent localement un déversement SE en particulier dans la partie Ouest de l'anticlinorium (PIQUE, 1976 ; CAILLEUX, 1978 ; PIQUE, 1979).

OULMES

On note par ailleurs l'existence d'une zone nettement anormale à l'est et au SE du pluton d'Oulmés avec apparition de plis couchés ENE à NE, déversés vers le NW. Ces plis se redressent progressivement à l'approche du granite puis s'adaptent à la forme de l'interface (Fig.9.9).

La mise en place du pluton granitique d'Oulmés au coeur de ce dispositif se traduit par une série de perturbations du plissement régional parmi lesquelles nous noterons :

(1) La formation d'un grand bombement central au dessus de l'intrusion granitique (dôme de Mser-Zguit, LECKWIJK & al., 1955). Ce dôme central de direction NNE a une largeur d'environ 20 Kms. Le pluton granitique d'Oulmés, légèrement excentré, intrude le flanc Est de cette structure (Fig. 9.9).

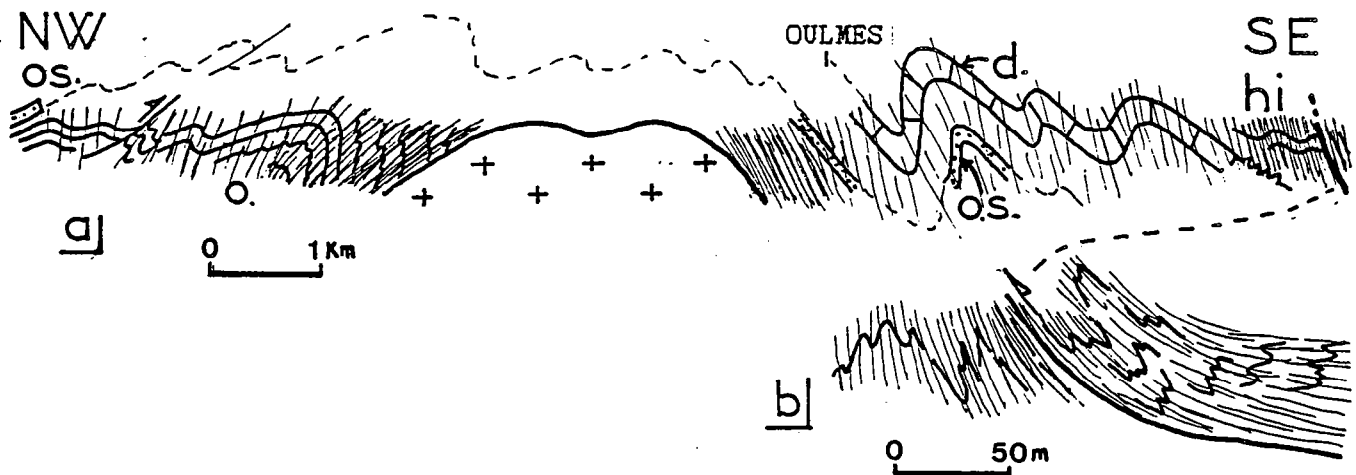


Fig. 9.9 ; a) Coupe synthétique NW-SE schématisant l'allure du plissement de part et d'autre du pluton d'Oulmés, b) Détail de l'évolution du plissement au SE du pluton montrant le passage de plis couchés à des plis droits,

(2) Une accentuation du plissement de la série paléozoïque à l'intérieur de ce dôme central (PIQUE, 1976).

(3) Une virgation des directions axiales qui passent d'une direction régionale ENE à une direction NNE. Le plongement axial demeure faible vers le SW ou le NE, suivant en cela la forme de l'interface pluton-encaissant.

(4) Une accentuation du déversement des plis à l'approche du pluton (Fig.9.8). Ce déversement se fait toujours en direction du pluton c.a.d. vers le SE sur le flanc Ouest et vers le NW sur le flanc Est. Cette accentuation du déversement tend à paralléliser le plan axial des plis et l'interface pluton-encaissant.

9.3) GRADIENTS THERMIQUES ET CONDITIONS PHYSIQUES DE LA DEFORMATION :

9.3.1) GRADIENTS THERMIQUES :

L'existence gradients thermiques à l'approche du pluton granitique d'Oulmes peut être mise en évidence sur des coupes E-W au niveau desquelles on note la zonéographie du métamorphisme suivante (AIT OMAR, 1986), (Fig.9.2) :

ZONE I (à micas verts et bruns) : *passage diagénèse-anchizone.*

Cette zone d'une grande superficie est la plus éloignée du granite. On y observe des micas verts et bruns d'origine détritique ou plus probablement diagénétique. La proportion des micas verts augmente en allant vers le granite.

Cette zone, de par le début de chloritisation des micas que l'on y observe, correspond à la limite entre diagénèse et anchizone.

ZONE II (à chlorite) : *épizone supérieure.*

Ce domaine peut être différencié du précédent par le fait que tous les micas ont des caractères optiques de chlorites. La chloritisation est ici complète.

ZONE III (à chlorite - biotite brune et biotite verte) : *épizone moyenne.*

Cette zone est caractérisée par l'agradation métamorphique des micas blancs qui marquent la stratification S_0 et par la cristallisation de biotite en petits cristaux millimétriques. Quelques gros cristaux de biotite sont localement observables, annonçant la porphyroblastèse généralisée de l'auréole interne.

ZONE IV (à biotite-andalousite + cordiérite, sillimanite, grenat, staurotide) : *épizone inférieure.*

Cette zone localisée à la proche périphérie du pluton correspond au domaine métamorphique de plus haut grade. Elle est caractérisée par un large développement des porphyroblastes dont l'histoire de la cristallisation peut être résumée comme suit (Fig. 9.10) :

(1) Cristallisation de porphyroblastes *pré à syn tectoniques* parmi lesquels on note :

- *Des biotites I*, aux formes arrondies, et englobant la trace de S_0 . Ces porphyroblastes plus ou moins réorientés, et déformés sont moulés par S_1 et montrent des zones abritées à leurs extrémités.

- *Des andalousites I* se présentant sous forme de cristaux automorphes de chiastolite, isolés ou en gerbes, et de dimension centimétrique (5 à 10 cm). Ces cristaux sont allongés dans le plan de schistosité et tronçonnés. Ils sont moulés par S_1 , présentent des zones abritées à leurs extrémités et montrent parfois une schistosité interne.

- *Des cordiérites* actuellement rétomorphosées en biotite, quartz, chlorite et muscovite et se présentant sous forme de taches de métamorphisme.

Cette paragenèse caractérise un métamorphisme, à fort gradient géothermique, qui précéderait la mise en place du granite.

(2) Cristallisation de porphyroblastes *syntectoniques* avec dans un premier temps formation de *biotites II*, en cristaux rectangulaires fortement allongés parallèlement à S_1 , et d'*andalousite II* sous forme de petits cristaux isolés qui englobent la schistosité S_1 mais sont eux mêmes moulés par cette schistosité (Fig. 9.10).

La cristallisation subcontemporaine de *staurotide* et de *grenat* *syntectoniques*, ainsi que la destabilisation des cordiérites I témoignent d'un changement des conditions du métamorphisme et d'une augmentation locale de la pression.

(3) Cristallisation de minéraux tardi tectoniques de *biotite III*, d'*andalousite III* sous forme de poeciloblastes ou de cristaux prismatiques post S_1 et de *sillimanite* prismatique en remplacement de la biotite et de la muscovite au contact du granite.

Ces cristallisations traduisent le maintien tardif d'une température élevée près du pluton et montrent que les phénomènes thermiques ont duré plus longtemps que les phénomènes tectoniques.

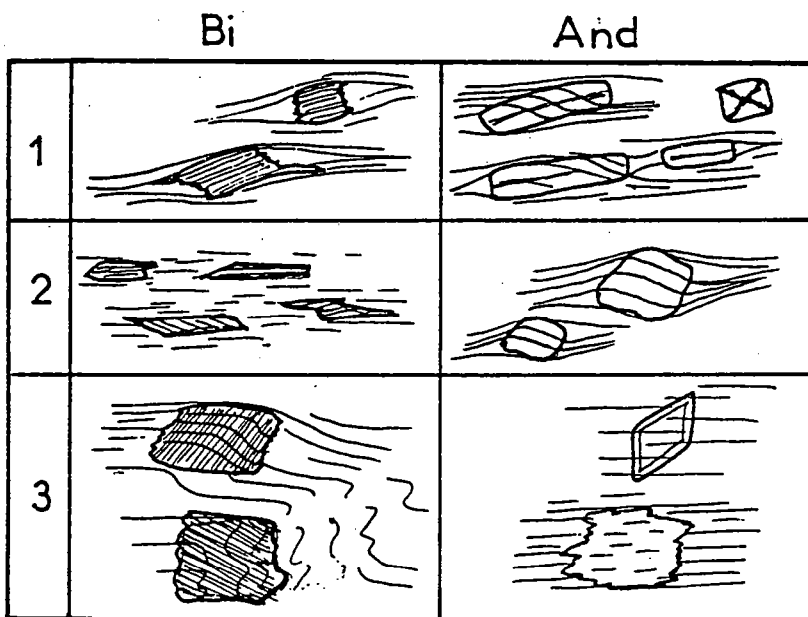


Fig. 9,10 ; Relations cristallisation/déformation pour les biotites et les andalousites de la proche périphérie du pluton (Zone 4). Stade 1 ; minéraux ante-tectoniques ; Stade 2 ; minéraux syn-tectoniques ; Stade 3 ; minéraux post-tectoniques.

9.3.2) CONDITIONS PHYSIQUES DE LA DEFORMATION ET DE LA MISE EN PLACE DU PLUTON :

Les études de la zonéographie du métamorphisme et des relations cristallogénèse-déformation témoignent de l'évolution prograde, depuis la diagenèse jusqu'à l'épizone profonde, d'un métamorphisme syntectonique de type haute température-basse pression.

La présence de sillimanite près du granite (TERMIER & al., 1950) et le développement très ponctuel de staurotide (DAHAMANI, 1985) permettent de situer les conditions P et T en bordure du pluton aux environs de 600 à 650°C et 2.5 kbars (Fig. 9.11).

Dans le pluton les conditions P et T, estimées à l'aide du diagramme d'ABBOT (1981), évoluent entre 4.5 et 2.3 kbars et 650-680°C (Fig. 9.12). Ces conditions sont déduites de l'assemblage primaire à cordiérite-biotite avec silicates d'alumine et absence initiale de grenat (AIT OMAR, 1986).

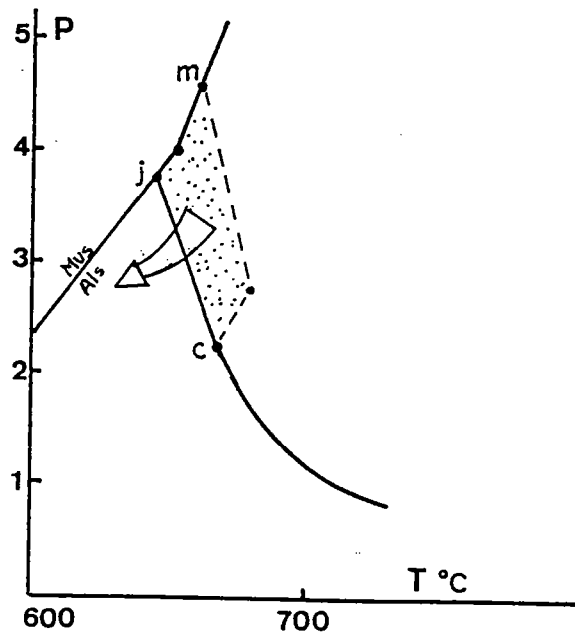
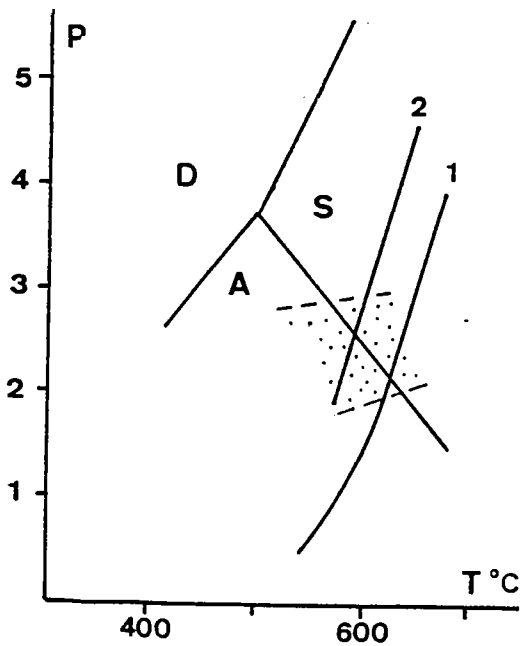


Fig. 9.11 ; Evolution du métamorphisme prograde HT-BP en bordure du pluton d'Oulmés, Courbes de stabilité de la sillimanite (1) (d'après ALTHAUSS & al., 1970) et du staurotide (2) (d'après HOSCHECK, 1969).

Fig. 9.12 ; Domaine d'évolution des conditions P,T à l'intérieur du pluton reportées sur le diagramme PT d'ABBOT, 1981, (d'après AIT OMAR, 1986)

9.4) DEFORMATION INTERNE DU PLUTON :

9.4.1) DEFORMATION DU GRANITE PRINCIPAL A DEUX MICAS :

La déformation interne du granite principal à deux micas est généralement faible. Elle est caractérisée par :

(1) L'acquisition d'une légère fabrique planaire à planolinéaire bien marquée dans les zones périphériques où elle est subparallèle à l'interface du pluton. Cette fabrique est matérialisée par l'orientation préférentielle des feldspaths potassiques (Fig. 9.13 a) et des micas.

(2) L'existence de structures S/C soulignées par les micas et organisées en deux familles conjuguées (Fig. 9.13 b). La prédominance de la famille à jeu normal témoigne du mouvement ascendant du pluton par rapport à son encaissant.

(3) Des modifications de texture avec fracturation et recristallisation périphérique des Fk, déformation des micas qui prennent des formes en poisson et recristallisation dynamique des gros grains de quartz pour donner des structures en mosaïque allongée mais sans orientation préférentielle des axes cristallographiques,

Seule, la zone de cisaillement ductile d'Assoual, située au NW du pluton, montre un granite principal puissamment orthogneissifié.

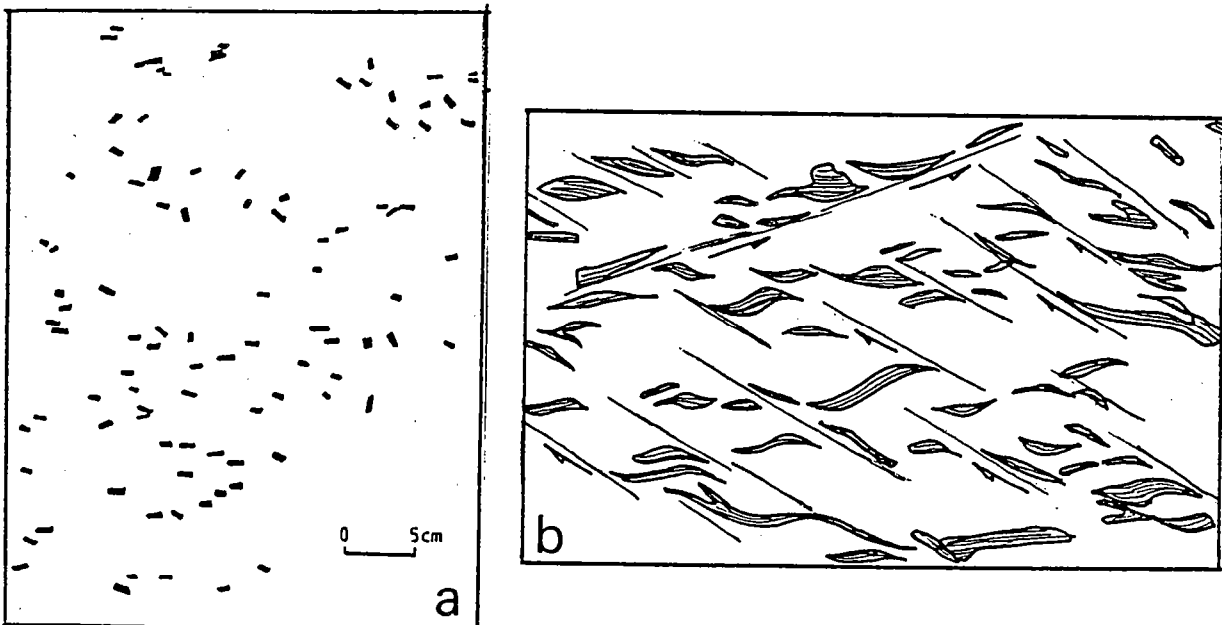


Fig. 9.13 : Orientation des feldspaths potassiques dans un plan vertical perpendiculaire à la fabrique "S", b, orientation des micas en section $\lambda_1\lambda_2$ montrant prédominance des cisaillements à jeu normal. (d'après AIT OMAR, 1986).

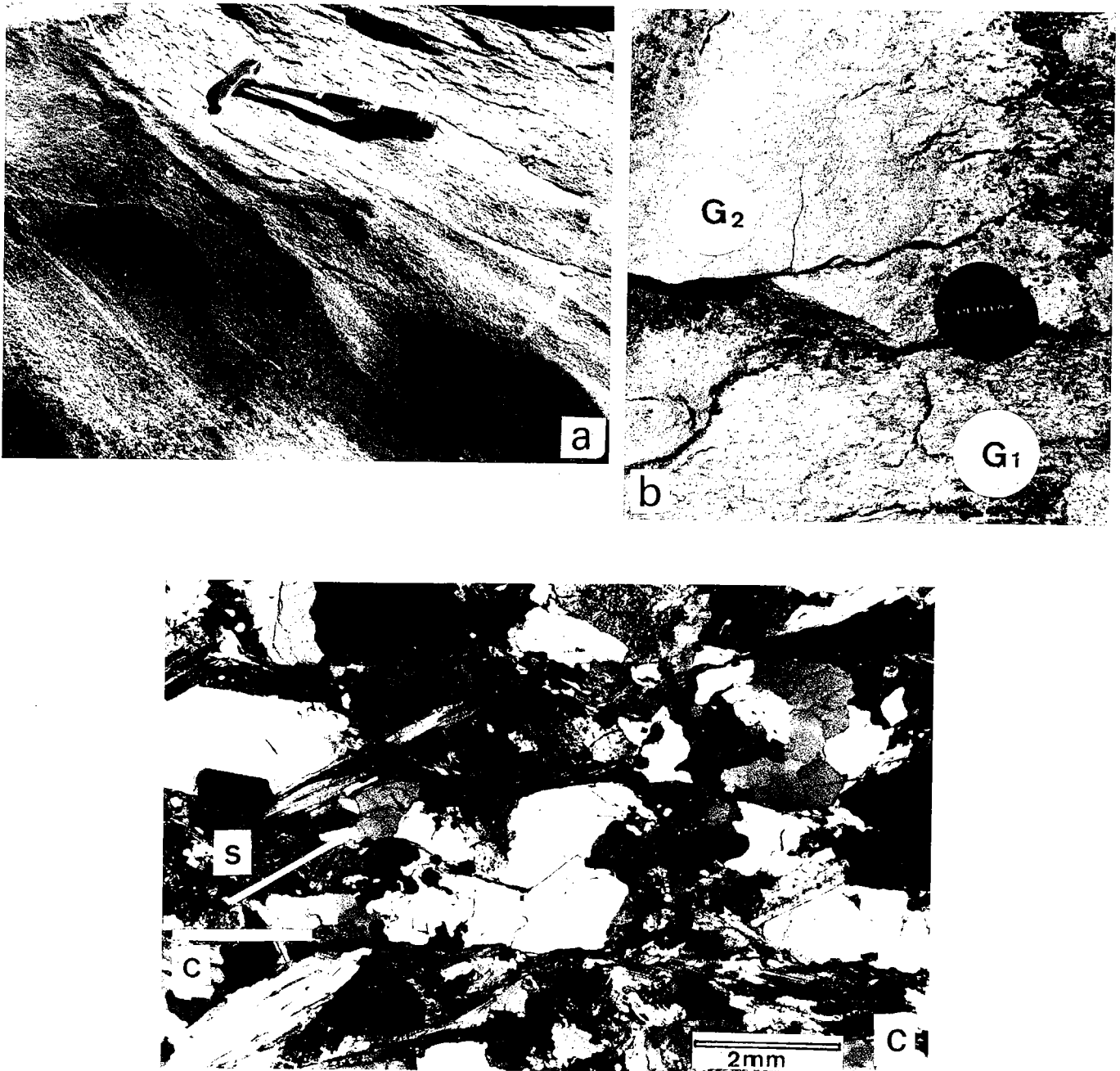


Fig. 9,14 : La déformation interne du granite, a, fabrique planaire marquée à faible pendage Ouest (zone d'Assoual), b, granite principal (G1) en enclaves dans le granite secondaire à grain fin (G2). Le passage en continuité de la schistosité dans l'un et l'autre faciés atteste du synchronisme de la mylonitisation (vue légèrement oblique sur le plan de schistosité), c, début d'orthogneissification du granite principal. La schistosité est marquée par l'orientation des paillettes micacées réorientées au niveau des plans de cisaillement. Le quartz ne présente ni fabrique de forme ni fabrique de réseau.

9.4.2) DEFORMATION DU GRANITE SECONDAIRE A GRAIN FIN :

Ce granite qui correspond à l'association de granite à grain fin tendant au microgranite et de granite aplito-pegmatitique, présente dans les stades peu déformés (affleurement central) (Fig. 9.1) des structures rubannées claires (quartzo feldspathiques) et sombres (biotitiques). Ces structures, généralement subverticales, sont parallèles au contact avec le granite principal. Les modifications minéralogiques et texturales y sont limitées à la perthitisation des feldspaths, localement cisailés, et à une microfissuration tardive liée à la rétraction thermique.

La déformation de ce granite est plus marquée dans les zones périphériques, au niveau des feuillets intercalés entre le granite principal et l'encaissant.

Elle débute par l'acquisition d'une fabrique planaire à planolinaire soulignée par les cristaux de biotite qui moulent les phénocristaux de quartz et de feldspath et donnent à la roche un aspect oillé.

L'intensification de la déformation se traduit par une diminution de la taille des grains et par l'apparition d'une fabrique fortement linéaire (L>S) marquée par l'allongement des quartz et des micas. La roche présente alors une texture granoblastique orientée et prend un aspect schisteux.

9.4.3) DEFORMATION DUCTILE DANS LA ZONE D'ASSOUL :

Dans le secteur d'Assoual, le granite secondaire forme un feuillet au sein du faciès principal (2b Fig. 9.5). La déformation de ces faciès se traduit par l'apparition d'une fabrique planaire à faible pendage Ouest (Fig. 9.14 a) et accompagnée de structures S/C. Cette fabrique planaire porte une linéation d'étirement faiblement plongeante vers le NNW.

9.4.3.1) EVOLUTION DE LA DEFORMATION :

L'évolution de la déformation est sensiblement différente dans le granite principal et dans le granite secondaire (Fig. 9.14 et Fig. 9.15) :

(1) *Dans le granite principal* l'orthogneissification progressive peut être décomposée en trois stades avec :

- *Un stade A* peu déformé dans lequel la fabrique planaire "S" marquée par l'aplatissement des minéraux, est accompagnée de structures "C" localisées autour des porphyroclastes de Fk. A ce stade la diminution de la taille des grains est peu marquée (Fig. 9.14 c).

- *Un stade B* dans lequel les structures S/C sont bien marquées avec un angle S/C faible. Les Fk sont déformés et allongés parallèlement à la linéation d'étirement. Les quartz ont diminué de taille par recristallisation mais ne sont pas déformés.

- *Un stade C* formant une bande très déformée de 5 à 10 m au sein de laquelle on observe encore quelques recurrences du stade B. Du fait de la transposition entre les structures S et C on n'observe plus qu'une seule anisotropie (Fig. 9.14 a). L'augmentation du pourcentage de minéraux à grain fin correspond à une augmentation de la recristallisation.

(2) Dans le *granite secondaire*, le matériel de départ est un granite gris à deux micas, à grain fin et à texture porphyrique. Ce granite passe ensuite par le stade granite orienté avec acquisition d'une fabrique planaire "S" accompagnée de quelques rares structures S/C. Les minéraux orientés sont peu déformés ce qui témoigne de l'acquisition de la fabrique pendant la mise en place du granite.

Le stade le plus déformé est représenté par un granite mylonitique à fabrique très marquée. On y observe des rubans millimétriques à texture ultramylonitique et l'homogénéisation de la texture est totale.

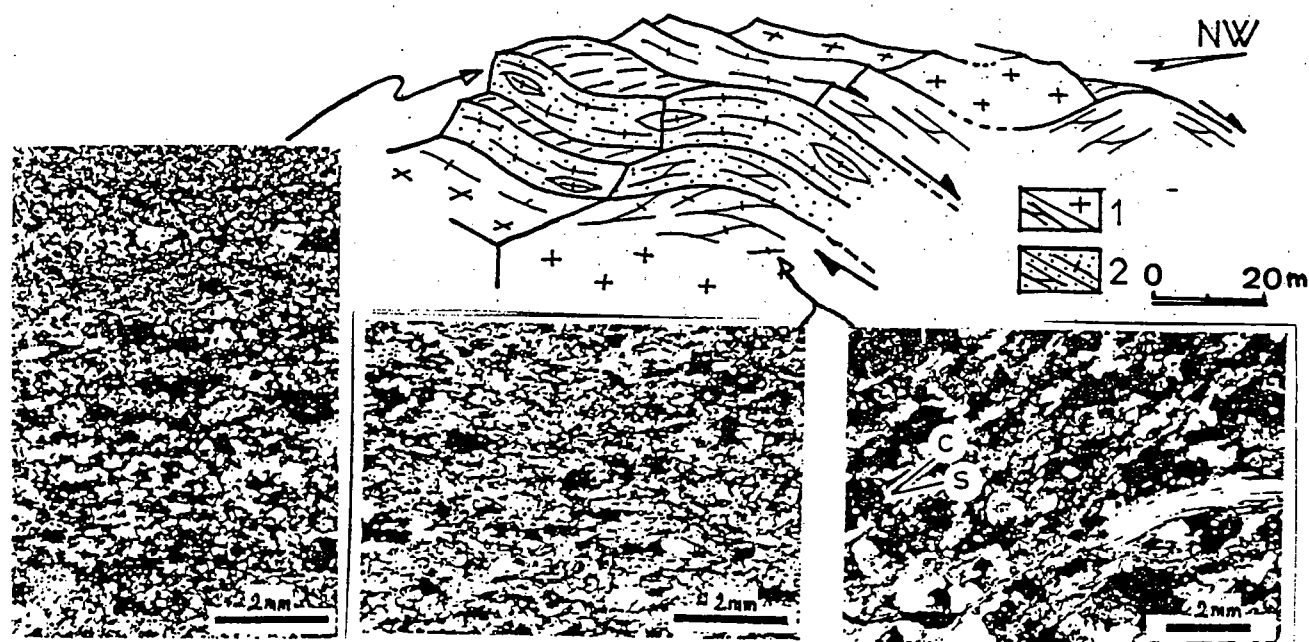


Fig. 9.15 : Evolution microstructurale de la déformation ductile dans la zone d'Assoual, 1, Granite principal, 2, Granite secondaire.

9.4.3.2) CHRONOLOGIE RELATIVE DE LA DEFORMATION :

La déformation interne du pluton dans la zone d'Assoual traduit l'existence de mouvements cisailants ductiles. Ces mouvements sont contemporains de la mise en place du pluton comme en témoignent :

(1) La mylonitisation synchrone des deux faciés granitiques et le passage en continuité entre les structures de l'un et de l'autre faciés (Fig. 9.14 b).

(2) Les conditions de haute température de la déformation indiquées par les microstructures et l'absence d'orientation préférentielle du quartz.

Par ailleurs le fait que la déformation la plus importante du granite principal soit localisée au contact du granite secondaire et l'allure en feuillet intrusif de ce dernier permettent de penser que la déformation la plus intense de ce secteur s'est produite pendant la mise en place du granite secondaire.

9.4.4) DEFORMATION DISCONTINUE :

Au cours de la cristallisation du granite, le bâti pluton-encaissant se fissure et se forment alors des joints à remplissage filonien. Ces joints sont les premières manifestations de la déformation à caractère discontinu qui va affecter le pluton pendant sa période de consolidation.

Trois familles de fractures doivent être distinguées à Oulmes :

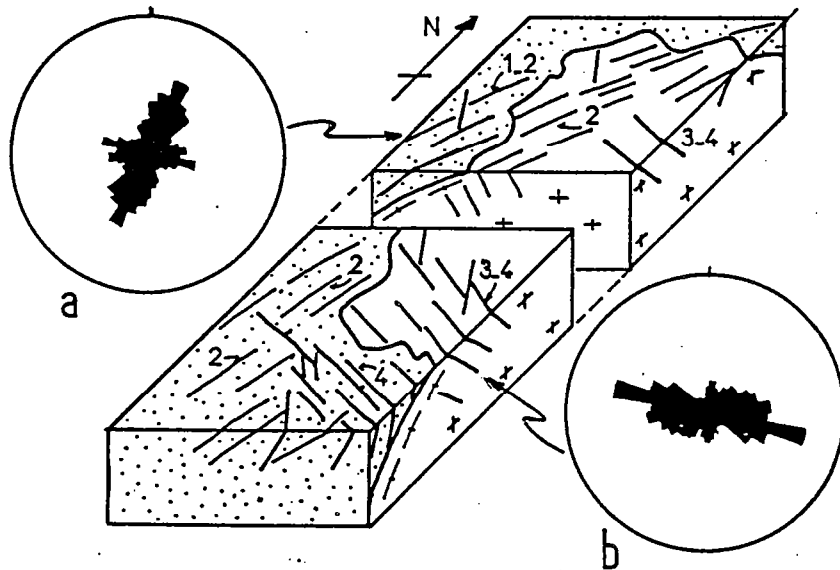


Fig. 9.16 : Géométrie de la fracturation du pluton d'Oulmes. a) orientation des fractures dans l'encaissant, b) orientation des fractures dans le pluton (d'après AIT OMAR, 1986). 1-2, fractures pré à syn schisteuses ; 3-4, fractures syn à post schisteuses.

(1) des fractures de direction NE-SW formant un important réseau sur la bordure Ouest et dans une moindre mesure sur la bordure Est du pluton (1, 2 Fig. 9.16). Ces fractures montrent un remplissage filonien de quartz d'origine pneumatolytique. Elles traversent l'extrémité NW du pluton (zone d'Assoual) et ont alors un fort pendage Est.

(2) des fractures de direction ESE, dominantes au Sud du pluton (3-4 Fig. 9.16). Le remplissage se fait également par du quartz filonien d'origine pneumatolytique mais aussi hydrothermale (plateau de Zguit). Le pendage des fractures varie suivant la nature du matériel. Dans le pluton leur pendage est fort et vers le Nord. Dans l'encaissant les fractures ENE ont un faible pendage Sud mais paraissent plus tardives.

(3) des fractures de direction NE-SW à ENE-WSW qui affectent le pluton et sa proche périphérie. A l'intérieur du pluton ces fractures forment deux familles étroitement liées, l'une subverticale, l'autre subhorizontale. Dans l'encaissant au toit du granite ces fractures montrent une obliquité cartographique systématique sur l'interface du pluton (Fig.9.5 et Fig. 9.7). Elles sont injectées de matériaux granitiques formant la ceinture de filons couches reliés à la masse granitique principale.

9.5) LE CHAMP DE DEFORMATION FINIE :

9.5.1) GRADIENTS D'INTENSITE DE DEFORMATION :

Des gradients d'intensité de déformation en direction du pluton peuvent être mis en évidence par l'étude de l'évolution typologique de la schistosité et du plissement associé.

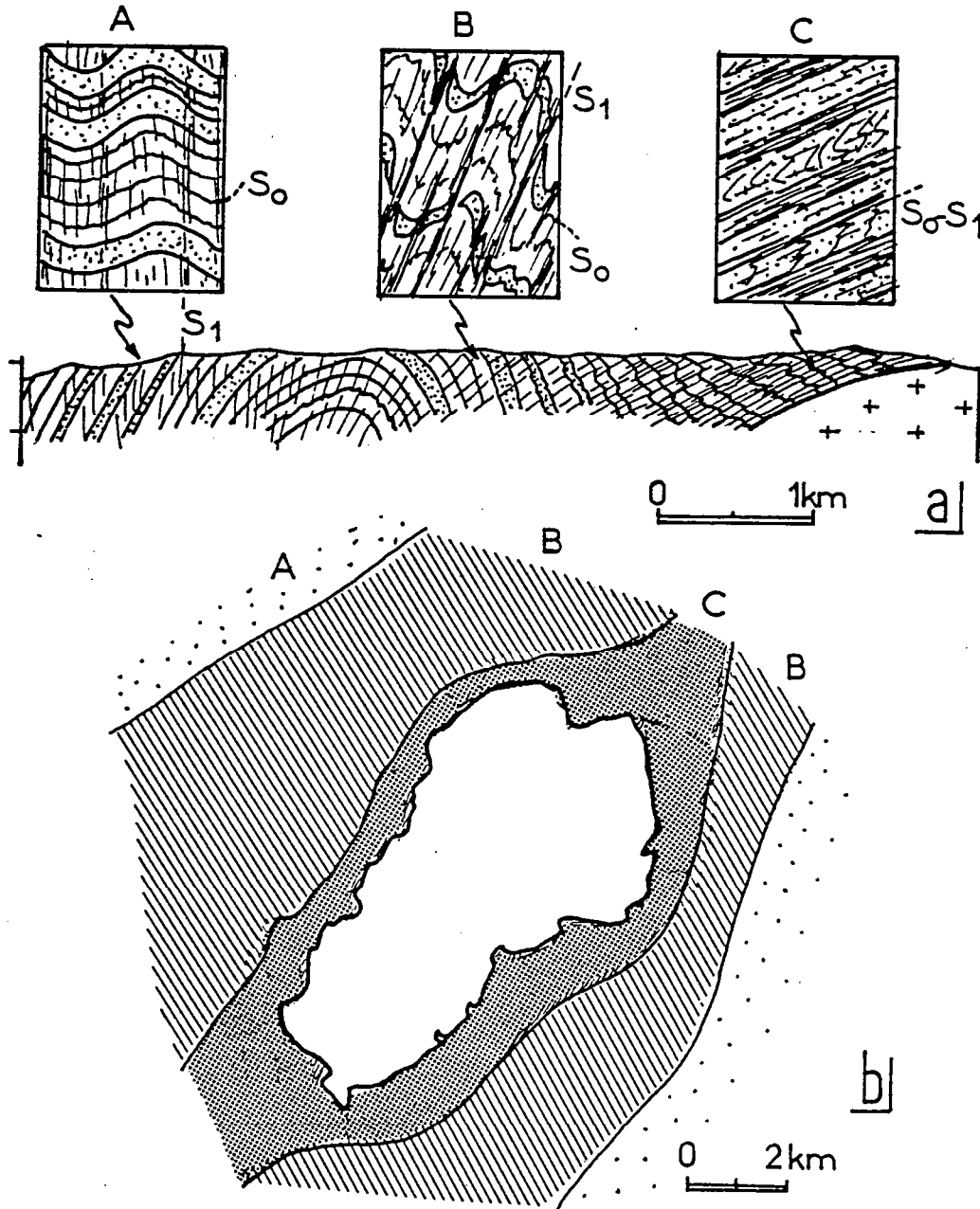


Fig. 9.17 : Les gradients d'intensité de déformation à l'approche du pluton. Evolution typologique de la schistosité, a) suivant une coupe NW-SE au NW du pluton, b) en carte (d'après AIT OMAR, 1985). Stades A, B, C voir texte.

9.5.1.1) EVOLUTION TYPOLOGIQUE DE LA SCHISTOSITE :

Le front de schistosité se situe à une dizaine de kilomètres de part et d'autre du pluton. En se dirigeant vers le pluton, une fois franchi ce front, la schistosité s'intensifie et montre une évolution typologique permettant de distinguer trois domaines (Fig. 9.17) :

(1) Le premier domaine (domaine A) est caractérisé par une schistosité de crénulation peu évoluée avec microplissement de la stratification dans les niveaux micacés et découpage grossier des niveaux gréseux .

(2) Dans le deuxième domaine (domaine B) la fabrique sédimentaire S_0 est progressivement détruite et transposée dans S_1 . Le microflambage s'accroît. La dissolution et les rotations de micas, accompagnées de recristallisation aboutissent à une différenciation minéralogique avec séparation de lits riches en quartz et de lits riches en phyllites. C'est le stade schistosité de crénulation différenciée (WILLIAMS, 1972).

(3) Dans le troisième domaine (domaine C) la schistosité S_1 , soulignée par une alternance de lits quartzeux et phylliteux, est la seule anisotropie. Tous les minéraux recristallisent et on peut observer des quartz polygonaux et des micas en petites lamelles aplaties dans S_1 . C'est le stade schistosité de flux. Le stade ultime d'évolution de la schistosité dans ce domaine se produit lors de la cristallisation des porphyroblastes définissant une foliation. Cartographiquement ces différents domaines montrent une répartition symétrique de part et d'autre du pluton (Fig. 9.17 b).

Par ailleurs, aux extrémités NE et SW du granite, la foliation peu pentée et de direction N130 est affectée par un microplissement avec apparition localisée d'une schistosité de crénulation S_2 (Fig. 9.18).

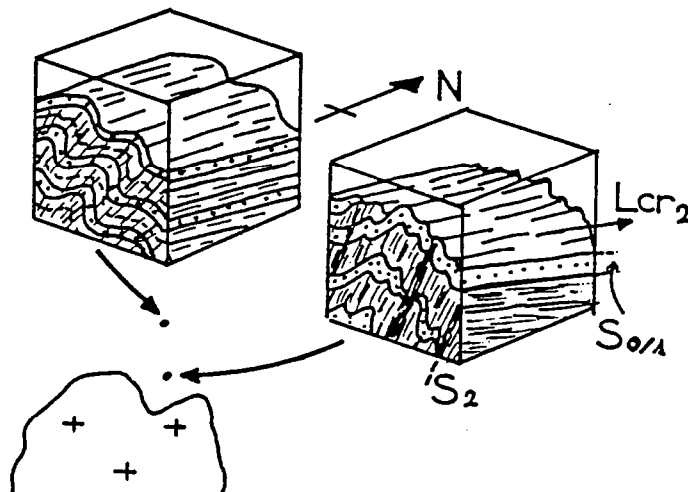


Fig. 9.18 : La schistosité de crénulation S_2 au Nord du pluton (d'après AIT OMAR, 1986).

11.5.1.2) EVOLUTION DU PLISSEMENT SYNCHISTEUX :

Le plissement synschisteux montre l'évolution suivante (Fig. 9.19) :

(1) A une dizaine de kilomètres du pluton la stratification est affectée par de grandes ondulations métriques à plan axial subvertical et de type 1B (RAMSAY, 1967).

(2) A quatre kilomètres du pluton environs, l'angle d'ouverture des plis a fortement diminué. On a alors affaire à des plis déversés en direction du pluton évoluant entre les types 1C et 2.

(3) A environs deux kilomètres du pluton apparaissent des charnières de plis semblables avec transposition de S_0 dans S_1 au niveau des flancs de plis (2)

(4) Au contact du granite on observe des plis isoclinaux à plan axial parallèle à l'interface du pluton et dilacérés parallèlement à S_1 .

(5) A l'Est et au SE du pluton le plissement synschisteux est à nouveau bien marqué au niveau d'un couloir ENE situé à la limite du flysch Viséo-Namurien.

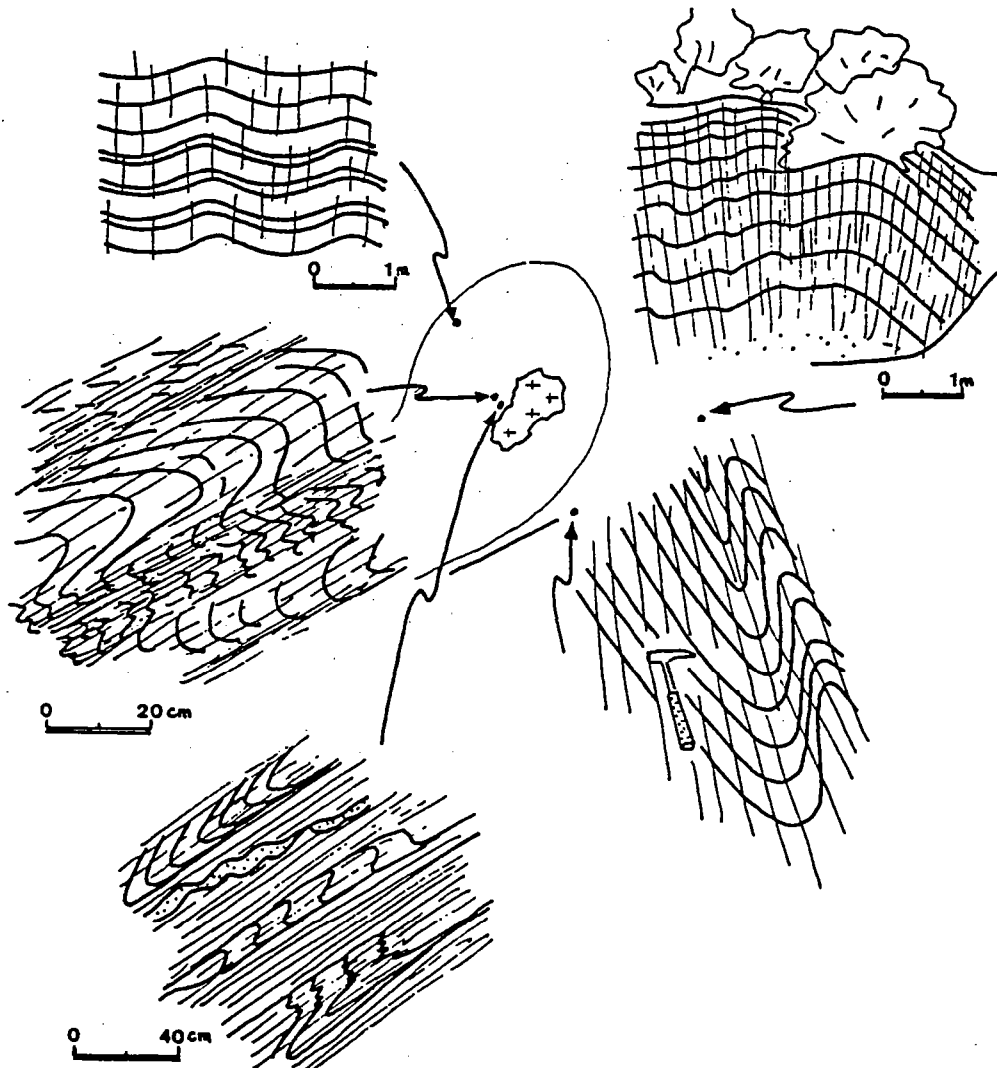


Fig.9.19 : Les gradients d'intensité de déformation, Evolution du plissement synschisteux à l'approche du pluton granitique d'Oulmes,

9.5.2) TRAJECTOIRES PRINCIPALES DE DEFORMATION :

9.5.2.1) PLAN DE STRATIFICATION S_0 :

- 1) Le plan de stratification S_0 est caractérisé par une direction régionale NE-SW avec à l'Est du pluton des pendages SE et à l'Ouest des pendages variables, en raison du plissement régional, mais à dominante NW (Fig. 9.20).
- 2) Des perturbations de la stratification sont observables au NW et, dans une moindre mesure au SW du pluton. Ces perturbations paraissent liées à l'adaptation à la forme du corps intrusif d'une stratification initialement fortement oblique sur l'interface du pluton.
- 3) A l'ouest du pluton la stratification est affectée par des ondulations kilométriques correspondant aux structures plissées de l'anticlinorium de Kourribga-Oulmés. Les axes de ces plis cartographiques plongent de 5° et 35° vers le NE (Fig. 9.20).

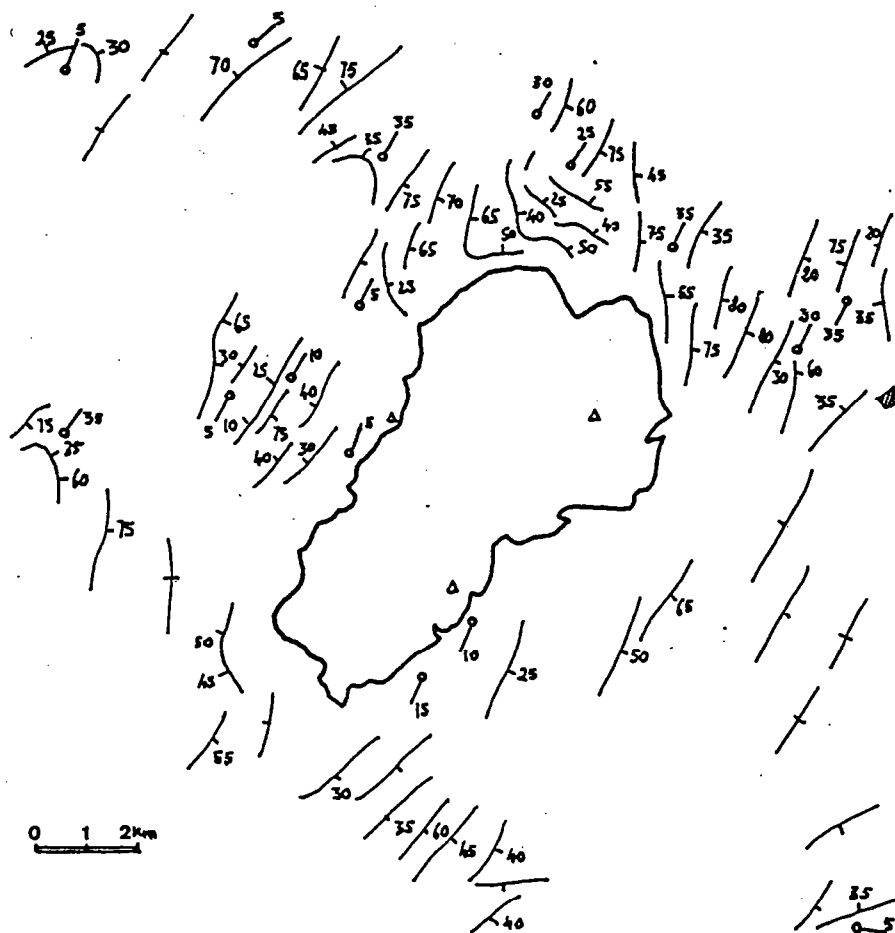
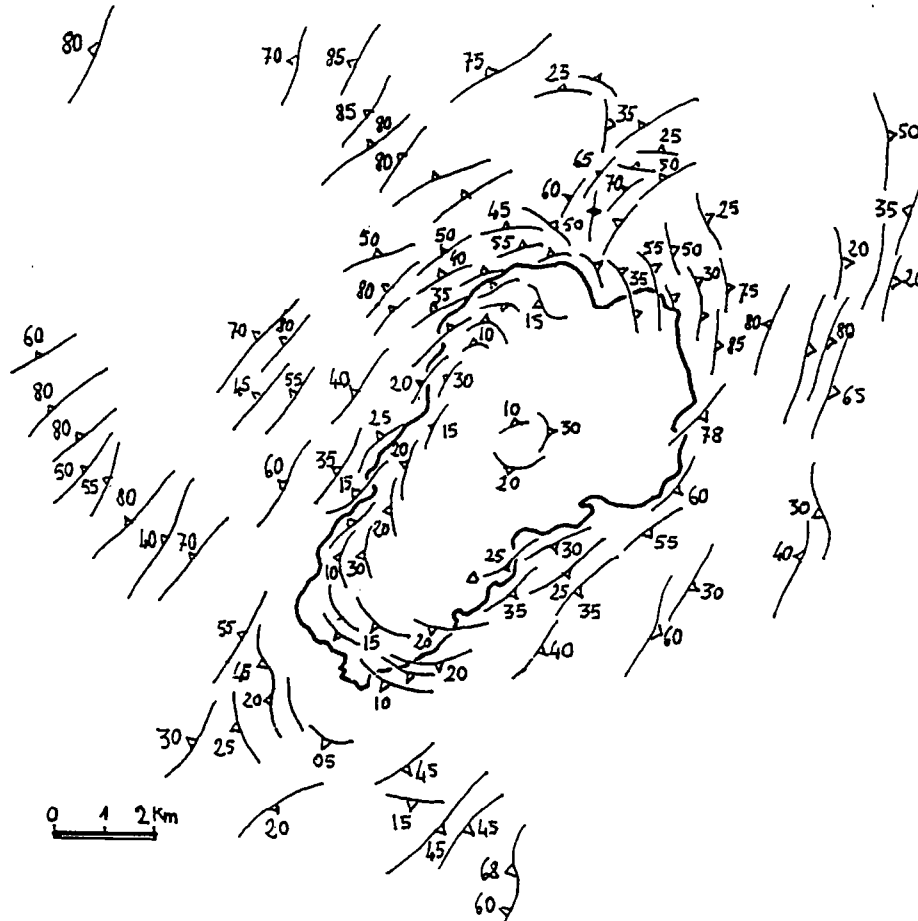


Fig. 9.20 ; Traces cartographiques du plan de stratification S_0 faisant apparaitre une direction régionale NE-SW , des charnières de plis cartographiques (ouest du pluton) et des perturbations de la stratification le long de l'interface NW du pluton .

9.5.2.2) TRAJECTOIRES DU PLAN DE SCHISTOSITE :

Fig. 9.21 : Trajectoires cartographiques du plan de schistosité S_1

Les trajectoires du plan de schistosité, sont caractérisées par (Fig 9.21) :

- (1) Une direction régionale NE-SW.
- (2) Des perturbations directionnelles aux extrémités NE et SW du pluton, au niveau de zones triangulaires où coexistent trois directions de schistosité, ici N 20, N50 et N130. Dans ces zones, assimilables à des points triples de schistosité (PTS), (BRUN, 1981 et 1983), les directions N 20 et N50 sont attribuables à la déflexion de la schistosité régionale lorsqu'elle moule le pluton alors que la direction N 130, subparallèle à la direction locale de l'interface du pluton, est attribuable au gonflement du pluton suivant son grand axe.

Ces zones sont également caractérisées par l'apparition d'une schistosité de crénulation de direction NE-SW (Fig. 9.18)

(3) Une obliquité systématique de la schistosité par rapport à l'interface du pluton.

(4) Un passage en continuité entre la schistosité de l'encaissant et la schistosité du pluton ce qui atteste du synchronisme de la schistogénèse dans le bâti pluton-encaissant.

(5) Des trajectoires de schistosité hélicitiques à l'intérieur du pluton.

(6) Un pendage de la schistosité variable:

- dans l'encaissant les pendages les plus forts (80°) sont près du front de schistosité et les pendages les plus faibles (<35°) sont sur la proche périphérie Sud, Est et Ouest du pluton.

- dans le granite, les pendages sont faibles, généralement inférieurs à 35°, ce qui confirme que les zones actuellement à l'affleurement sont proches du toit du pluton.

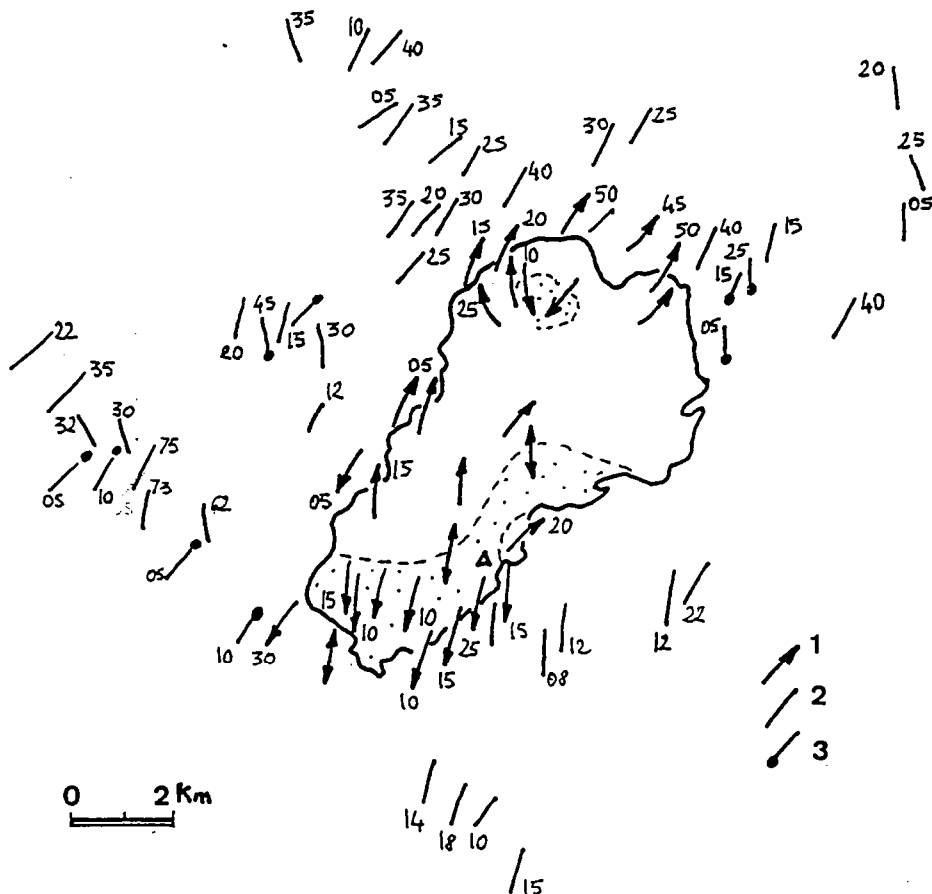


Fig. 9.22 ; Trajectoires cartographiques des structures linéaires, 1, linéation d'étirement ; 2, linéations d'intersection ; 3, axes des plis P₁. En pointillés les zones dans lesquelles la linéation d'étirement plonge vers le Sud.

9.5.2.3) TRAJECTOIRES DE LA DIRECTION D'ETIREMENT :

La direction d'étirement présente des trajectoires relativement simples dans l'encaissant mais beaucoup plus complexes dans le pluton (Fig. 9.22).

- Dans l'encaissant l'étirement est caractérisé par :

(1) Une direction NNE, subparallèle à légèrement oblique sur la direction cartographique NE-SW du grand axe du pluton.

(2) Un plongement vers le Nord ou vers le Sud suivant la position par rapport au centre du dôme. Ce plongement est le plus souvent inférieur à 20° sauf à l'extrémité NE du pluton où l'on note des valeurs de l'ordre de 50°.

- Dans le pluton a été cartographiée la direction d'étirement observable macroscopiquement ou microscopiquement. L'existence de zones très peu déformées, sans étirement macro ou microscopique notable, explique la faible densité de mesures, notamment au centre et à l'Est du pluton.

Trois zones doivent cependant être distinguées :

- La zone Sud et Sud Ouest dans laquelle l'étirement de direction N-S à NNE-SSW, est clairement oblique sur la direction du grand axe du pluton (NE-SW).

- La zone Nord et NE dans laquelle l'étirement, de direction NE-SW est subparallèle au grand axe du pluton.

- La zone NW dans laquelle l'étirement, de direction NW-SE, est fortement oblique à subperpendiculaire sur la direction du grand axe du pluton.

Concernant le plongement de la direction d'étirement, deux remarques :

(1) Le plongement est toujours faible et inférieur à 30°.

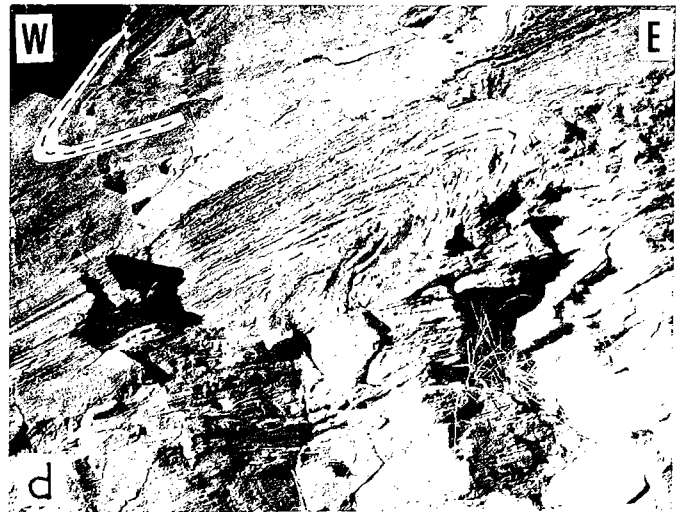
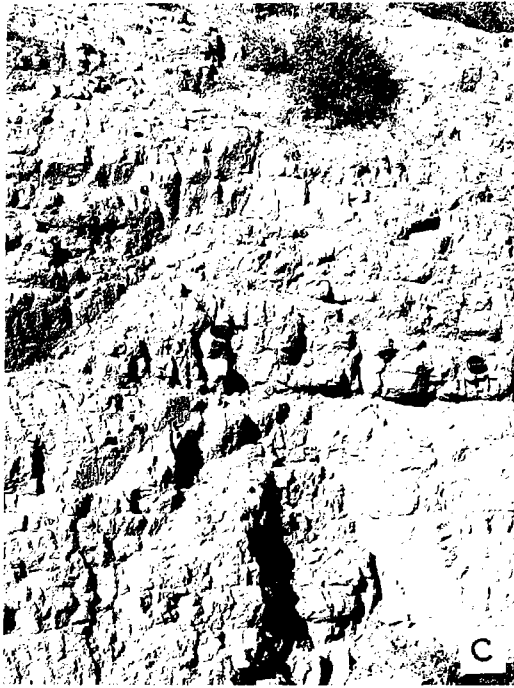
(2) La disposition cartographique des zones à plongement Nord et Sud est fortement dissymétrique : la zone dans laquelle l'étirement plonge au Nord descend très au Sud, le long de la bordure Ouest, alors que la zone dans laquelle l'étirement plonge du Sud, remonte vers le Nord le long de la bordure Est.

CONCLUSION :

Le granite d'Oulmés est le seul pluton leucogranitique de la méseta marocaine qui soit isolé et non associé, à l'affleurement, à des magmas granodioritiques. Sa position au centre d'un dôme thermique syntectonique, l'intensification de la déformation vers le centre de ce dôme et l'existence d'une déformation interne avaient déjà permis de conclure à une mise en place syntectonique (TERMIER & al. 1950 ; PIQUE, 1976).

L'étude du champ de déformation finie, présentée ici, confirme ces résultats. L'analyse de ce champ de déformation et de ses perturbations nous permettra par ailleurs d'interpréter la cinématique de mise en place du pluton.

Fig. 11,23 ; a) Vue panoramique du granite d'Oulmés (partie Sud), b) Orthogneissification périphérique du granite, c) Schistosité subverticale peu évoluée affectant les grés lités ordoviciens en bordure du dôme thermique, (secteur d'El Harcha, NW du pluton), d) Schistosité de flux peu pentée et plis synschisteux près du toit du pluton. Le déversement des plis se fait vers le pluton, (secteur d'El Karit), e) Schistosité subhorizontale associée à des plis couchés cylindriques, au SE du pluton (bordure de l'oued Bou Regreg), f) Vue de détail des charnières de plis de la photo "e".



10. LES GRANITES DU MASSIF DES REHAMNA

Dans la meseta marocaine, le massif des Rehamna est atypique pour au moins quatre raisons :

- 1) la déformation synschisteuse présente une composante tangentielle d'importance régionale (LAGARDE & MICHARD, 1986) (cf. chap. 5).
- 2) le métamorphisme hercynien post viséen atteint des conditions mésozonales (HOEPFFNER & al., 1982).
- 3) le métamorphisme de contact lié aux intrusions granitiques est postérieur et surimposé au métamorphisme mesozonal de moyenne pression (MICHARD & al., 1982).
- 4) les granites les plus largement représentés sont des granites d'affinité alcaline sensiblement différents des plutons orogéniques de la meseta, qu'ils soient calcoalcalins ou anatectiques crustaux.

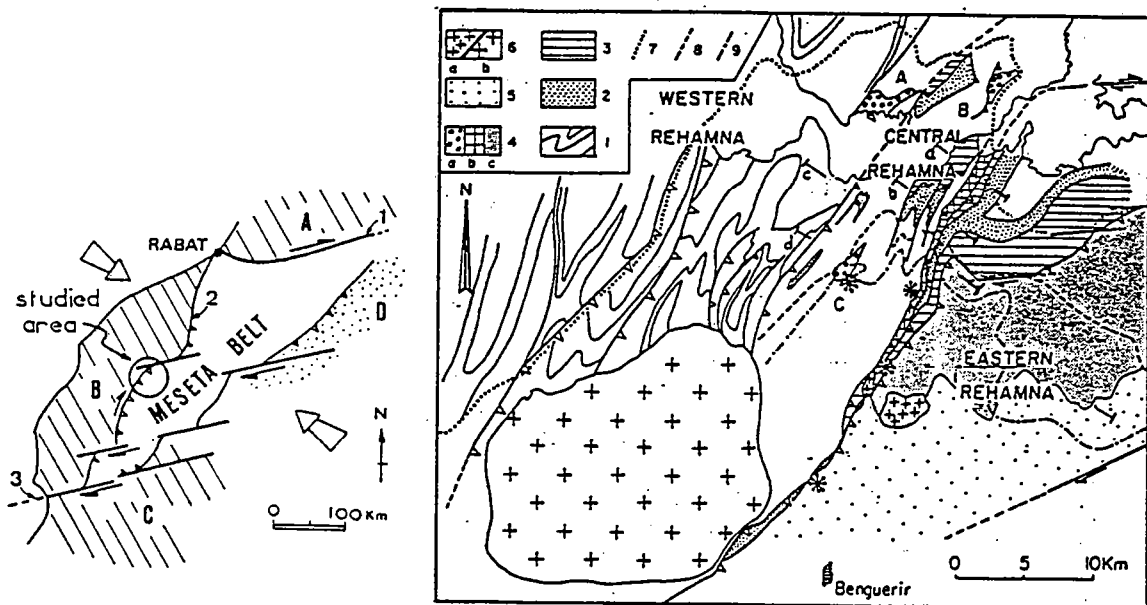


Fig. 10.1 : a, Localisation du massif des Rehamna, b, carte géologique (d'après MICHARD, 1976 simplifié), 1, Cambrien, 2, ordovicien inf, 3, ordovicien sup, 4, dévonien, 5, Viséen. 6a, leucogranites, 6b, granites alcalins.

10.1) PRINCIPALES CARACTERISTIQUES :

Deux ensembles granitiques doivent être distingués dans le massif des Rehamna (Fig. 10.1).

Le premier ensemble, et probablement le plus ancien, correspond à de petits corps leucogranitiques qui affleurent le long de la faille majeure des Ouled Zednes (6a Fig. 10.1)

Le deuxième ensemble, le plus important, est constitué de deux gros batholites : le granite de Sebt des Brikiine (6b Fig. 10.1) qui intrude le Cambrien des Rehamna centraux et le granite de Moulay kerkour dont seul affleure un petit pointement au Sud de Benguerir mais dont le prolongement sous la plaine de la Bahira est clairement observable sur les cartes gravimétriques (Fig. 10.2).

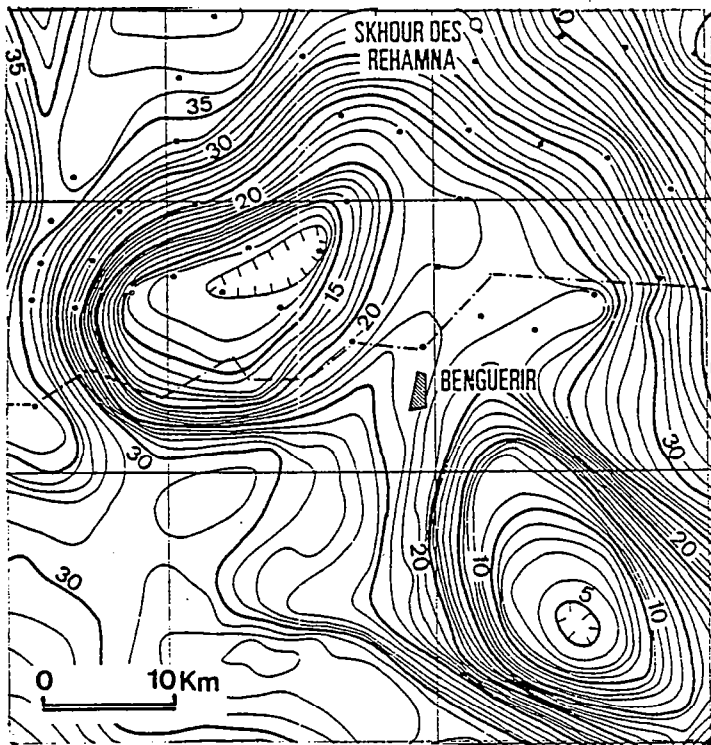


Fig. 10.2 : Carte gravimétrique montrant les anomalies négatives liées aux granites de Sebt des Brikiine (NW) et de Moulay Kerkour (SE), (d'après VAN DEN BOSCH, 1971).

Dans les deux ensembles, les isogrades de métamorphisme de contact recoupent les isogrades du métamorphisme mésozoal ce qui traduit le caractère relativement tardif de la mise en place de ces granites. Par ailleurs les granites d'affinité alcaline recoupent les structures synschisteuses (chevauchements, plis, schistosité) (Fig. 10.3) ce qui a permis de les classer parmi les granites circonscrits infra crustaux (MICHARD, 1976).

10.1.1) PRINCIPALES CARACTERISTIQUES PETROGRAPHIQUES :

1) LES LEUCOGRANITES :

Les leucogranites forment trois petits affleurements (Ras el Abiod, Sidi Bahilil et Koudiat er Rmel) dont le plus important a une superficie d'environ six km² (Ras el Abiod).

Ce sont des granites à biotite et muscovite primaire pouvant contenir des enclaves d'encaissant (Sidi Bahilil). Ils sont souvent affectés par les altérations deutériques avec muscovitisation et apparition de tourmaline (Sud Ras el Abiod). Des faciés leucocrates saccharoïdes sont localement observables (Sidi Bahilil). Le pointement de la Koudiat er Rmel est fortement greisenifié.

2) LES GRANITES ALCALINS :

Le granite de Sebt de Brikiine est décrit comme un batholite calco-alcalin à tendance alcaline avec un enrichissement en biotite et plagioclases calciques vers l'Est (GIGOUT, 1951 ; HOEPFFNER, 1982).

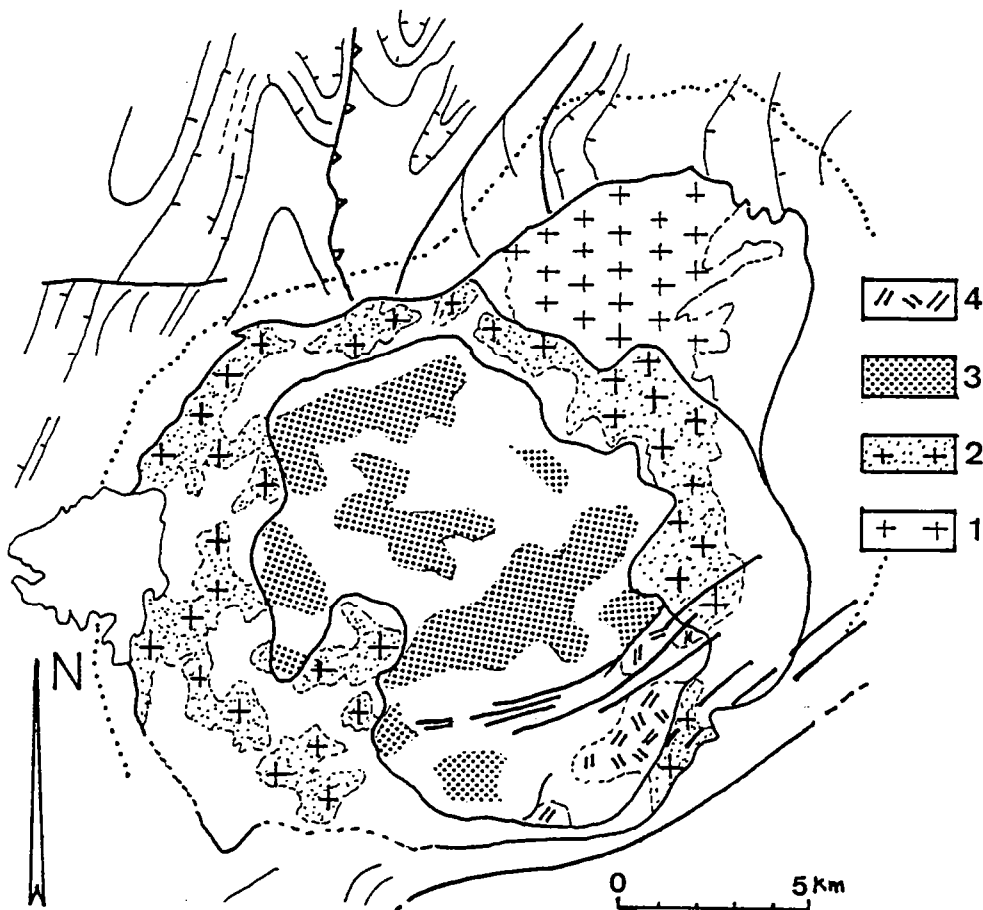


Fig. 10.3 : Carte géologique du granite de Sebt des Brikiine (d'après GIGOUT, 1951 ; MICHARD, 1982 et SIRNA, 1986).

Trois faciés pétrographiques y ont été reconnus (SIRNA, 1986) :

(1) des faciés grenus à grain moyen et à texture équante (1 et 2 Fig. 10.3) composés de gros quartz, de feldspaths potassiques (microcline) parfois perthitiques, de plagioclases An_{10-20} subautomorphes localement zonés et accolés en syneusis et de grosses biotites tardives peu nombreuses (<4%) parfois riches en inclusions (apatites, zircons).

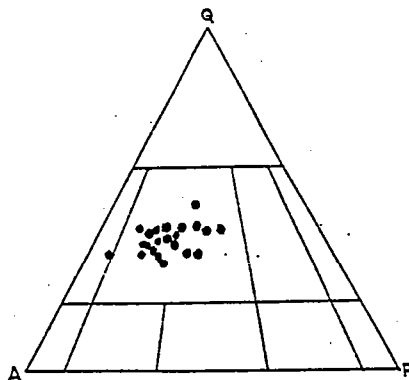
(2) Un faciés grenu à grain fin et à texture équi-granulaire équante (3 Fig. 10.3) dont la minéralogie à quartz subautomorphe, feldspath potassique, albite et rares biotites est semblable à celle des faciés à grain moyen.

Ces deux faciés principaux (Fig. 10.5 a) sont reconnaissables, en plus, grâce à leur couleur rose, à l'absence de muscovites et à la présence de nombreuses poches pegmatitiques témoignant d'une phase fluide à saturation dans le liquide magmatique (Fig. 10.5 b).

(3) Un troisième faciés, apparemment enclavé dans les précédents est observable au SE de l'intrusion (4 Fig. 10.3). Il s'agit d'un faciés gris blanc à texture grenue orientée et beaucoup plus riche en biotites (Fig. 10.5c). Ce faciés pourrait correspondre à un magma de type calco-alcalin potassique (BONIN, com. pers.).

Les analyses modales montrent que les différents faciés se situent dans le champ des monzogranites et des granites (SIRNA, 1986) (Fig. 10.4).

Fig. 10.4 : analyses modales des différents faciés du granite de Sebti des Brikiine (d'après SIRNA, 1986).



10.1.2) GEOCHIMIE ET DONNEES GEOCHRONOLOGIQUES :

Les rapports isotopiques initiaux du strontium sont de 0,70661 et 0,71160 pour les leucogranites et de 0,70555 +/- 0,00117 pour les granites d'affinité alcaline (MRINI, 1985). Cette différence montre qu'il n'existe pas de liaison génétique direct entre ces deux types de granites.

Les leucogranites ont des rapports isotopiques initiaux qui traduisent une origine crustale assez marquée alors que le rapport initial des granites alcalins est plutôt compatible avec une origine mixte mantellique et crustale (MRINI, 1985).

Un âge Rb/Sr de 268 MA +/- 6 a été obtenu sur les granites alcalins par contre la grande dispersion des points ne permet d'obtenir d'âge fiable pour les leucogranites. Un âge sur muscovite de 275 MA +/- 7 a été obtenu par TISSERANI (1977) pour les leucogranites. Toutefois les données de terrain tendent à montrer que les leucogranites, partiellement déformés et orthogneissifiés, sont antérieurs aux granites alcalins. De ce fait l'âge de 275 MA peut traduire un événement thermique postérieur, la mise en place des magmas alcalins par exemple.

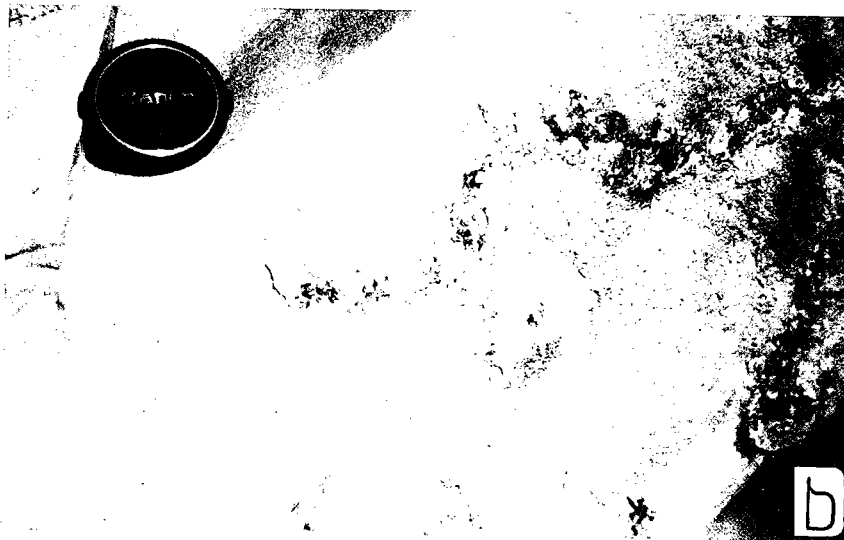
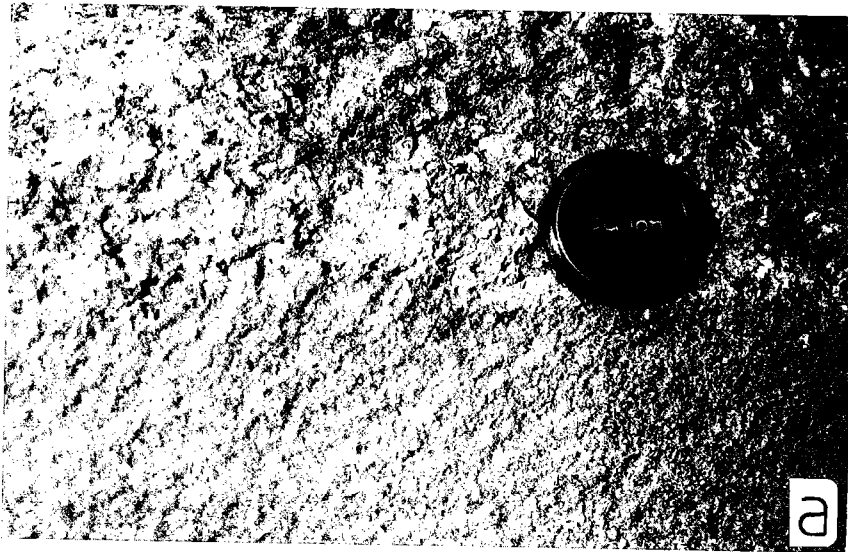


Fig. 10.5 : Les différents faciés granitiques, a, Faciés grenu à grain moyen (2 Fig. 10.3) surmontant le faciés à grain fin (2 Fig. 10.3), b, poches pegmatitiques au sommet du faciés à grain fin témoignant d'une phase fluide à saturation dans le liquide magmatique, c, faciés à texture grenue orientée enrichi en biotite (4 Fig. 10.3).

10.2) STRUCTURE D'ENSEMBLE :

10.2.1) STRUCTURES CARTOGRAPHIQUES DANS L'ENCAISSANT :

Les structures cartographiques dans l'encaissant ont été détaillées au chapitre 5 . On rappellera simplement les faits suivants :

(1) le massif des Rehamna est situé sur la bordure Ouest du bassin mesetien à la limite entre le domaine orogénique (Rehamna orientaux et centraux) et le bloc Ouest (Rehamna occidentaux) (Fig. 10.1 a).

(2) le massif est coupé en deux par une grande faille lithosphérique NE-SW qui limite les deux domaines, orogénique et épicrotonique, précédemment cités.

(3) sur cette importante faille crustale vient se pincer l'anticlinorium de Kourribga-Oulmés dont les structures plissées cambro-ordoviciennes, observables au NE du massif, seraient le prolongement (Fig. 10.1 b).

(4) la déformation montre une forte composante de chevauchement vers l'Ouest (Fig. 10.6 a) avec, au front du chevauchement, rotation de la direction de cisaillement et apparition de mouvements décrochevauchants (Fig. 10.6 b) (LAGARDE & MICHARD, 1986).

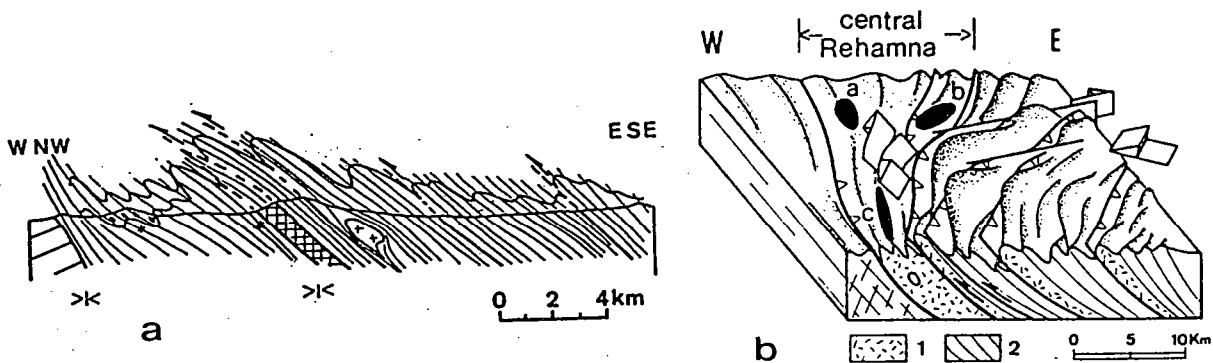


Fig. 10.6 : Les structures cartographiques dans l'encaissant, a, composante de chevauchement Ouest, b, rotation de la direction de cisaillement au front du chevauchement, en bordure du bloc épicrotonique Ouest, (d'après LAGARDE & MICHARD, 1986).

10.2.2) GEOMETRIE DES PLUTONS :

1) LES LEUCOGRANITES :

Le leucogranite de Ras el Abiod correspond à un toit de coupole granitique comme en témoigne le faible pendage des structures planaires qui varie entre 0 et 30° (Fig. 10.7).

Les pointements leucogranitiques de Sidi Bahilil et de la Koudiat Er Rmel présentent quant à eux des affleurements trop limités pour que l'on puisse préjuger de leur géométrie d'ensemble.

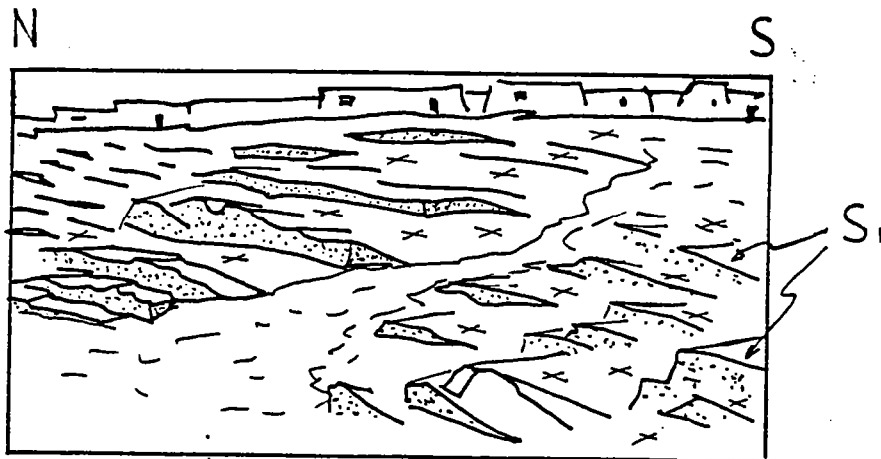


Fig. 10,7 : Fabrique planaire faiblement pentée sur la bordure Sud du leucogranite de Ras el Abiod.

2) LES GRANITES ALCALINS :

Le granite de Sebt de Brikiime est intrusif dans la série cambrienne des Rehamna essentiellement composée de calcaires cambrien inférieur, de schistes et de quartzites cambrien moyen. Au SE du massif affleurent des micaschistes à amphibolites rattachés au viséen supérieur et en contact chevauchant avec le cambrien (MICHARD, 1982).

Le granite recoupe les structures synschisteuses et les plis cartographiques. Il est limité sur sa bordure Est par les barres quartzitiques ordoviciennes. Ces barres sont les restes dilacérés des plis cambro-ordoviciens, observables plus au Nord.

Les principaux faciès pétrographique reconnus dans ce granite (SIRNA, 1986) sont organisés de manière globalement concentriques et forment une structure annulaire (Fig. 10.8).

- La périphérie de cette structure est composée de granite grenu à grain moyen (unité 2, Fig. 10.8). Vers le haut de ce faciès on note une diminution locale de la taille du grain. Les quartz et les feldspaths baignent alors dans un fond microgrenu. Ce type de faciès, assimilable à une bordure figée témoignerait de la proximité du toit de l'intrusion.

- Le coeur de la structure est occupé par le faciès grenu à grain fin (unité 3, Fig. 10.8).

- Dans la partie SE, une méga enclave de granite enrichi en biotite (unité 4 Fig. 10.8) semble intercalée entre les granites à grain fin et les granites à grain moyen.

- Au NE, la structure annulaire recoupe un apex de granite à grain moyen (unité 1, Fig. 10.8).

Au total quatre unités distinctes.

L'étude des contacts permet de préciser les relations chronologiques et structurales entre les différentes unités :

- l'unité périphérique (unité 2) paraît postérieure à l'apex NE (unité 1) qu'elle recoupe. Le contact entre les deux unités est tranché.

- l'unité centrale (unité 3) est clairement postérieure à l'unité périphérique. L'accumulation de poches pegmatitiques au sommet de l'unité centrale et l'injection de filons aplitiques depuis cette unité à grain fin vers le faciès à grain moyen susjacent en témoignent.

La chronologie relative de mise en place s'établit alors comme suit :

(1) mise en place du granite à grain moyen de l'apex NE.

(2) mise en place de l'unité périphérique à grain moyen à la base, à grain localement plus fin vers le sommet. Cette unité périphérique a une géométrie semblable à celle des filons annulaires des complexes anorogéniques alcalins (BONIN, 1980) (Fig. 10.8). (3) mise en place de l'unité centrale, sous l'unité périphérique. La base de cette unité n'étant pas visible il n'est pas possible de trancher quant à sa géométrie exacte. Compte tenu de la taille du grain de la roche (Fig. 10.5 a) et de l'accumulation d'une phase fluide, on peut simplement dire qu'il s'agit de la partie sommitale d'une intrusion pouvant passer en profondeur à un granite à grain moyen du type apex NE ou unité périphérique.

Dans ce schéma la position de l'unité 4 est hypothétique. Il peut s'agir d'une intrusion distincte ou des restes d'un granite préexistant dont l'effondrement aurait permis la mise en place du filon annulaire périphérique.

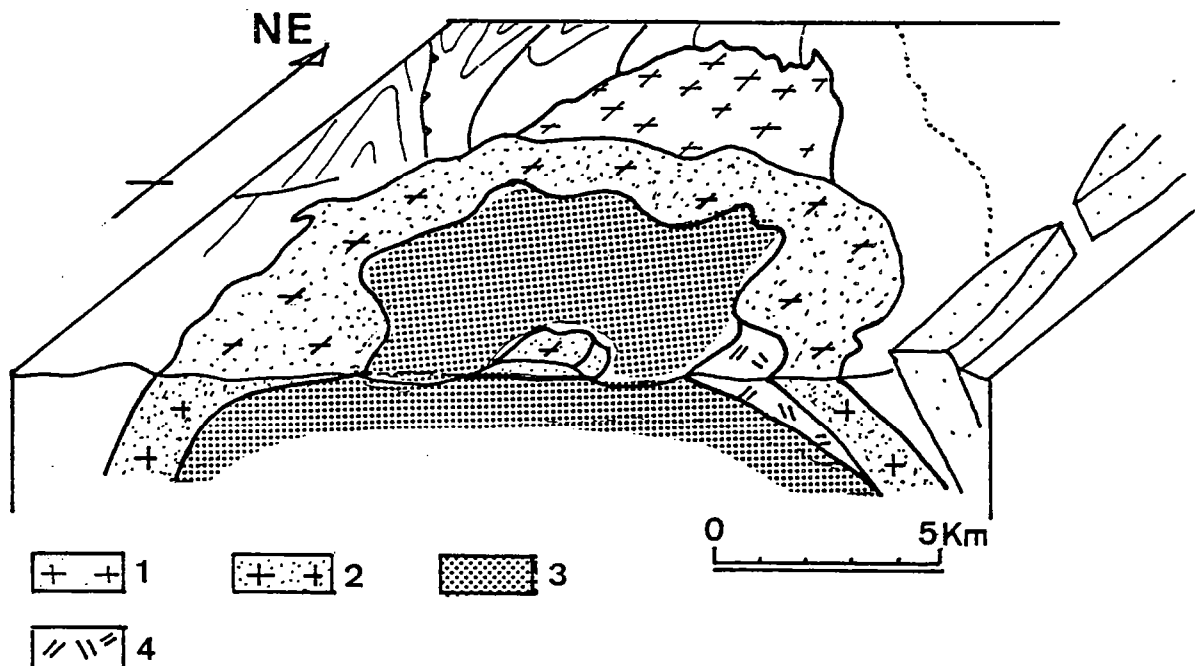


Fig. 10.8 ; Agencement des différents faciès dans le granite alcalin de Sebti des Brikiine. Un apex Nord de granite à grain moyen (1) est recoupé par un filon annulaire périphérique à grain moyen également (2), surmontant un granite à grain fin (3). Un faciès leucocrate micacé (4) apparaît localement entre le faciès à grain moyen périphérique et le faciès à grain fin central.

10.3) GRADIENTS THERMIQUES ET CONDITIONS PHYSIQUES DE LA DEFORMATION :

A l'échelle du massif, un gradient thermique syntectonique a pu être mis en évidence d'Ouest en Est (PIQUE, 1979) avec passage progressif de la zone de la diagénèse, à l'anchizone puis à l'épizone et à la mésozone (Fig. 10.9).

Ce flux thermique syntectonique est contemporain du métamorphisme mésozonal, à staurotide, grenat, disthène (HOEPFFNER, 1982).

A ce gradient thermique "régional", se superposent des gradients thermiques HT-BP centrés sur les plutons granitiques (Fig. 10.10)

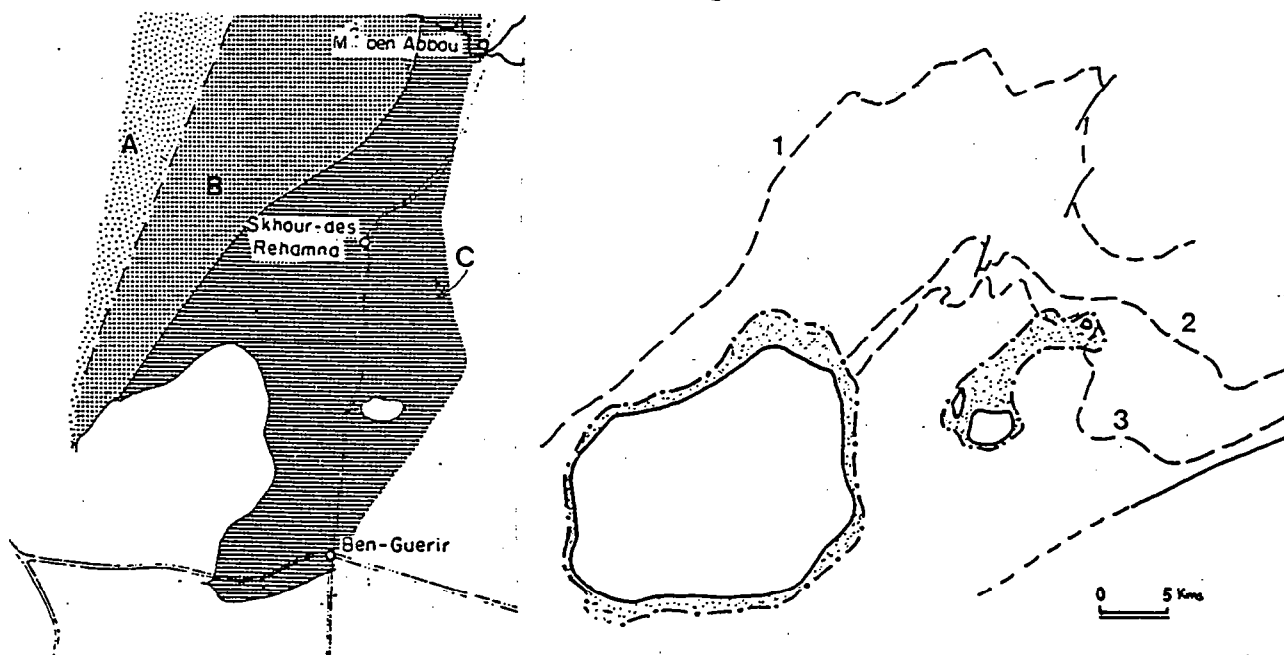


Fig. 10.9 : Le gradient thermique régional, A, diagénèse, b, anchizone c, épizone. (d'après PIQUE, 1979).

Fig. 10.10 : Gradients thermiques HT-BP (pointillés) superposés au gradient thermique régional, Isogrades muscovite (1), biotite (2), grenat (3).

1) GRADIENTS THERMIQUES AUTOUR DES LEUCOGRANITES :

Autour des leucogranites le métamorphisme de contact HT-BP, s'accompagne d'une destabilisation des minéraux de métamorphisme préexistants. De l'andalousite et de la biotite se forment au dépends du staurotide et du grenat et des paragénèses à quartz-muscovite-biotite-andalousite +/- tourmaline ont été notées (HOEPFFNER et al., 1982).

2) GRADIENTS THERMIQUES AUTOUR DES GRANITES ALCALINS :

Le métamorphisme de contact associé à la mise en place des granites alcalins est observable dans deux zones concentriques (Fig. 10.11):

- Une zone interne de cornéennes alumineuses à andalousite poeciloblastiques entourées d'une matrice à biotite, quartz, muscovite. Les andalousites sont aplaties dans la schistosité.

- Une zone externe à schistes tachetés montrent des taches de métamorphisme (cordiérites retromorphosées), très déformées (Fig. 10.12 c et d).

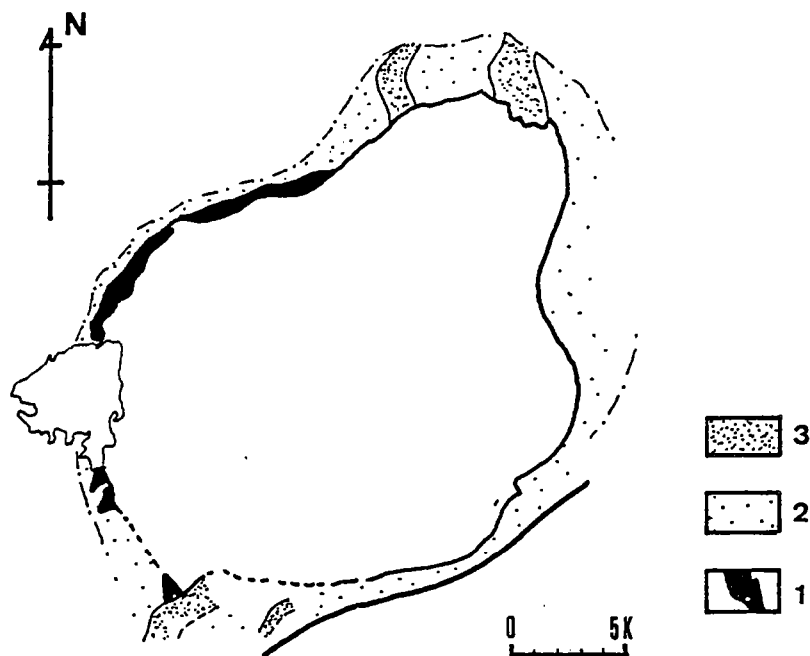


Fig. 10.11 ; Zonéographie du métamorphisme de contact autour du granite de Sebt des Brikiine, 1, cornéennes, 2, schistes tachetés, 3, Tactites rubanées, (d'après SIRNA, 1986).

On note en plus la présence de tactites rubanées, au niveau des calcaires cambriens, avec des paragenèses variant suivant la lithologie (grenat, épidote, diopside, hédénbergite ou idocrase, tremolite, scapolite, calcite, épidote, tourmaline), (HOEPPFNER et al., 1982).

De telles paragenèses indiquent une température d'environ 550° sous 2,5 kb de pression .

10.4) DEFORMATION INTERNE DES PLUTONS :

10.4.1) DEFORMATION CONTINUE :

1) LES LEUCOGRANITES :

Les leucogranites de Sidi Bahilil et Ras El Abiod sont en partie déformés et orthogneissifiés. Cette orthogneissification est plus marquée au contact de l'encaissant qu'au coeur des intrusions.

Pour le granite de Sidi Bahilil l'orthogneissification, bien visible sur la bordure Est, est associée à des mouvements transcurrents N170 senestres.

Dans le cas du granite de Ras El Abiod, l'orthogneissification la plus marquée est observable sur la bordure Sud et SE (Fig. 10.7). Elle s'accompagne de la formation de structures S/C (BERTHE et al., 1979) qui traduisent un jeu normal de direction subméridienne (Fig. 10.12 a).

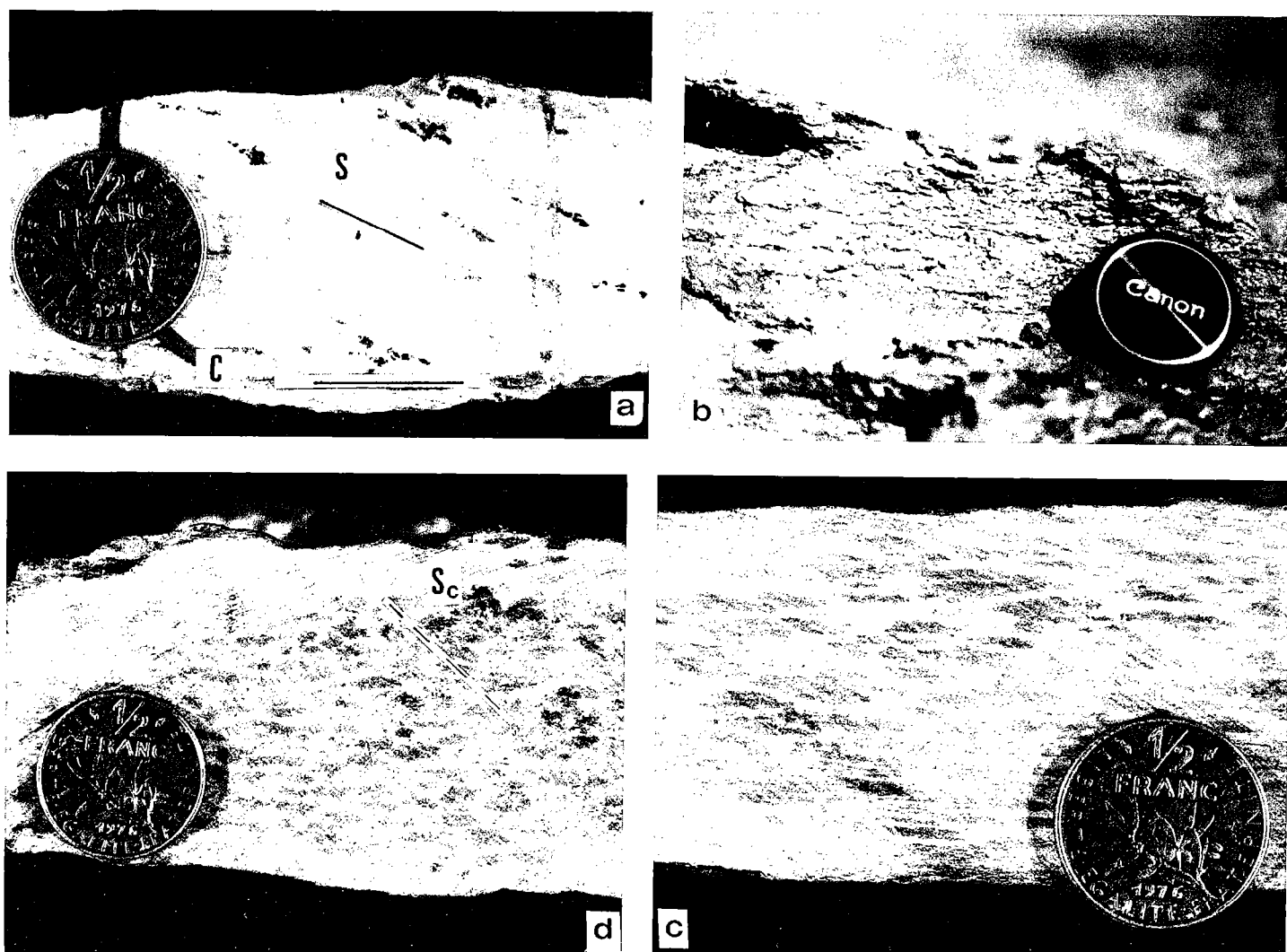


Fig. 10.12 ; a, structures S/C dans le leucogranite de Ras el Abiod, b, fabrique planaire subhorizontale dans le faciés micacé (4 Fig. 10.8) du granite de Sebt des Brikiine, c, d, taches de métamorphisme déformées parallèlement à la schistosité régionale, c, section $\lambda\lambda 3$, d, section $\lambda 2\lambda 3$, On notera dans cette section l'existence d'une fine schistosité de crénulation (S_c) qui déforme les taches de métamorphisme.

2) LES GRANITES ALCALINS :

Les différents faciés granitiques sont globalement peu ou pas déformés. L'existence d'enclaves d'encaissant schistosé témoigne d'ailleurs du caractère tardif de la mise en place de ces granites.

Une fabrique planaire macroscopique est toutefois observable par endroits et notamment au contact de l'apex NE, sur la bordure Ouest et dans le faciés riche en biotite (Fig. 10.12 b).

Par ailleurs, dans l'ensemble des faciés, le quartz présente des extinctions roulantes avec parfois début de recristallisation en petits grains organisés en chapelets.

10.4.2) DEFORMATION DISCONTINUE :

La déformation discontinue est bien marquée dans le granite de Sebt des Brikiine.

Elle débute par une fracturation avec injection de filons aplitiques subverticaux de direction dominante ESE et SSE. La nature de ce remplissage filonien témoigne du caractère précoce de cette fracturation attribuable à l'augmentation de la pression magmatique. L'orientation de ces fractures suivant des directions conjuguées traduit un champ de déformation avec un raccourcissement horizontal de direction N 135.

La fracturation continue avec l'apparition de fractures thermiques organisées en trois familles diversement exprimées (Fig. 10.13) : une famille concentrique, une famille radiale et une famille faiblement pentée, subparallèle au toit de l'intrusion.

Dans l'apex NE, la géométrie de la fracturation est sensiblement différente (Fig. 10.13) ce qui confirme l'indépendance de cette intrusion vis à vis du corps principal.

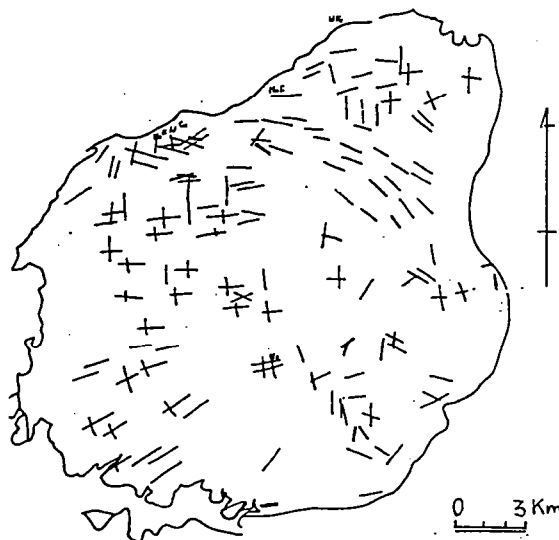


Fig. 10.13 : Fracturation du granite de Sebt des Brikiine. Trois familles de joints (radiale, concentrique, tangentielle) sont observables dans le corps principal. A noter la différence d'orientation des joints dans l'apex NE, (d'après SIRNA, 1986).

10.5) LE CHAMP DE DEFORMATION FINIE :

10.5.1) GRADIENTS DE DEFORMATION :

1) EVOLUTION TYPOLOGIQUE DE LA SCHISTOSITE :

Une étude de l'évolution typologique de la schistosité à l'échelle du massif a été effectuée par A. PIQUE (1979) (Fig. 10.14). Cette étude montre que les plutons granitiques sont intrusifs au coeur de la zone à schistosité la plus intense (schistosité de flux et foliation).

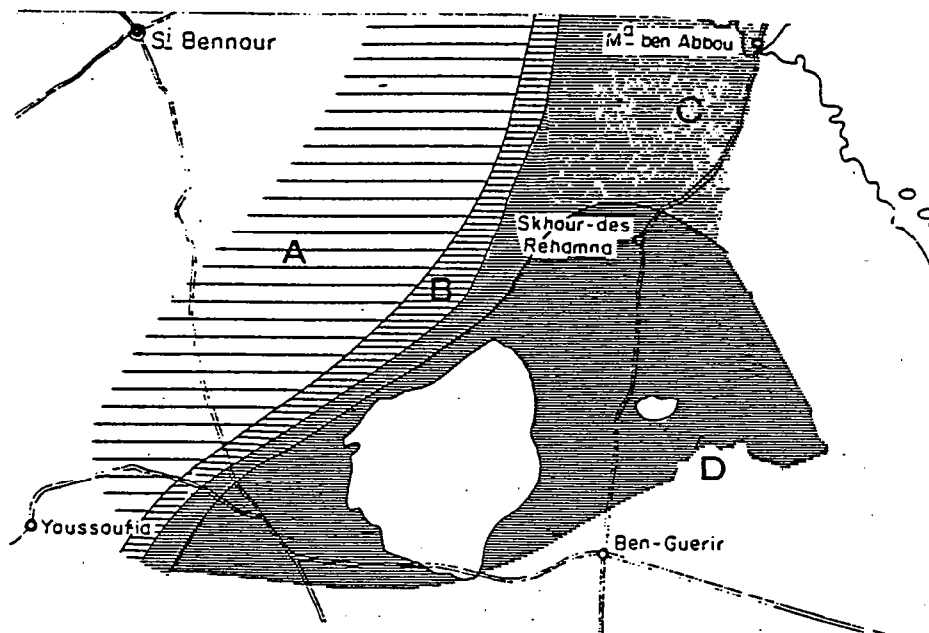


Fig. 10.14 : Gradients de déformation et évolution typologique de la schistosité, (A) schistosité de fracture fruste, (D) schistosité de flux et foliation, (B) et (C) stades intermédiaires (d'après PIQUE, 1979).

2) LES STRUCTURES SUPERPOSEES :

Les minéraux de métamorphisme de contact les plus précoces sont déformés dans la schistosité majeure (S_{1-2} ou S_3), (LAGARDE & MICHARD, 1986). Sur la bordure des plutons apparait en plus une schistosité de crénulation qui déforme les taches de métamorphisme (Fig. 12.12 d). La linéation de crénulation associée est subparallèle à l'étirement régional (Fig. 12.17 b). Cette crénulation apparait préférentiellement dans les zones où la mise en place du pluton perturbe l'orientation initiale de la schistosité.

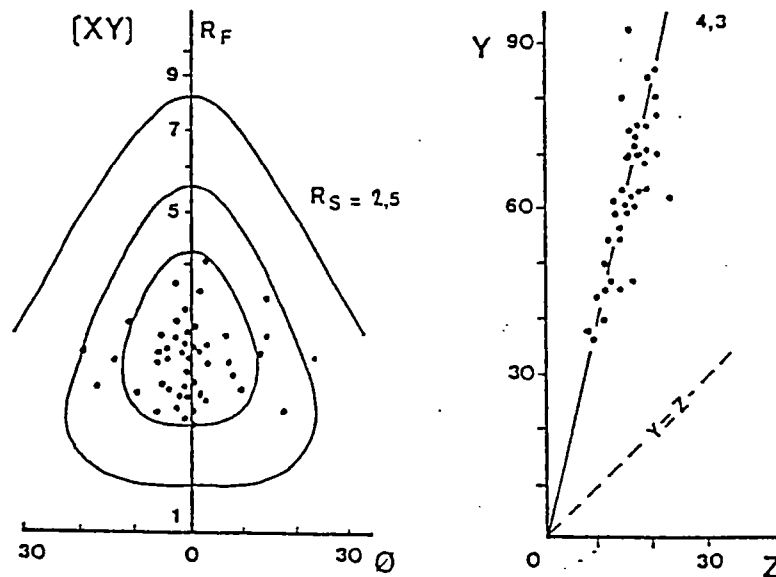


Fig. 10.15 : Un exemple de quantification de la déformation finie autour du granite de Sebti des Brikiine, (Taches de métamorphisme déformées au SE de l'intrusion).

3) DEFORMATION FINIE :

L'évolution de la déformation finie a été étudiée dans l'encaissant des granites alcalins, afin de pouvoir comparer ultérieurement la déformation enregistrée par les plutons avec la déformation régionale.

Cette étude basée sur la déformation des taches de métamorphisme met en évidence une augmentation du paramètre d'intensité de déformation r (FLINN, 1962) jusqu'à des valeurs légèrement inférieures à six (Fig. 10.15).

10.5.2) TRAJECTOIRES PRINCIPALES DE DEFORMATION :

1) LEUCOGRANITES :

Dans les leucogranites le plan d'aplatissement est subvertical dans le pointement de Sidi Bahilil (1 Fig. 10.16 a) alors qu'il est faiblement penté dans le granite de Ras el Abiod (2 Fig. 10.16 a) où il présente une disposition concentrique.

Ce plan d'aplatissement passe en continuité avec le plan de schistosité régionale comme on peut le voir au SE du Ras el Abiod.

L'étirement quant à lui présente les mêmes caractéristiques que l'étirement régional. Il est de direction subméridienne avec un faiblement plongement et ce, indépendamment de la direction de la schistosité (Fig. 10.16 b).

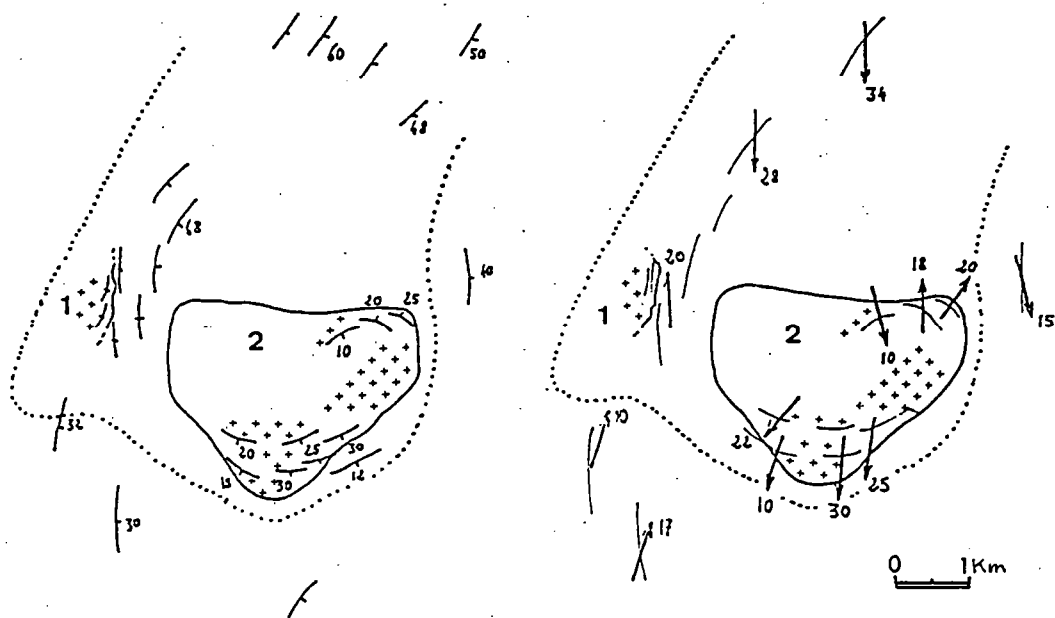


Fig. 10.16 : Les trajectoires principales de déformation dans les leucogranites du massif des Rehamna, a, traces cartographiques du plan de schistosité (plan d'aplatissement), b, direction d'étirement, 1, pointement granitique de Sidi Bahilil, 2, granite de Ras el Abiod,

2) LES GRANITES ALCALINS :

Contrairement aux leucogranites, les granites alcalins sont, du moins à leur extrémité, sécants sur la schistosité régionale. Celle-ci subit toutefois une légère inflexion sur les bordures Est et Ouest où elle moule l'intrusion. Cette schistosité a une direction NE-SW (Fig. 10.17 a).

Dans les zones où la mise en place du pluton perturbe l'orientation initiale de la schistosité régionale, une schistosité de crénulation vient matérialiser l'orientation du plan d'aplatissement régional.

La direction d'étirement, indiquée par les taches de métamorphisme déformées, est quant à elle conforme à l'étirement régional de direction NNE et faiblement plongeant vers le Sud (Fig. 10.17 b).

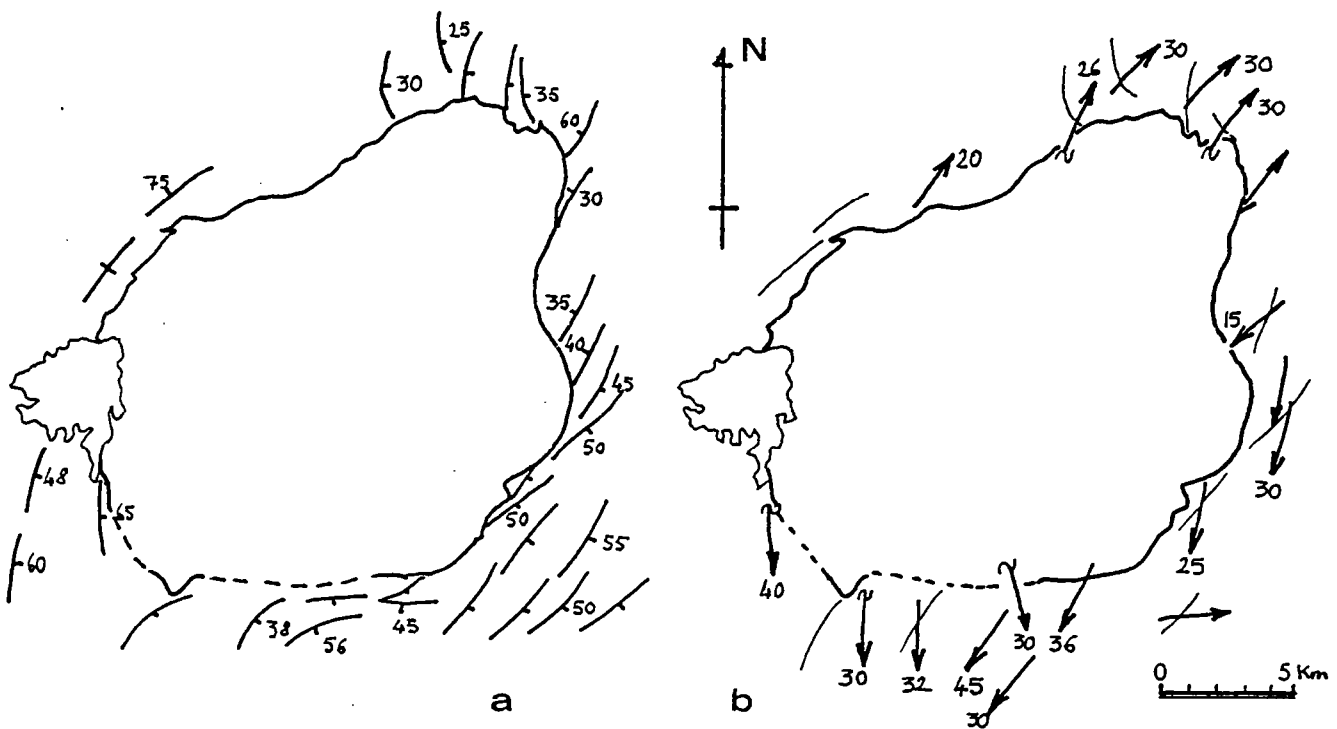


Fig. 10.17 : Trajectoires principales de déformation autour du granite de Sebti des Brikiine, a, Trace cartographique du plan de schistosité, b, direction d'étirement.

CONCLUSIONS :

Deux ensembles granitiques doivent être distingués dans le massif des Rehamna :

- des leucogranites localement orthogneissifiés dont la mise en place, bien que postérieure au climax du métamorphisme mésozonal, n'en est pas moins synchrone de la fin de la déformation synschisteuse décrochevauchante.

- des granites alcalins, plus tardifs que les leucogranites, dont le contexte tectonique de mise en place demeure problématique.

Il y a, en effet, une incompatibilité entre d'une part la pétrographie et la géométrie de l'intrusion et d'autre part la déformation et le métamorphisme contact associés.

La pétrographie à gros quartz, deux feldspaths et rares biotites tardives ainsi que la géométrie en filon annulaire pour au moins un des faciés, permettent de rapprocher ces granites des granites alcalins de type subsolvus à biotite (BONIN, 1982). Ce type de granites, d'origine mantellique (BONIN & LAMEYRE, 1978), fait partie des complexes anorogéniques qui se mettent en place en régime distensif (BONIN, 1982).

Or, s'il est incontestable que ces granites soient tardifs dans l'histoire de la déformation post viséenne, (auréole de métamorphisme de contact postérieure au métamorphisme mesozonal, présence d'enclaves schistosées), leur mise en place ne peut être considérée comme post tectonique.

En effet :

- les minéraux de métamorphisme de contact les plus précoces sont déformés parallèlement à la schistosité.

- une schistosité de crénulation, postérieure aux taches de métamorphisme, apparaît dans les zones où du fait de la mise en place de l'intrusion, la schistosité régionale n'est plus parallèle au plan d'aplatissement (λ_1 , λ_2) et entre dans le champ de raccourcissement.

- une légère fabrique planaire est observable dans le granite, près des différentes interfaces.

- la fracturation précoce liée à la pression magmatique se produit dans un champ de déformation compatible avec le champ de déformation finie post-viséenne (direction de raccourcissement N135).

Ce problème concernant la mise en place des granites alcalins se pose également, avec une grande acuité, pour le granite d'Azegour.

11. LE GRANITE D'AZEGOUR.

Le granite d'Azegour affleure sur le flanc Nord du massif paléozoïque du Haut Atlas occidental, une vingtaine de kilomètres au Sud d'Amizmiz (Fig. 11.1).

Ce massif est découpé par de grands accidents ENE formant entre autres la limite Nord avec la plaine du Haouz (Fig. 02.1).

Le granite d'Azegour et son encaissant affleurent suivant une paléosurface à léger pendage Sud, recouverte en discordance par des formations d'âge crétacé (Fig. 11.2 a et c).

Le granite n'affleure pas en totalité. Seule sa bordure Nord apparait sur une distance de 6 kms en direction EW et 2 kms maximum en direction N-S. Le reste du granite s'ennoie sous les plateaux crétacés. La région d'Azegour a fait l'objet d'une étude pétrographique et métallogénique extrêmement détaillée (PERMINGEAT, 1957) en raison de l'existence de gisements de Molybdène, Tungstène et Cuivre. Ces travaux ont été complétés par deux études récentes, l'une pétrographique (EL AMRANI, 1984), l'autre structurale (AIT AYARD, 1985, 1987).

A l'image du granite de Sebt des Brikiine, dans les Rehamna, le contexte de mise en place du granite d'Azegour demeure problématique puisque nous allons voir qu'il y existe une apparente incompatibilité entre la pétrographie du granite d'une part et les données concernant le métamorphisme et la déformation d'autre part.

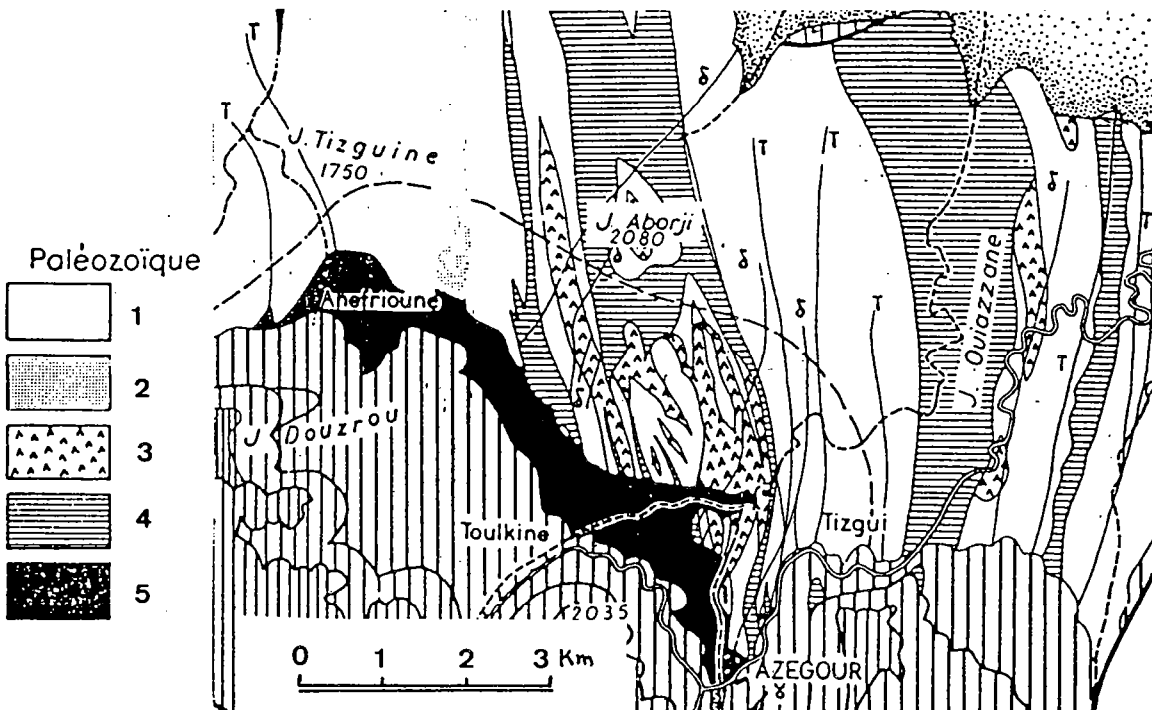


Fig. 11.1 : Le granite d'Azegour (5) et son encaissant paléozoïque cambrien (1, schistes, 2, grès, 3, volcanisme cambrien, 4, calcaires), (d'après PERMINGEAT, 1957).

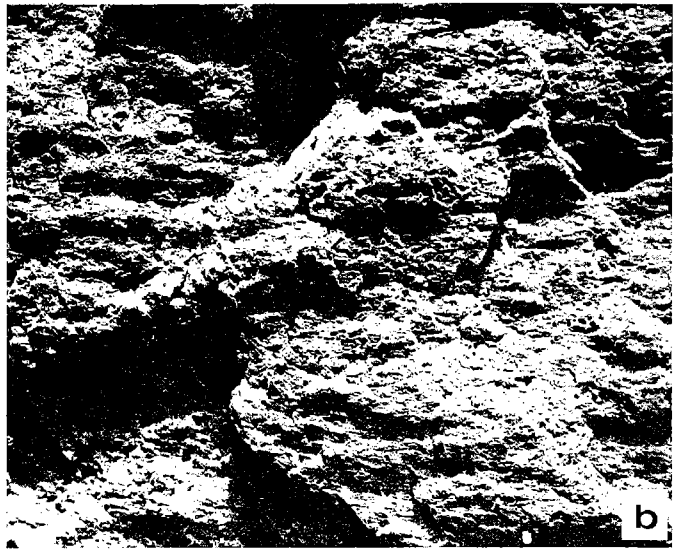
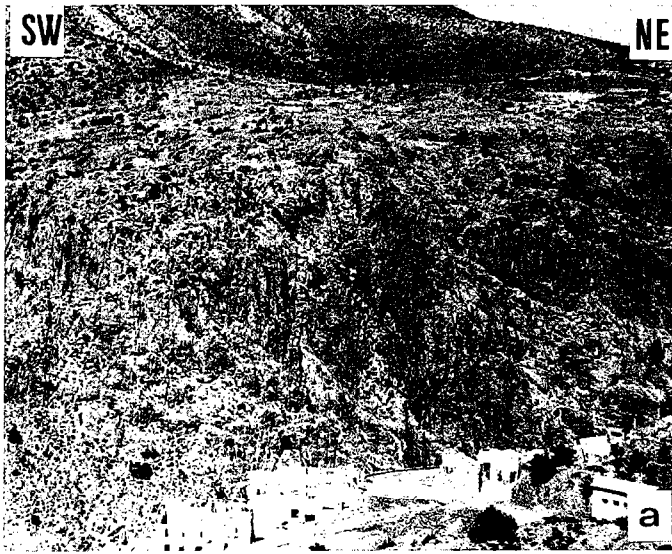


Fig. 11,2 : a, Le granite d'Azegour (secteur NE). A noter la paléosurface recouverte en discordance par le Crétacé et l'intense fracturation subverticale du granite sur sa bordure Nord (les bâtiments miniers au premier plan sont sur l'encaissant Nord),
 b, vue de détail du faciés principal à grain moyen,
 c, Panneau d'encaissant paléozoïque (au centre) effondré dans le granite sur la bordure Nord (cf Fig. 11, 8). Au deuxième plan on peut voir la paléosurface du granite qui disparaît vers le Sud sous les formations crétacées,
 d, taches d'oxydation de pyrite dans les schistes cambriens.
 e, f, La déformation hercynienne dans l'encaissant, Pli semblable dans les schistes cambriens au NE du granite (e) et linéation d'étirement dans les calcaires (Jbel Quiazzane)(f).

11.1) PRINCIPALES CARACTERISTIQUES :

11.1.1) CARACTERISTIQUES PETROGRAPHIQUES :

Le granite d'Azegour, comme le granite de Sebt des Brikiine dans les Rehamna, est un granite rose, grenu, à texture équante, pauvre en biotite et muscovite. Deux faciés principaux, l'un à grain moyen et l'autre grain fin et des sous faciés enrichis en biotite y ont été reconnus (EL AMRANI, 1984 ; AIT AYAD, 1987):

- Le faciés à grain moyen est le faciés dominant (Fig 11.2b). Il est composé (1) de quartz sous deux formes, subautomorphe précoce et xénomorphe tardive, (2) de plagioclases zonés An 30 à An 10 atteignant localement 5 à 7 mm, (3) de feldspaths potassiques perthitiques et subautomorphes (4) de biotites en grosses paillettes millimétriques subautomorphes avec des inclusions de zircon, apatite et minéraux opaques.

- Le faciés à grain fin, plus rare, forme des blocs emballés dans le faciés à grain moyen. Il est constitué d'une matrice finement grenue de quartz et de feldspaths équigranulaires dans laquelle baignent quelques rares phénocristaux.

- Les faciés enrichis en biotite sont des sous faciés du granite principal à grain moyen. Trois affleurements ont été reconnus : au NW du village de Toulkine, à l'Est d'Anifrioune et à l'Ouest du village de Tizgui où l'enrichissement en biotite s'accompagne d'un enrichissement en minéraux calciques (apatite, sphéne, épidote, allanite) (EL AMRANI, 1984).

A ces principaux faciés il convient d'ajouter les remplissages filoniens des fractures (aprites, pegmatites), les nombreuses poches pegmatitiques qui traduisent la saturation en eau du liquide résiduel et les filons tardifs acides (aprites) mais aussi basiques (dolérites).

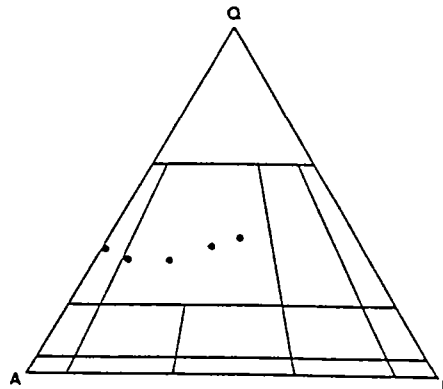


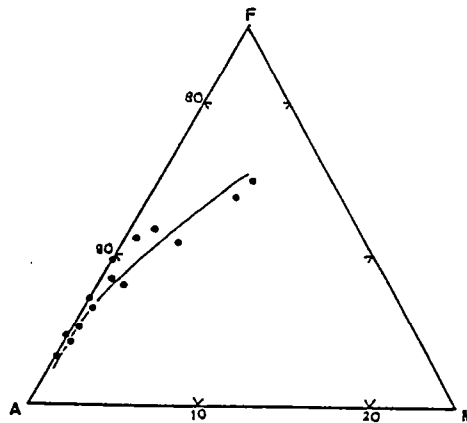
Fig. 11.3 : Compositions modales des différents faciés du granite d'Azegour (d'après EL AMRANI, 1984).

Les compositions modales de ces différents faciés, reportées sur un diagramme de Streickensen (1973), évoluent entre le champ des monzogranites et celui des granites (EL AMRANI, 1984), (Fig. 11.3).

11.1.2) CARACTERISTIQUES GEOCHIMIQUES ET GEOCHRONOLOGIQUES :

- 1) L'analyse des éléments majeurs (EL AMRANI, 1984 ; AIT AYAD, 1987) montre :
- des teneurs élevées en SiO_2 (>70%) et Al_2O_3 (>12%) .
 - des teneurs moyennes en K_2O (4,5%) et Na_2O (4%).
 - l'absence de MgO et des teneurs très faibles en CaO (<<1%).

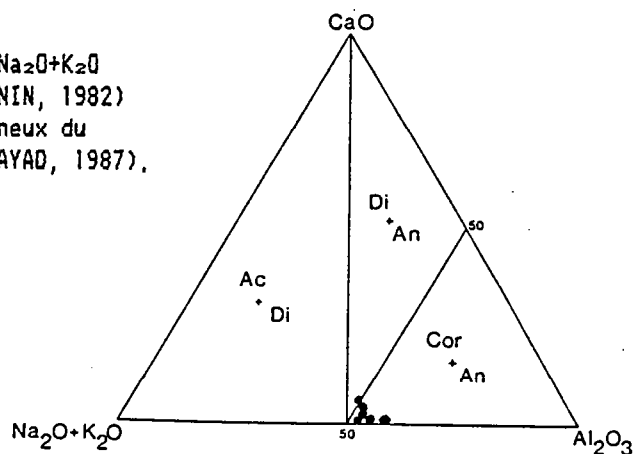
Fig. 11.4 ; Sur un diagramme AFM les points représentatifs des différents faciés granitiques d'Azegour tombent dans le domaine des magmas alcalins (d'après AIT AYAD, 1987).



Sur un diagramme AFM, les points représentatifs des différents faciés granitiques se répartissent sur la ligne A F, près du pôle A, c'est-à-dire dans le domaine des granites alcalins (Fig. 11.4).

La présence de corindon normatif pour tous les faciés (Fig. 11.5) montre que l'on a affaire à des granites hyperalumineux (BONIN, 1982).

Fig. 11.5 ; Diagramme $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ et faciés normatifs associés (BONIN, 1982) montrant le caractère hyperalumineux du granite d'Azegour, (d'après AIT AYAD, 1987).



2) Les études de géochimie isotopique nous apportent plusieurs indications supplémentaires (MRINI, 1985) :

- Un âge de 271 ± 3 MA a été obtenu par la méthode Rubidium - Strontium sur roches totales. Cet âge Permien moyen est très proche de celui des granites alcalins des Rehamna (268 ± 6 MA).
- Le rapport isotopique initial du Strontium est de 0,7051. Il traduit une origine basicrustale avec une importante participation basique mantellique.
- Les rapports isotopiques initiaux du Néodyme, reportés en fonction de ceux du Strontium (Fig. 02.3), confirment la prépondérance du pôle mantellique dans le magma initial.

11.2) STRUCTURE D'ENSEMBLE :

11.2.1) STRUCTURES CARTOGRAPHIQUES DANS L'ENCAISSANT :

Le granite d'Azegour est intrusif dans une épaisse série volcanosédimentaire rattachée au Cambrien (Géorgien - Acadien) (PERMINGEAT, 1957). Cette série est composée de schistes verdâtres (2,4 Fig. 11.6), riches en taches d'oxydation de pyrite (Fig. 11.2 d), avec de puissantes intercalations de calcaires (3 Fig. 11.6) associées à des niveaux volcanosédimentaires et à des coulées basiques mais également acides (secteur de Tizgui). Ce volcanisme pourrait être l'équivalent du volcanisme alcalin Cambrien connu dans le Sud du Massif Central Français.

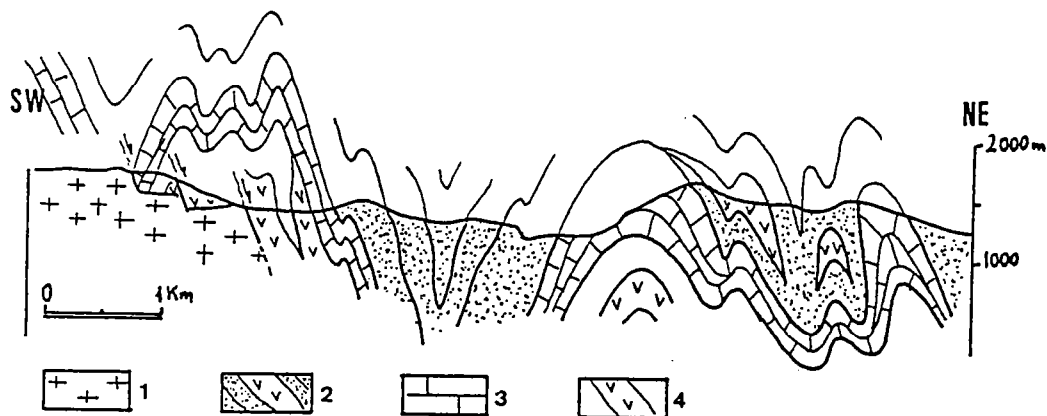
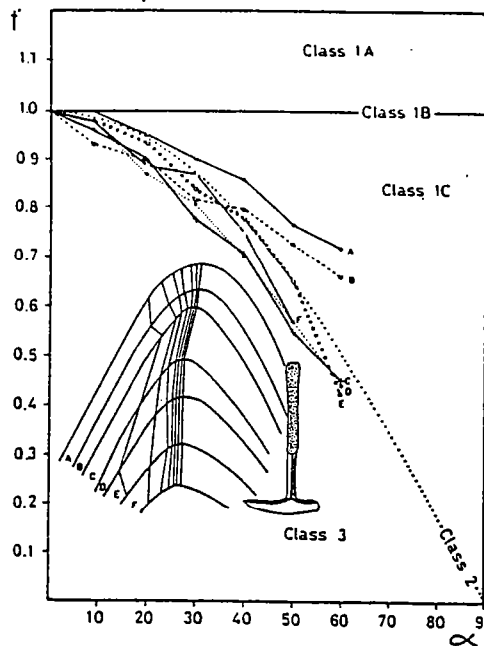


Fig. 11.6 : Les structures cartographiques dans l'encaissant Cambrien du granite d'Azegour. 1, granite, 2, schistes, pyroclastites et laves interstratifiées, 3, calcaires, 4, schistes riches en pyrite et laves basiques interstratifiées.

Cette série Cambrienne est fortement plissée (Fig. 11.6). Les plis cartographiques ont une direction méridienne (Fig. 11.1). Ce sont des plis synschisteux droits, ou légèrement déversés vers l'Ouest, à axes faiblement plongeants vers le Sud.

L'observation charnières métriques (Fig. 11.2 e) permet de caractériser ce plissement qui est ici proche du type semblable (classe 2) (Fig. 11.7).

Fig. 11.7 : Un exemple de caractérisation du type de plissement des schistes Cambriens par la méthode des isoignes (d'après AIT AYAD, 1987).



11.2.2) GEOMETRIE DU PLUTON :

1) GEOMETRIE DE L'ENVELOPPE EXTERNE :

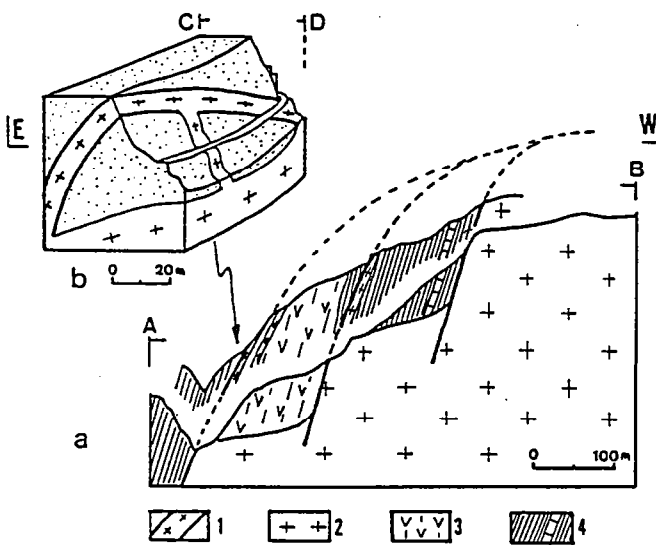


Fig. 11.8 : a, Coupe EW montrant le fort pendage centrifuge de l'interface granitique, l'affaissement dans le granite de blocs paléozoïques, b, filons granitiques injectés dans des fractures prolongeant l'interface périphérique. 1, filon granitique, 2, granite, 3, amphibolites cambriennes, 4, schistes et calcaires cambriens.

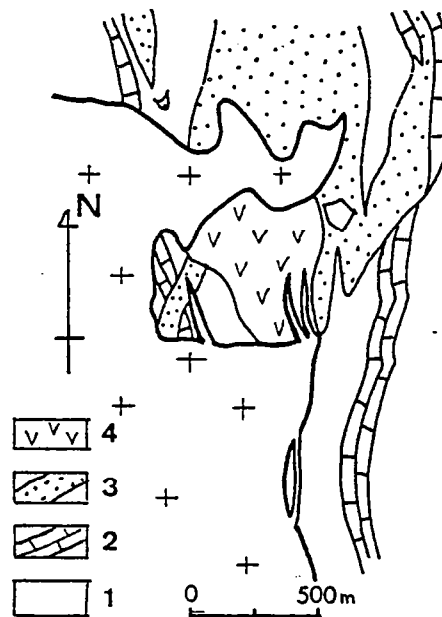


Fig. 11.9 : Cartographie du bloc paléozoïque effondré dans le granite.

Le granite d'Azegour est faiblement décapé. La présence de nombreuses poches pegmatitiques,, témoins des phases fluides accumulées près du toit de l'intrusion et de faciés à grain fin, assimilables à des fragments de bordure figée effondrés dans le magma en témoignent. L'enveloppe externe au toit de l'intrusion devait donc être subhorizontale et proche de la paléosurface actuelle (Fig. 11.8 a).

Sur la périphérie, l'enveloppe externe a un fort pendage centrifuge vers le Nord, ce qui donne au toit de l'intrusion une forme en voûte (Fig. 11.8 a).

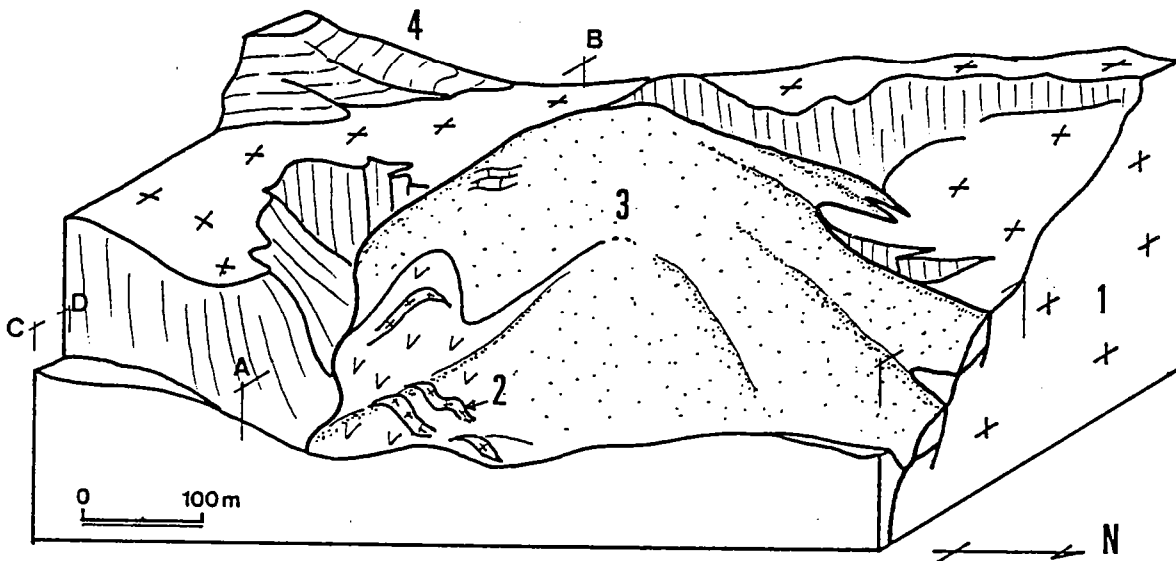


Fig. 11.10 : Bloc diagramme montrant les perturbations de l'enveloppe externe au Nord du granite et l'allure tridimensionnelle du panneau d'encaissant effondré dans le magma. AB,CO, localisation des coupes de la Fig. 11.8. 1, granite, 2, Filons granitiques périphériques. 3, encaissant, 4, crétacé.

La forme générale de cette enveloppe externe est localement perturbée par la présence de panneaux d'encaissant effondrés dans le granite. Un tel panneau, ou "Roof pendant" (BONIN, 1982) est observable dans le secteur de Tizgui (Fig. 11.9 ; 11.10 et 11.2 c). Il s'agit d'un bloc hectométrique d'encaissant paléozoïque (schiste - calcaires - volcanosédimentaires et roches basiques) verticalisé avec un contact basal subhorizontal et des murs subverticaux (Fig. 11.8 a). Ce panneau est en fait composé de plusieurs petits blocs effondrés vers le Nord en marche d'escalier (Fig. 11.2).

Les fractures aux limites de blocs sont injectées de matériel granitique venant de l'intrusion principale. On observe alors des filons périphériques, d'épaisseur métrique présentant des bordures figées (Fig. 11.12 a). Ces filons sont parallèles à l'interface dont ils constituent le prolongement à l'intérieur du paléozoïque effondré (Fig. 11.8 a).

2) AGENCEMENT DES DIFFERENTS FACIES GRANITIQUES :

L'agencement des différents faciés granitiques d'Azegour peut être résumé comme suit (Fig. 11.11) :

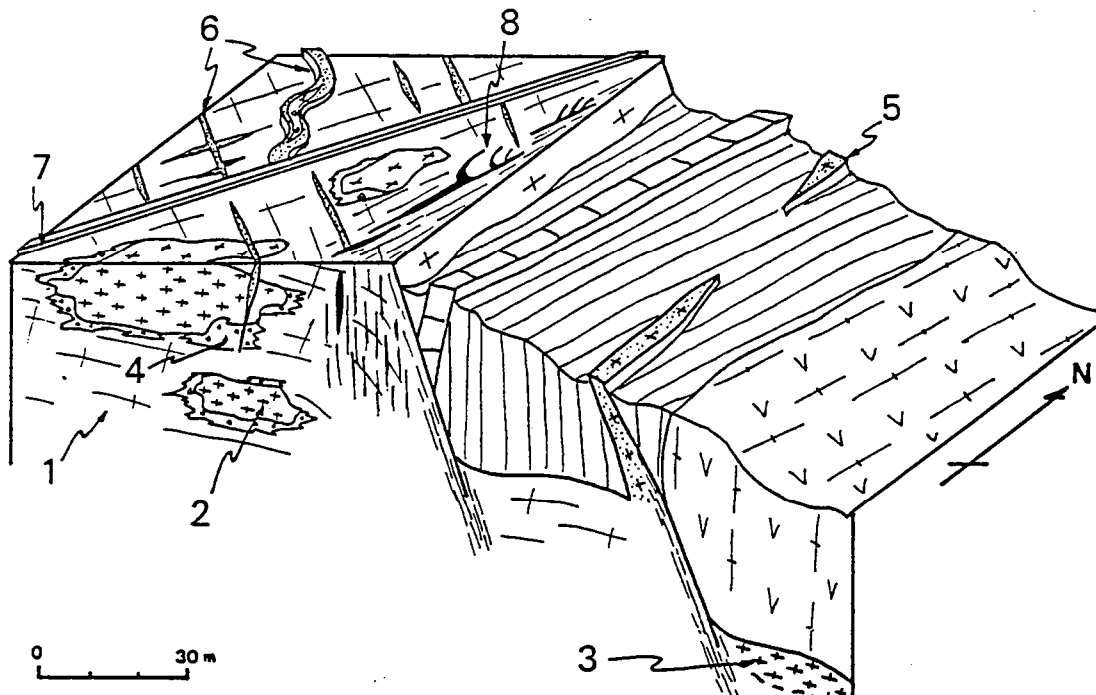


Fig. 11.11 : Agencement des différents faciés granitiques, 1, granite principal à grain moyen, 2, enclaves de granite à grain fin, 3, granite à grain moyen enrichi en biotite, 4, poches pegmatitiques, 5, filons granitiques périphériques, 6, filons pegmatitiques et aplitiques, 7, filons basiques, 8, brèches issues d'une fracturation hydrauliques.

- L'essentiel de la masse granitique est composé par le faciés à grain moyen (1 Fig. 11.11), localement enrichi en biotite, comme par exemple sous les roches basiques du bloc paléozoïque effondré de Tizgui, (3 Fig. 11.11).

- Ce faciés à grain moyen renferme des enclaves de granite à grain fin (2 Fig. 11.11) représentant des fragments de bordure figée arrachés au toit de l'intrusion et "flottant" au sommet du magma (BONIN, com. pers.). Ces enclaves de bordure figée sont étroitement associées à des accumulations pegmatitiques (4 Fig. 11.11).

- Des filons granitiques subparallèles à l'interface (Fig. 11.9) sont injectés dans les panneaux paléozoïques effondrés dans le magma ainsi que dans l'encaissant périphérique (5 Fig. 11.11 et Fig. 11.12 b, c, d).

- Pendant la cristallisation du magma le granite se fracture et se fragmente en petits blocs. Ces blocs sont cimentés par des aplites et des pegmatites injectées dans les fractures (6 Fig. 11.11 et Fig. 11.12 a).

- Des filons basiques subrectilignes se mettent en place tardivement (7 Fig. 11.11).

A ces différents faciés magmatiques on peut ajouter les brèches riches en oxydes de fer qui accompagnent la fracturation hydraulique du granite (8 Fig. 11.11 et Fig. 11.18 f).

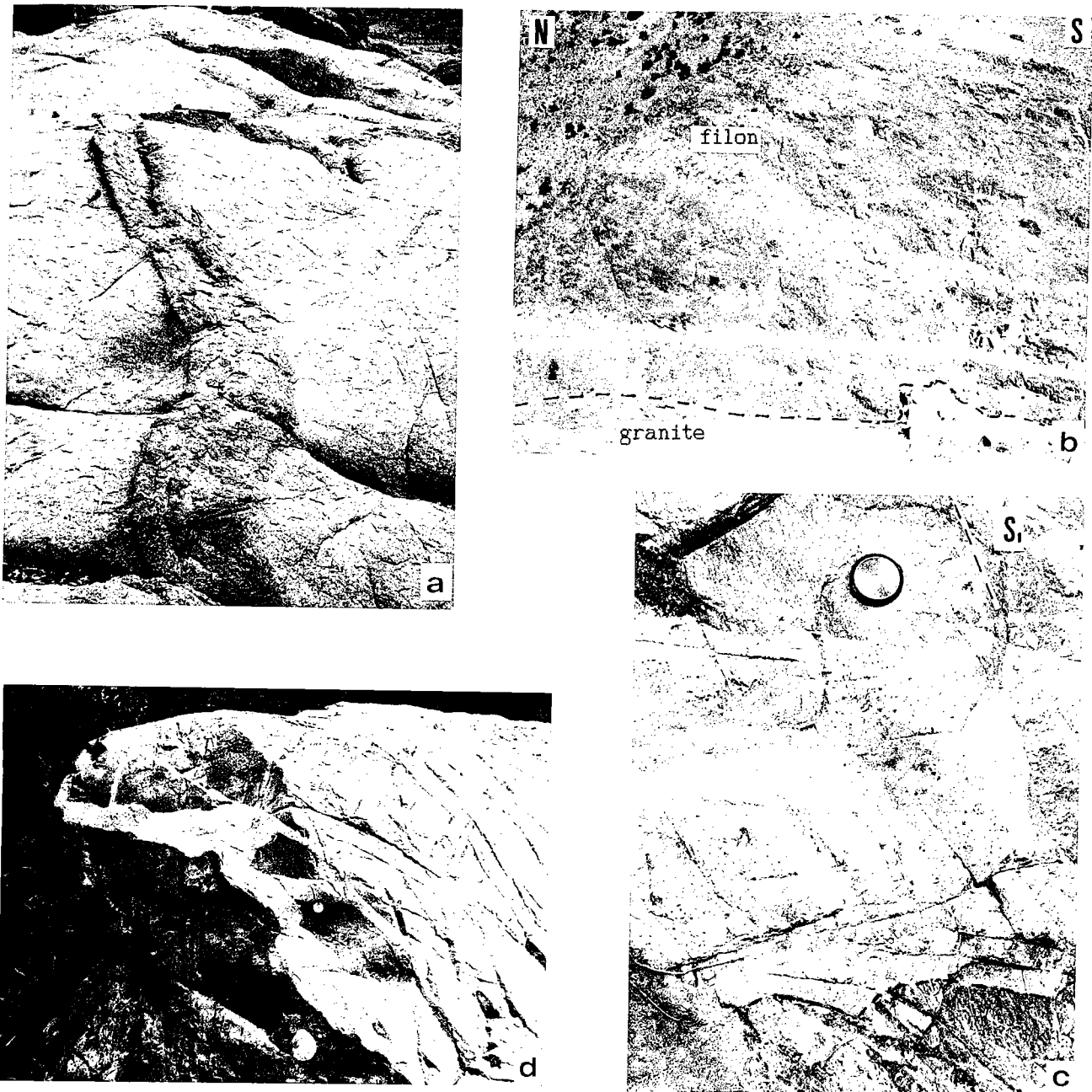


Fig. 11.12 : a, Filon aplitopegmatitique précoce plissé pendant la mise en place du magma, b, filon granitique périphérique plurimétrique présentant des bordures figées (blanc), c, filon granitique périphérique dont l'interface présente une succession de lobes et de pics témoignant d'une déformation à l'état visqueux avec une viscosité du granite inférieure à celle de l'encaissant. Le raccourcissement à l'origine du plissement de l'interface a la même direction que le raccourcissement régional ayant donné la schistosité (Tizgui), d, filon granitique tardif contenant des enclaves anguleuses d'encaissant.

11.3) GRADIENTS THERMIQUES ET CONDITIONS PHYSIQUES DE LA DEFORMATION :

Le granite d'Azegour est entouré d'une auréole de métamorphisme de contact de 1 à 2 kms de large. Ce métamorphisme a été étudié de manière détaillée par PERMINGEAT (1957) qui a mis en évidence trois zones de métamorphisme croissant : la zone des schistes tachetés (a Fig. 11.13), la zone des schistes noduleux (b Fig. 11.13) et la zone des cornéennes au contact de l'intrusion.

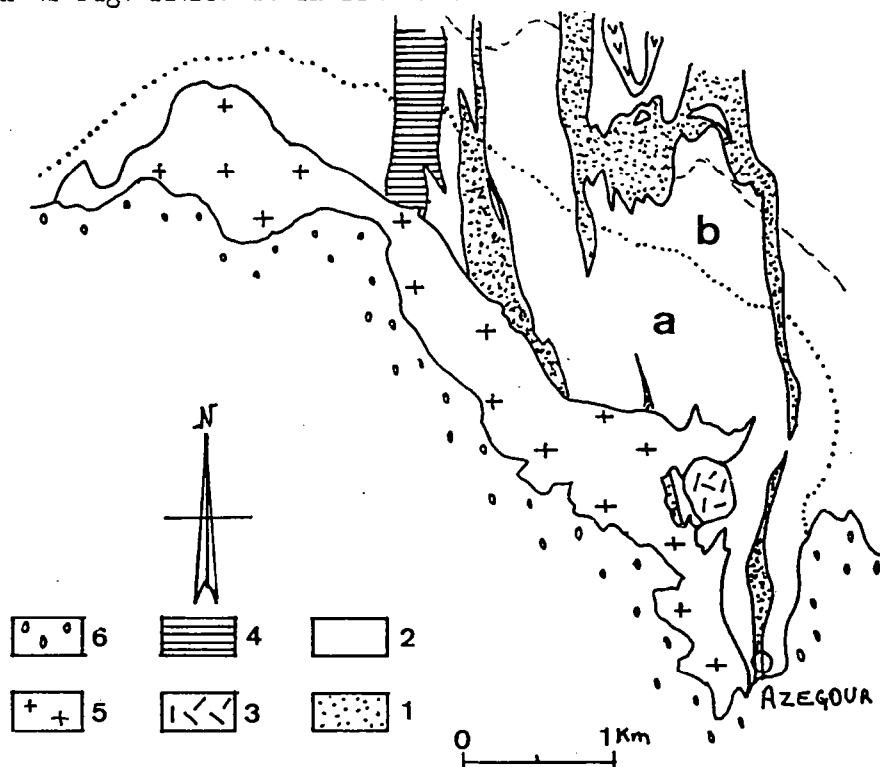


Fig. 11,13 : Zonéographie du métamorphisme de contact autour du granite d'Azegour. a, Zone des schistes noduleux, b, zone des schistes tachetés, 1, calcaires, 2, schistes, 3, roches basiques, 4, grès, 5, granite, 6, terrains post hercyniens, (d'après PERMINGEAT, 1957).

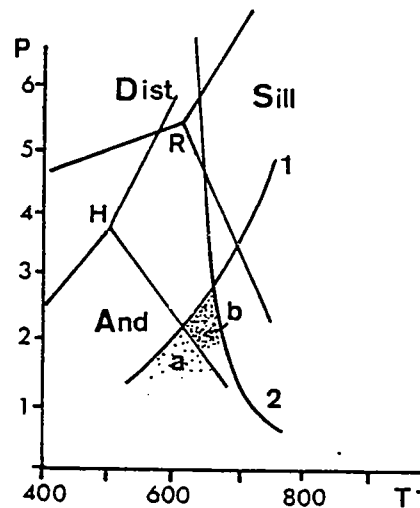
- La zone des schistes tachetés est caractérisée par la cristallisation de cordiérite et plus rarement d'andalousite. La cordiérite forme des taches ellipsoïdales criblées d'inclusions de quartz, feldspaths et phyllites. Les oxydes de fer recristallisent en magnétite.
- Dans la zone des schistes noduleux le développement des taches de métamorphisme s'intensifie et s'accompagne de cristallisations de biotite. Les taches de métamorphisme sont constituées par des nodules millimétriques de cordiérite généralement aplatis dans la schistosité. Ces nodules sont zonés avec une zone centrale riche en inclusions entourée d'une zone de cordiérite pure puis d'une auréole sombre de biotite qui forme la périphérie du nodule. L'andalousite bien que présente est plus rare. Elle forme de petits prismes subautomorphes inférieurs à 3 mm. De manière générale les andalousites apparaissent dans les rares niveaux phylliteux alors que les cordiérites se forment dans les nombreux schistes quartzo-feldspathiques.

L'étude microscopique en lame mince permet par ailleurs de préciser la zonéographie du métamorphisme en distinguant trois sous-façés, (1) à cordièrite - biotite, le plus représenté, (2) à cordièrite - andalousite - biotite et (3) à andalousite biotite, plus rare.

- La zone des cornéennes est caractérisée par l'apparition de muscovite puis de feldspaths. Ces zones sont localisées au contact de l'intrusion. La schistosité n'y est pratiquement plus décelable.

Dans les cornéennes à muscovite, les nodules de cordièrite sont encore discernables. La muscovite se forme aux dépens de la cordièrite. Elle forme des lamelles sur les bords des nodules et des petites paillettes à l'intérieur. Les cristaux d'andalousite sont conservés (PERMINGEAT, 1957). Dans les cornéennes feldspathisées on reconnaît un litage formé par des trainées discontinues d'une mosaïque d'orthose, d'oligoclase et de quartz (PERMINGEAT, 1957).

Fig. 11.14 : Conditions PT envisageables pour l'encaissant métamorphique du granite d'azegour. Les domaines PT en pointillés sont limités par la courbe d'apparition du feldspath potassique (courbe 1) et par le solidus du granite à saturation d'eau (courbe 2). Deux domaines a et b sont distingués en fonction du point triple considéré (HOLDAWAY, 1971 ou RICHARDSON & al, 1969), (d'après AIT AYAD, 1987).



Les conditions physiques du métamorphisme contemporain de la mise en place de l'intrusion granitique peuvent être estimées en tenant compte de l'apparition de feldspath potassique aux dépens de la muscovite et du quartz (courbe 1 Fig. 11.14), en présence d'andalousite et sans franchissement du solidus à saturation d'eau, (courbe 2 Fig. 11.14). Suivant le point triple considéré (RICHARDSON & al., 1969 ; HOLDAWAY, 1971) la pression maximale au contact de l'intrusion est de 2 à 2,5 kb pour des température oscillant entre 650° et 680° (a et b Fig. 11.14).

Deux questions se posent à la suite de l'étude de PERMINGEAT (1957) :

- Le métamorphisme de contact autour du granite d'azegour est il superposé à un métamorphisme régional antérieur ?
- Ce métamorphisme de contact est il syn ou post tectonique ?

Concernant la première question l'étude de la cristallinité de l'illite montre que l'influence thermique du granite dépasse largement le cadre de l'auréole de métamorphisme de contact (AIT AYAD, 1985). Cette étude met en évidence des gradients thermiques N-S en direction du granite (Fig. 11.15).

Elle montre également qu'en dehors de l'auréole de contact, le métamorphisme est très faible, généralement anchizone (Fig. 11.15). Seul le secteur Nord du massif paléozoïque redevient épizone en raison probablement de la présence d'intrusions granitiques non affleurantes comme par exemple au Nord d'Amizmiz (cf Fig. 02.1).

En l'absence de paragenèses métamorphiques caractéristiques il n'est pas possible de mettre en évidence l'existence d'un métamorphisme régional et l'évolution métamorphique de ce secteur apparaît essentiellement contrôlée par l'influence thermique des corps intrusifs.

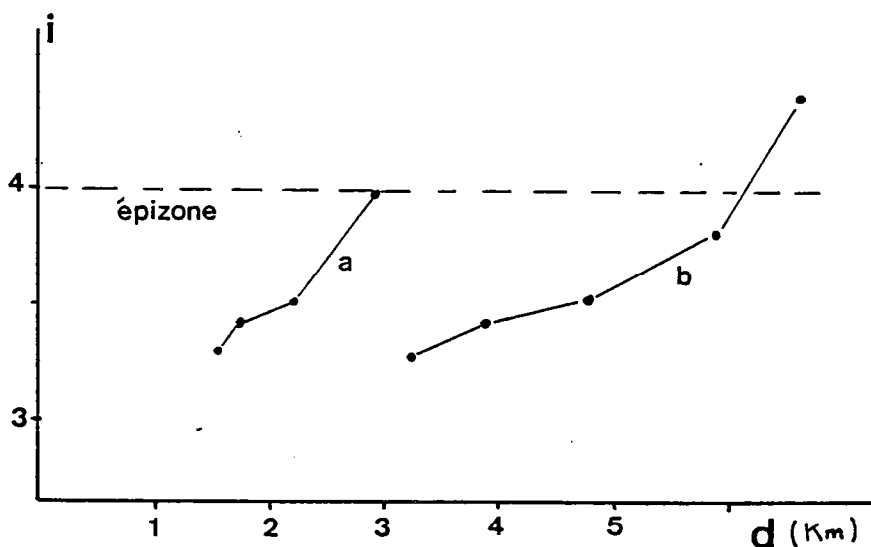


Fig. 11.15 : Evolution de la cristallinité de l'illite mettant en évidence des gradients thermiques en direction du granite d'Azegour avec passage de l'anchizone à l'épizone, a, évolution au NW du massif, b, évolution au NE du massif, (d'après AIT AYAD, 1987).

La deuxième question est de savoir si le métamorphisme de contact est syn ou post tectonique. Etant donné que le granite recoupe à "l'emporte pièce" les plis synschisteux cartographiques, on pourrait s'attendre à trouver un métamorphisme également post schisteux.

Or les nodules de cordiérite autour du granite sont aplatis dans la schistosité et étirés parallèlement à l'étirement régional (cf paragraphe 11.5). De plus PERMINGEAT (1957) a mis en évidence l'existence de bandes NS, parallèles aux structures régionales, dans lesquelles apparaissent des paillettes de séricite, qui bien que postérieures aux taches de métamorphisme sont déformées et orientées parallèlement à la schistosité. Les "schistes à séricite" sont donc contemporains de la schistogénèse régionale tout en étant postérieurs au métamorphisme de contact.

Le métamorphisme de contact autour du granite d'Azegour ne peut donc pas être considéré comme post tectonique. Il s'agit d'un métamorphisme syn à tardi tectonique.

11.4) DEFORMATION INTERNE DU GRANITE :

La déformation interne du granite d'Azegour est avant tout une déformation discontinue. Quelques indices d'une déformation précoce à caractère continu doivent cependant être signalés.

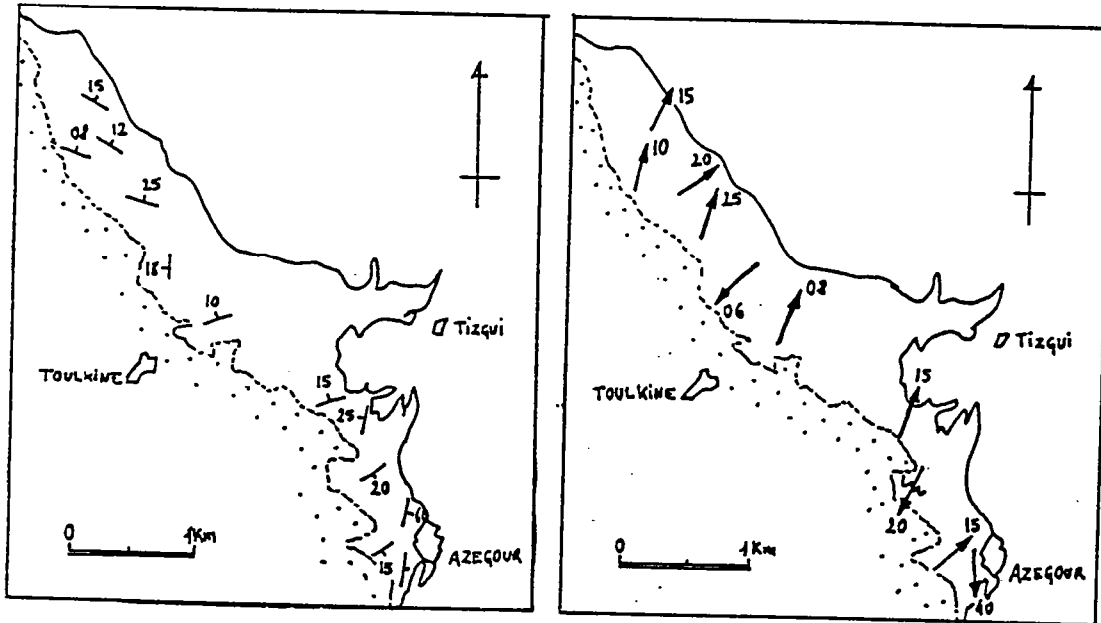


Fig. 11.16 : Déformation continue du granite d'Azegour, a, fabrique planaire. b, direction d'étirement précoce.

11.4.1) DEFORMATION CONTINUE :

La déformation continue du granite d'Azegour se traduit :

- (1) par l'acquisition d'une très légère fabrique planaire subhorizontale (Fig. 11.16 a).
- (2) par un étirement du magma suivant une direction NE à NNE indiquée par les nombreux filons aplitiques précoces de directions SE à SSE (Fig. 11.16 b), dont certains sont plissés et étirés indiquant ainsi les directions principales de déformation du magma (Fig. 11.12 a).
- (3) par la déformation des filons granitiques périphériques qui présentent des formes de type "lobate and cusped" témoignant de la déformation ductile et du raccourcissement d'un filon moins visqueux que son encaissant (RAMSAY, 1967 ; RAMSAY & ALLISON, 1979) (Fig. 11.12 c).

11.4.2) DEFORMATION DISCONTINUE :

La déformation discontinue est marquée par un intense découpage du granite suivant des fractures que l'on peut regrouper en trois familles (Fig. 11.17) :

- Une famille NNE à ENE (Fig. 11.17 a) correspondant à des fractures subverticales proches de la direction d'extension précoce du magma.
- Une famille subéquatoriale à SSE (Fig. 11.17 b) correspondant à des fractures subverticales injectées de filons aplitiques et pegmatitiques (cf Fig. 03.5 c).

- Une famille de fractures subhorizontales (Fig. 11.17 c) qui soulignent la fabrique planaire localement observable dans le granite .

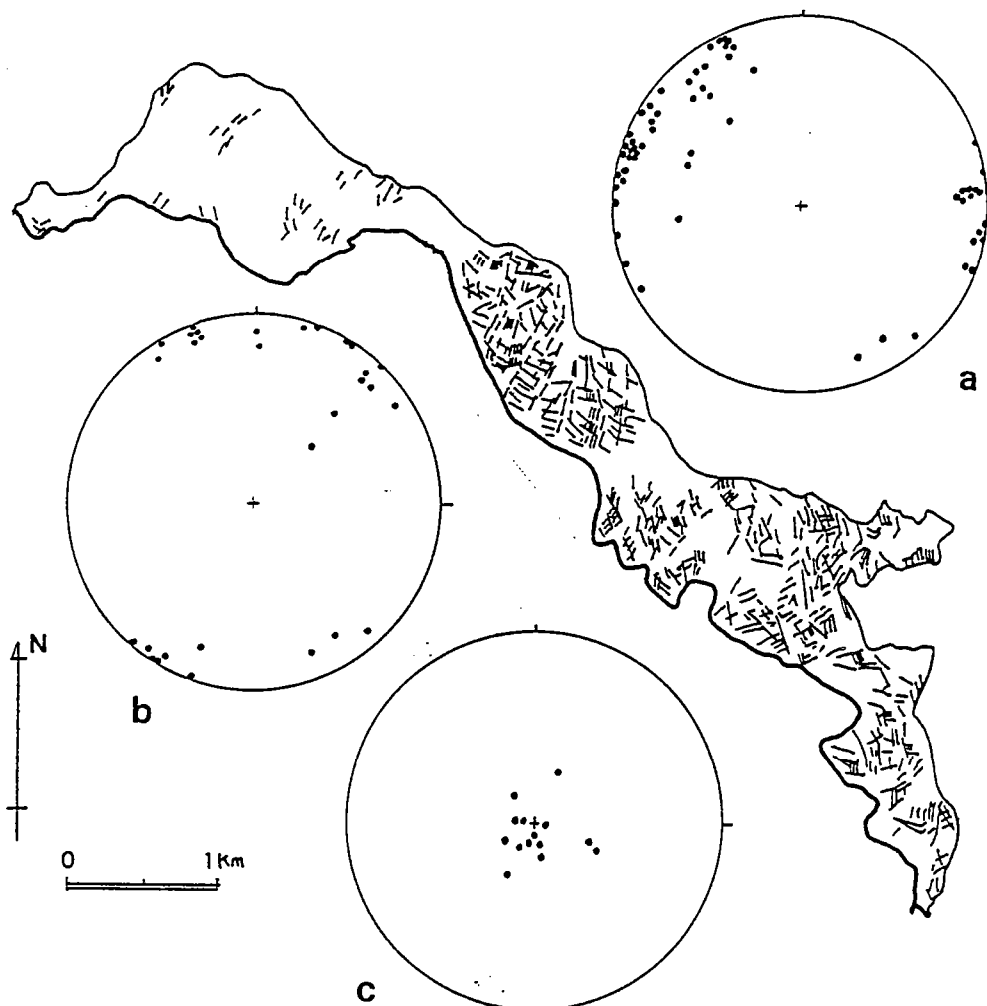


Fig. 11.17 : La fracturation du granite d'Azegour. a, b, c, les différentes familles de fractures (poles des plans).

L'existence de ces trois directions de fracturation se traduit sur le terrain par un découpage du granite en blocs cubiques ou parallélépipédiques (Fig. 11.18 a).

Sur la bordure Est et NE du granite la fracturation est beaucoup plus marquée. On observe alors des fractures verticales, de direction méridienne (Fig. 11.18 b), d'espacement centimétrique à millimétrique (Fig. 11.18 c), portant des stries subhorizontales (Fig. 11.18 d). Ces bordures sont également caractérisées par une intense fracturation hydraulique (SECOR, 1965) (Fig. 11.18 F).

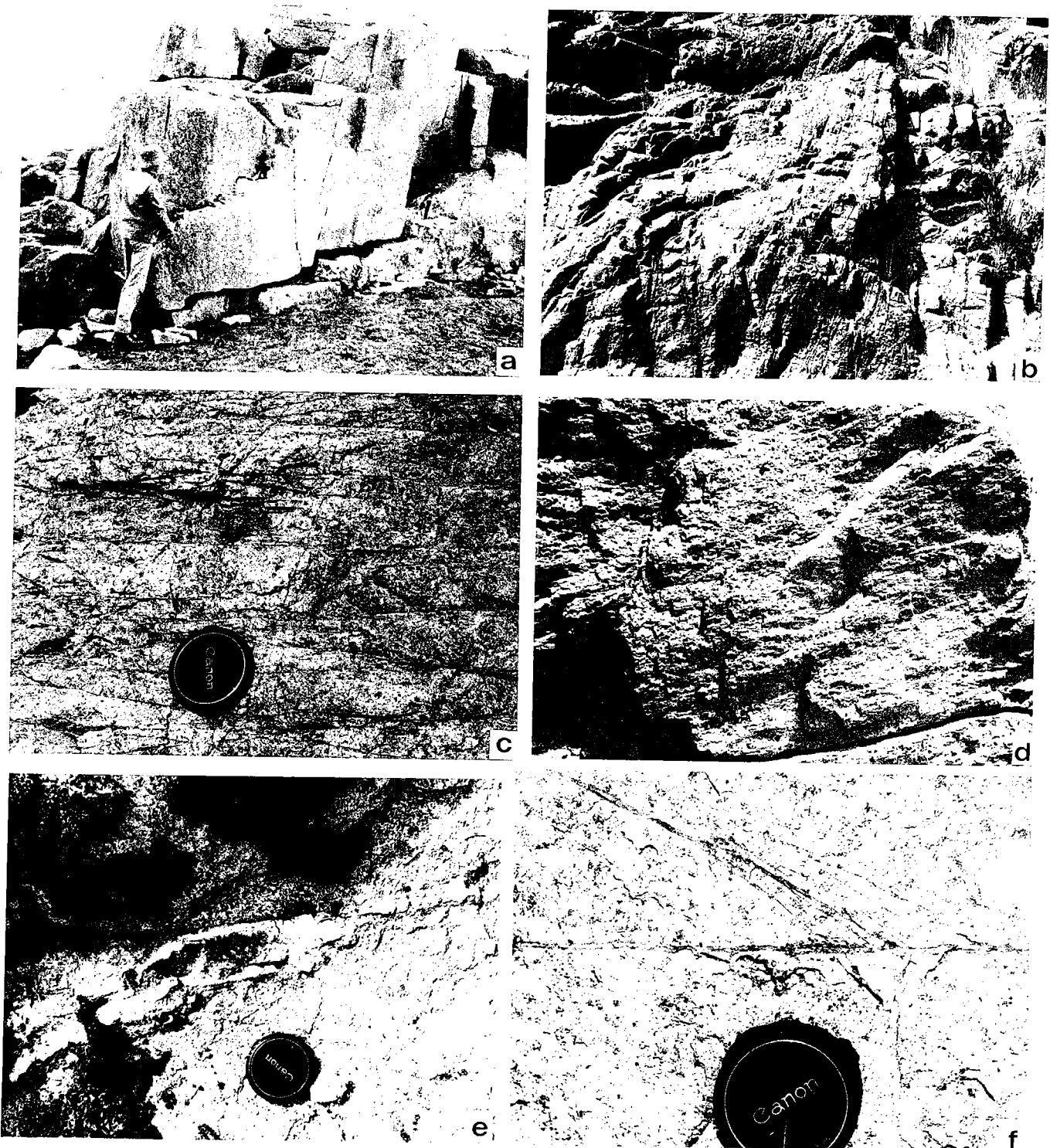


Fig. 11.18 : La fracturation du granite d'Azegour, a, Découpage du granite en blocs cubiques limités par trois familles de fractures suborthogonales, b, intensification de la fracturation sur la bordure nord du granite (Tizgui), c, vue de détail dans un plan subhorizontal de la fracturation périphérique du granite montrant des microfractures d'espacement millimétrique, d, stries subhorizontales sur les microfractures (vue verticale), e, zone d'ouverture et coulissage horizontal le long de fractures injectées de quartz, f, vue de détail de la terminaison de fractures hydrauliques.

La chronologie de la fracturation du granite est résumée sur la Fig. 11.19. Elle débute par la formation de fractures précoces, probablement liées à l'augmentation de la pression magmatique comme en témoigne leur disposition spatiale subverticale au toit de l'intrusion (cf chap. 3) et leur remplissage aplitopégmatitique. A ce stade, la cristallisation et la consolidation du magma ne sont pas achevées. Le magma se déforme encore et s'étire suivant une direction NE-SW (Fig. 11.16 b). Cette déformation du magma s'accompagne de la déformation et du plissement des fractures précoces et de leur important remplissage filonien (Fig. 11.12 a ; Fig. 11.19 a).

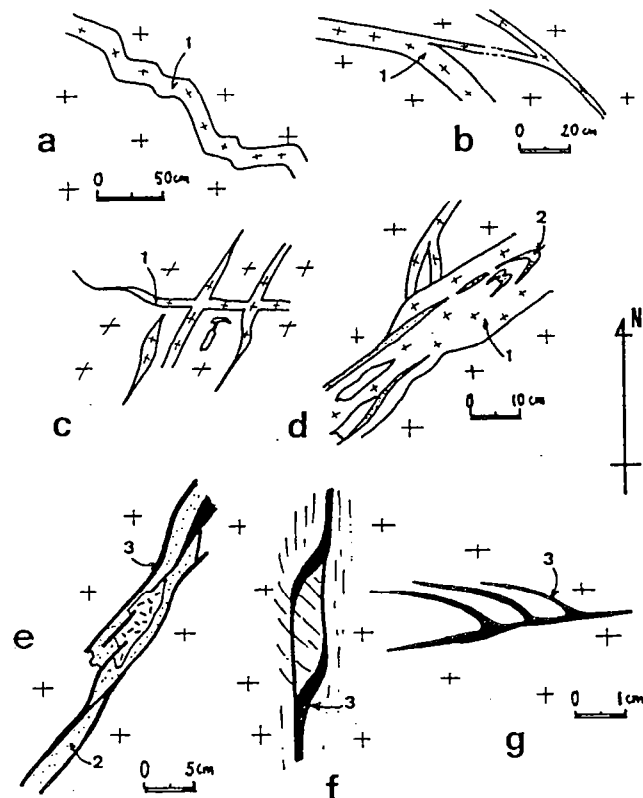


Fig. 11.19 : Chronologie relative de la fracturation, a, filon aplitique ESE (1) déformé en remplissage de fractures précoces, b,c, fissuration du granite en petits blocs cimentés par du matériel aplitique (1), d, filon aplitique tardif (1) contenant en enclaves des filons de quartz (2) plissés, e,f,g, différents aspects de la fracturation hydraulique avec des brèches siliceuses riches en oxydes de fer (3).

Jusqu'à la fin de sa cristallisation, le granite continue de se fissurer en petits blocs. Un remplissage aplitique cimente préférentiellement les fractures E-W à ESE (Fig. 11.19 b) mais parfois aussi les fractures NE à NNE (Fig. 11.19 c). Les petites fractures plus tardives montrent un remplissage centimétrique de quartz filonien (2 Fig. 11.19 d) localement repris, sous forme d'enclaves plissées, dans les derniers filons aplitiques (1 Fig. 11.19 d). Ces fractures ont un jeu cisailant horizontal mis en évidence par l'existence de zones d'ouverture (Fig. 11.18 e) à remplissage géodique de quartz-barytine et oxydes de fer.

Au cours de la cristallisation de ce granite les surpressions de fluides provoquent localement la rupture du granite par fracturation hydraulique (SECOR, 1965 ; POLLARD, 1973, 1979 ; BEACH, 1980 ; NICOLAS, 1984) (Fig. 11.18 f et Fig. 11.19 f,g). Sur la bordure NE du granite les fractures hydrauliques peuvent avoir 20 à 30 cm de large et sont constituées d'une microbrèche cimentée par une fine matrice siliceuse riche en oxydes de fer.

11.5) LE CHAMP DE DEFORMATION FINIE DANS L'ENCAISSANT PALEOZOIQUE DU GRANITE D'AZEGOUR :

11.5.1) TRAJECTOIRES PRINCIPALES DE DEFORMATION :

Le paléozoïque de la région d'Azegour est affecté par une déformation hercynienne globalement monophasée. On n'y observe qu'une seule schistosité, généralement oblique sur la stratification, et une seule linéation d'étirement. L'étude de l'orientation cartographique de ces microstructures nous renseigne sur la géométrie du champ de déformation finie.

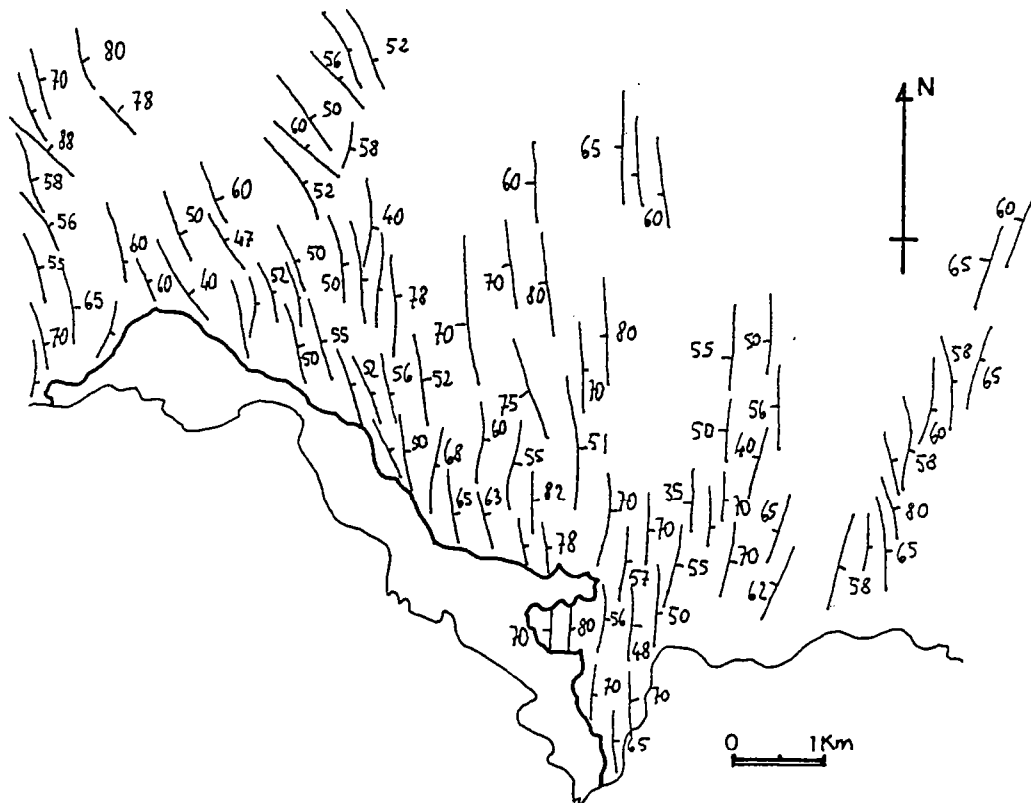


Fig. 11.19 : Trace cartographique du plan de schistosité dans l'encaissant paléozoïque du granite d'Azegour.

1) PLAN DE SCHISTOSITE :

Le plan de schistosité a une direction régionale subméridienne à SSE et un pendage Ouest de 50 à 80° (Fig. 11.20).

Au NW du granite la schistosité s'infléchit en direction ESE alors qu'à l'Est, vers Amizmiz la schistosité prend une direction NNE.

De forts pendages Est sont observables au centre du massif, dans le secteur du Jbel Aborji (NE du granite) (Fig. 11.20).

2) DIRECTION D'ETIREMENT :

La linéation d'étirement a une direction régionale NW-SE avec un plongement SE de 10 à 50° (Fig. 11.21). Des linéations NNE à NE-SW sont localement observables à l'Est et à l'Ouest du granite, ainsi qu'au Nord, dans l'antiforme du Jbel Aborji (Fig. 11.21).

Il est à noter que l'étirement des taches de métamorphisme, qui définit la linéation d'étirement sur le pourtour du granite, est conforme à la direction d'étirement régional.

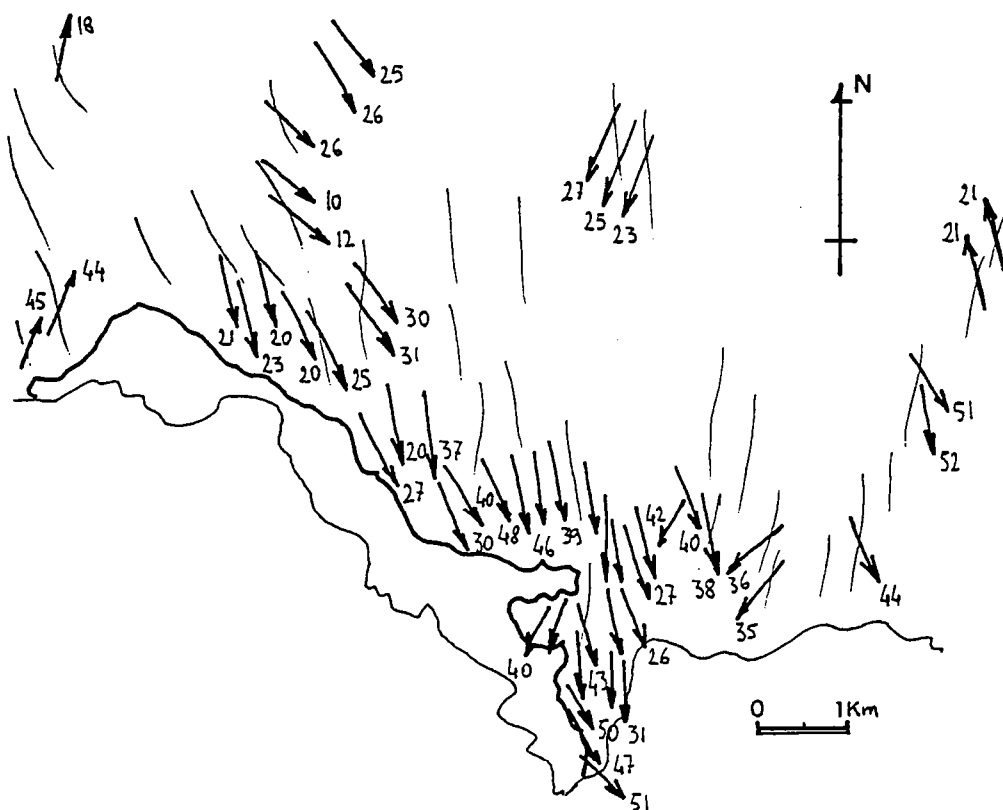


Fig. 11.21 : Trajectoires cartographiques de la direction d'étirement. A noter que sur la proche périphérie du granite l'étirement, indiqué par les taches de métamorphisme de contact déformées, est conforme à l'étirement régional.

11.5.2) ANALYSE DE LA DEFORMATION FINIE :

Dans l'encaissant paléozoïque du granite d'Azegour, deux types de marqueurs permettent de suivre les changements de forme et les modifications des rapports axiaux de l'ellipsoïde de déformation finie :

- Les conglomérats, les éléments volcano-détritiques et les taches d'oxydation (Fig. 11.2 d) sont des objets préexistants et qui, en tant que tels, ont enregistré la totalité de la déformation hercynienne.

- Les taches de métamorphisme sont des marqueurs apparus lors de la mise en place du granite. Ils n'ont donc enregistré qu'une partie de la déformation et ce, indépendamment du fait que cette déformation soit liée au gonflement du granite ou à l'interférence gonflement - déformation régionale.

Les mesures effectuées sur ces marqueurs ont été traitées par la méthode Rf/ϕ (DUNNET & SODDANS, 1971). Pour les taches de métamorphisme, les résultats obtenus ont pu être vérifiés par la méthode de FRY (1979) (Fig. 11.22).

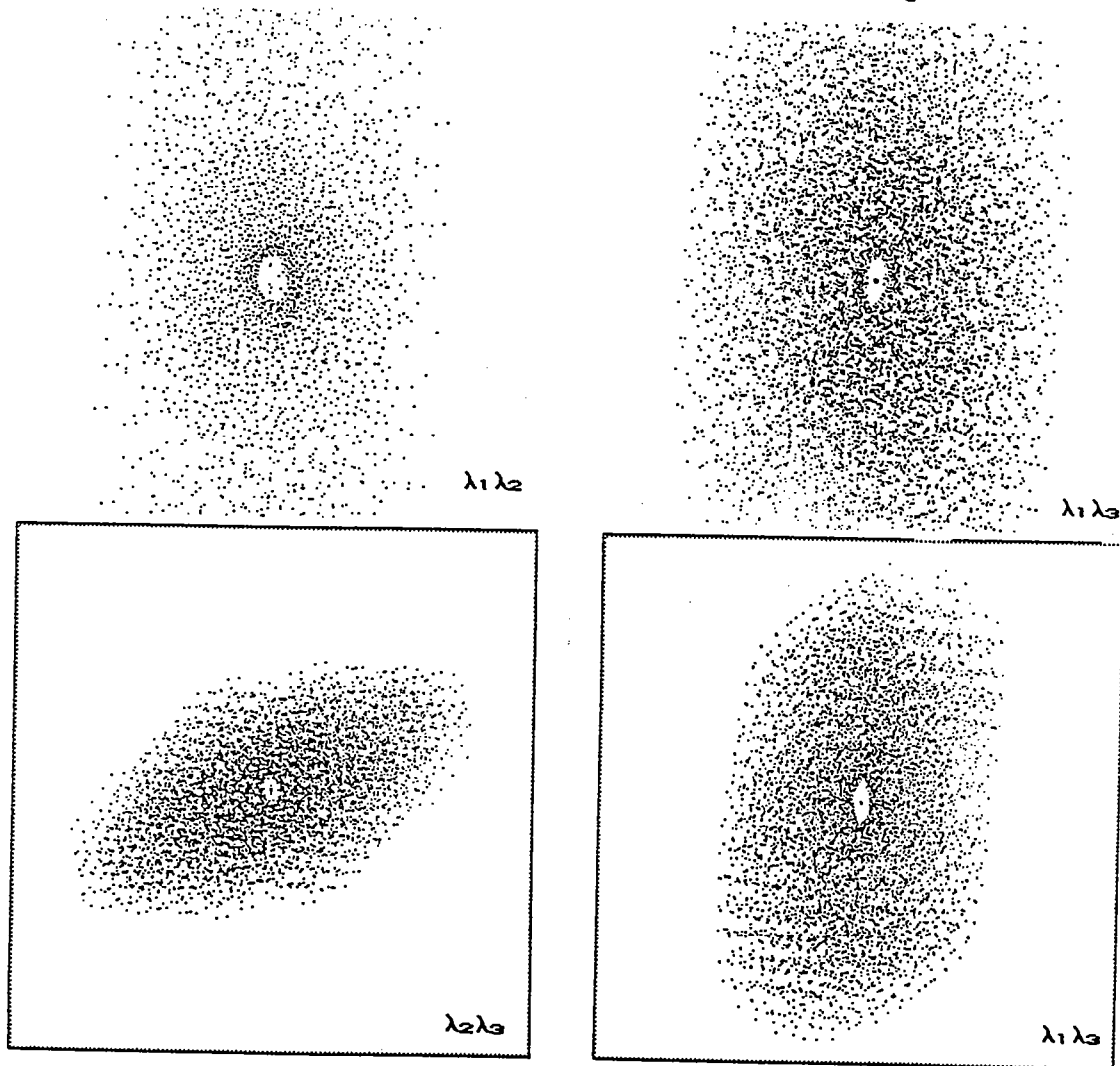


Fig. 11.22 : Etude des rapports axiaux de l'ellipsoïde de déformation par la méthode de FRY, (1979) dans le cas des taches de métamorphisme déformées, (d'après AIT AYAO, 1987),

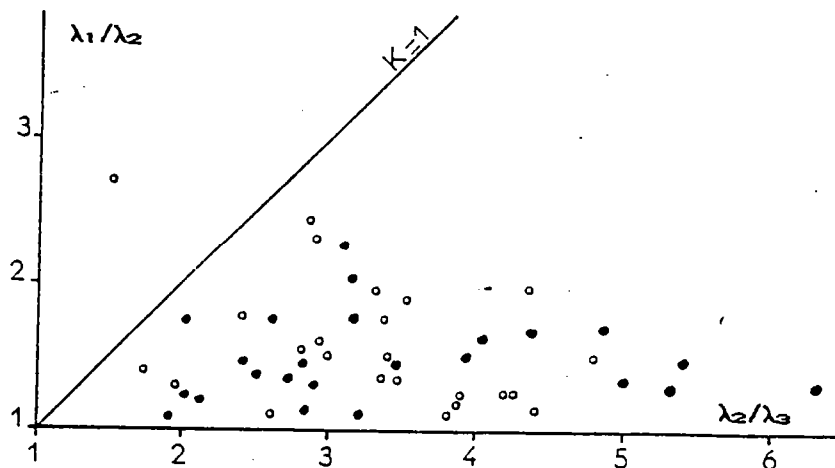


Fig. 11.25 : Valeurs des rapports axiaux de l'ellipsoïde de fabrique des micas (cercles noirs, muscovites ; cercles blancs, chlorites).

2) GRADIENTS DE DEFORMATION FINIE :

Trois points sont à noter concernant les variations d'intensité de la déformation finie :

1) Dans la zone d'influence thermique du granite, la déformation enregistrée par les taches de métamorphisme de contact s'intensifie nettement vers le granite (Fig. 11.26).

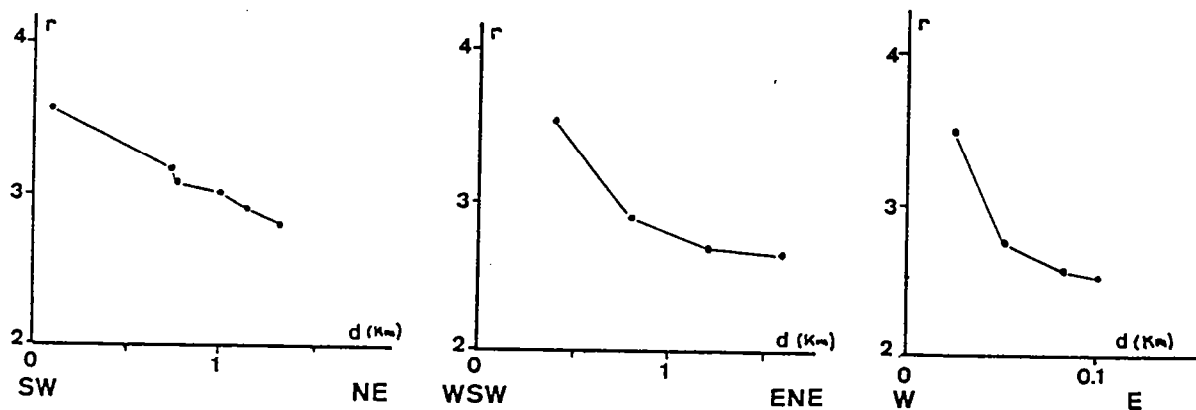


Fig. 11.26 : Intensification à l'approche du granite de la déformation finie enregistrée par les taches de métamorphisme de contact, (d'après AIT AYAD, 1987).

2) Les gradients de déformation finie observables autour du granite n'apparaissent pas clairement dans l'encaissant situé en dehors de l'auréole de métamorphisme de contact (Fig. 11.27).

Ceci tendrait à prouver soit que l'influence du granite sur l'intensification de la déformation finie est spatialement limitée à l'auréole de métamorphisme de contact soit qu'en dehors de cette auréole d'autres facteurs interviennent dans l'intensification de la déformation.

Cette évolution de la déformation finie en dehors de l'auréole de contact est confirmée par l'analyse en goniométrie de texture de la fabrique des micas (Fig. 11.28).

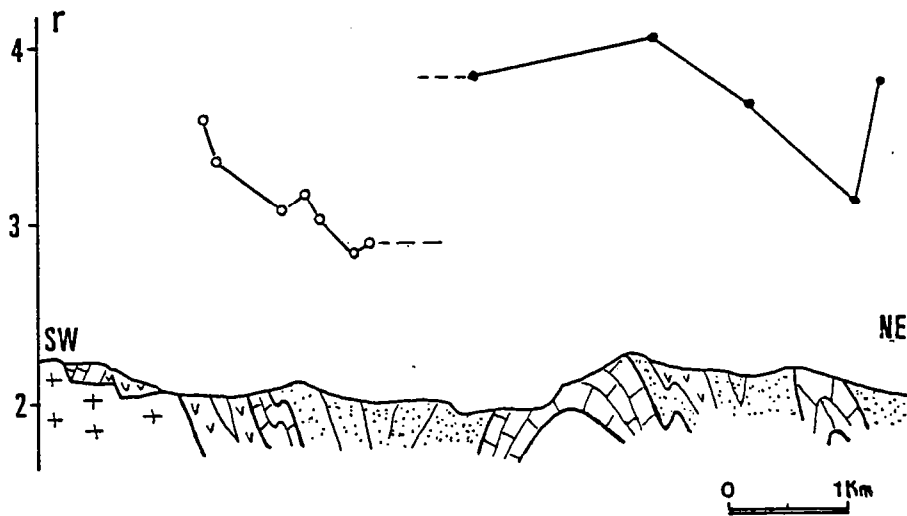


Fig. 11.27 : Coupe NE-SW faisant apparaître les variations d'intensité de la déformation à l'approche du granite. (points noirs, taches d'oxydation ; cercles blancs, taches de métamorphisme).

3) Les valeurs de "r" obtenues avec les taches de métamorphisme sont sensiblement inférieures aux valeurs de "r" obtenues, en dehors de l'auréole, avec les taches d'oxydes réduction (Fig. 11.27).

Cette différence d'état de déformation entre les taches de métamorphisme et les taches d'oxydation est corrélable avec une mise en place tardive du granite, dans l'histoire de la déformation régionale hercynienne.

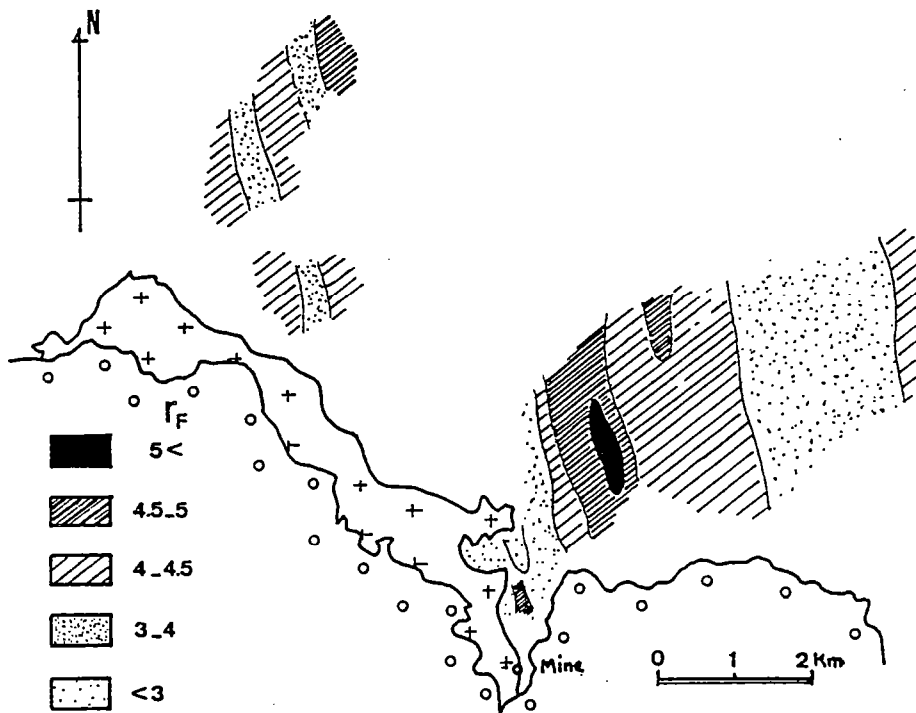


Fig. 11.28 : Variations cartographiques du paramètre d'intensité de fabrique "rf".

CONCLUSION :

Le granite d'Azegour présente de nombreuses analogies avec les complexes alcalins anorogéniques mis en place au Permien dans la chaîne hercynienne Ouest Européenne (BONIN, 1980 ; 1982) :

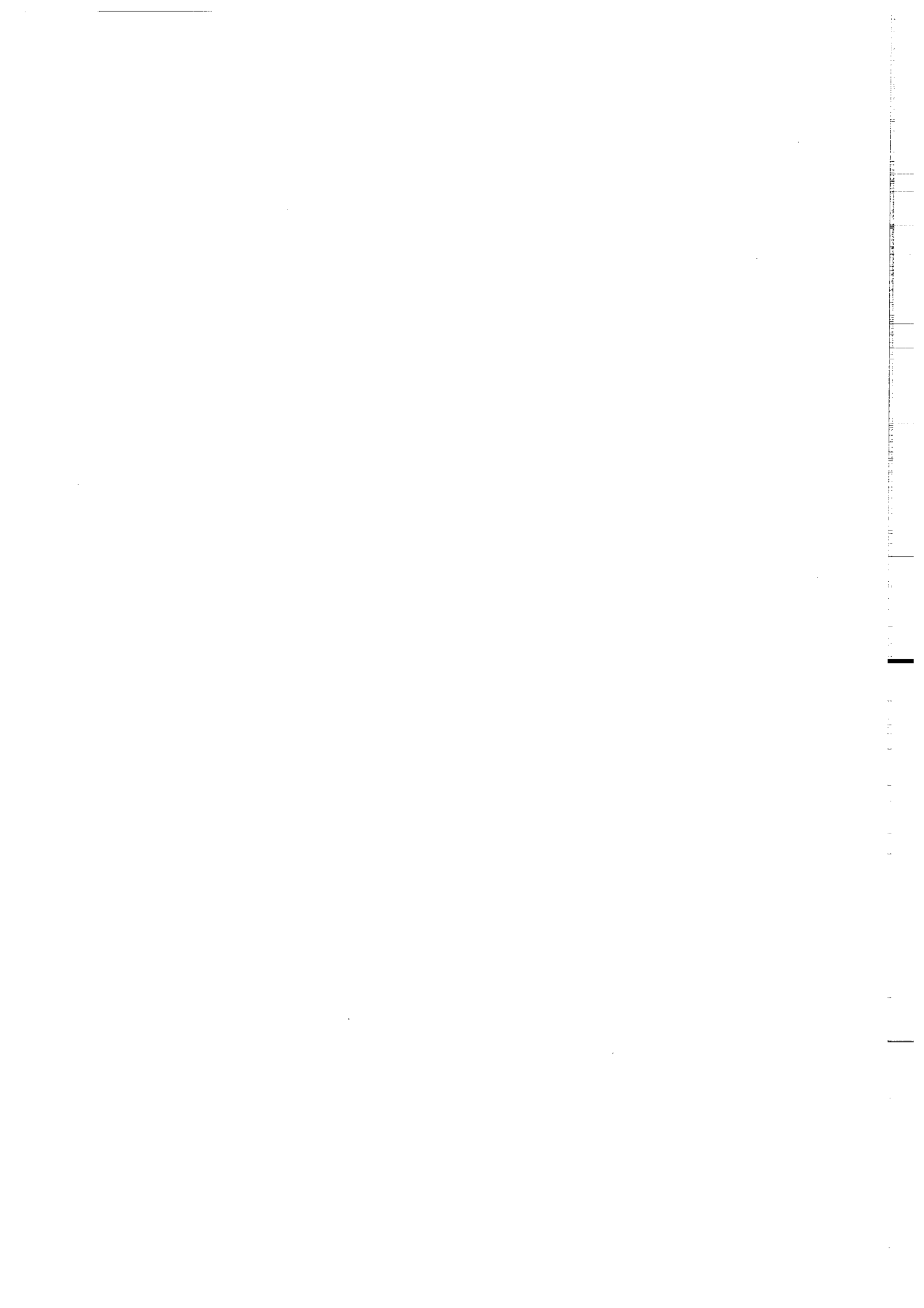
- Son âge est Permien moyen (MRINI, 1985).
- Ses caractéristiques pétrographiques et géochimiques permettent de le classer parmi les granites alcalins hyperalumineux.
- Sa minéralogie à quartz, deux feldspaths exprimés (orthose et albite - oligoclase) et de rares micas est très proche de celle des granites subsolvus à biotite qui enveloppent les granites hypersolvus dans les complexes alcalins annulaires (BONIN, 1982).
- Il contient de nombreuses passées pegmatitiques témoignant de phases fluides à saturation dans le liquide résiduel. De plus les faciés fins assimilables à des fragments de bordure figée traduisent un déséquilibre thermique entre le granite et son encaissant.
- La géométrie de l'intrusion avec un toit subhorizontal et une interface latérale à fort pendage centrifuge est plus proche de la géométrie, en voûte surbaissée, des filons annulaires (BONIN, 1982) que de celle des toits de plutons.
- Le granite est sécant sur les structures régionales synschisteuses.
- Il ne présente pas de déformation interne marquée et contient des enclaves d'encaissant schistosé.

Au vu de ces caractéristiques le granite d'Azegour pourrait être considéré comme faisant partie d'un complexe alcalin annulaire dont la mise en place serait post tectonique.

Toutefois l'étude des relations métamorphisme / déformation et l'analyse du champ de déformation finie montrent que la mise en place du granite, bien que tardive dans l'histoire de la déformation, ne peut être considérée comme post tectonique. En effet :

- Pendant la cristallisation du granite, le magma subit un étirement NS à NE SW compatible avec le champ de déformation régional hercynien (Fig. 11.16 b).
- Les filons granitiques périphériques faisant un angle fort avec la schistosité se sont trouvés dans le champ de raccourcissement et ont été raccourcis parallèlement à leur interface (Fig. 11.12 c).
- Des gradients thermiques syntectoniques en direction du granite sont mis en évidence par l'étude de la cristallinité de l'illite (Fig. 11.15).
- Le métamorphisme de contact est, au moins en partie, syntectonique puisque les taches de métamorphisme de contact sont aplaties dans la schistosité régionale et étirées parallèlement à l'étirement régional.
- Le champ de déformation finie est perturbé à l'approche du granite. La déformation s'intensifie et l'ellipsoïde de déformation change de forme.

La différence d'état de déformation entre les taches de métamorphisme qui ont enregistré la déformation à partir de la mise en place du granite et les taches d'oxydation qui ont enregistré la totalité de la déformation hercynienne, apporte une confirmation du caractère tardif de la mise en place du granite d'Azegour.



LES PROCESSUS
D'ORTHOGONALISATION

Dans cette 3ème partie sont décrites de manière succincte les modifications microstructurales qui accompagnent l'orthogneissification des granites (chap. 12 et 13).

Les différentes microstructures reconnues sont ensuite regroupées en fonction des températures de déformation requises ce qui permet (1) d'effectuer une chronologie relative des différentes étapes de l'orthogneissification et (2) de situer la période d'orthogneissification dans l'histoire de la mise en place du pluton :

12. FOLIATION HOMOGENE PERIPHERIQUE ET DEFORMATION HT :

Lorsque la mise en place des plutons interfère avec une déformation régionale d'intensité modérée la déformation des granites cesse pratiquement dès solidification du corps intrusif c'est à dire des le franchissement du solidus. Les microstructures observées reflètent alors une déformation de haute température.

12.1) GEOMETRIE DES STRUCTURES INTERNES :

Dans ces granites la structure la plus exprimée est une anisotropie "S" (foliation homogène, GAPAIS, 1987). Cette foliation présente une disposition concentrique et un parallélisme plus ou moins marqué avec l'interface. Lorsqu'une légère obliquité est décelable, on peut observer le passage en continuité avec la schistosité de l'encaissant. Cette anisotropie "S" est localement associée a des bandes de cisaillement ductile faiblement exprimées dont l'organisation en deux familles témoigne d'un fort aplatissement pouvant refléter le gonflement des plutons. L'alignement des minéraux dans le plan de schistosité détermine une linéation d'étirement. Cette linéation est généralement faiblement plongeante au toit des plutons (Oulmés, Zaer) et se rapproche de la ligne de plus grande pente dans la moitié inférieure des bulles granitiques (Tichka).

12.2) EVOLUTION MICROSTRUCTURALE :

L'évolution microstructurale associée à l'orthogneissification périphérique d'un pluton a été étudiée de manière détaillée dans les leucogranites des Zaer d'Oulmés (AIT OMAR, 1986). Les modifications texturales et minéralogiques suivantes ont été mises en évidence :

- Le quartz , qui se présente initialement sous forme de gros grains monocristallins (Fig. 1a), devient progressivement polycristallins par formation de sous-joints. L'habitus des grains suggère que la recristallisation se fait par nucléation et migration des joints. Cette recristallisation dynamique est confirmée par l'absence de fabrique de forme et d'orientation préférentielle de réseau.

- Les Fk présentent dans tous les stades de déformation de nombreuses fractures et microfissures (Fig. 1b). Au départ les réorientations sont limitées et les recristallisations localisées à la bordure des plans de fractures. On assiste ensuite à un découpage des Fk en losange irréguliers limités par des microfractures (stress corrosion crack), (KERRICH & al., 1980 ; AIT OMAR, 1986). Cette diminution de la taille des grains s'accompagne de recristallisations quartzo-albitiques appelées intercroissances myrmékitiques (DEBAT & al., 1978 ; BERTHE, 1980 ; SIMPSON, 1983, 1985) (Fig. 1).

- Les micas sont déformés puis tardivement destabilisés. La déformation se traduit par des formes en rubans (Fig. 1) indices d'une déformation à haute température (SIMPSON, 1985). La destabilisation est observable au niveau des grandes biotites qui recristallisent peu à peu en petites paillettes de muscovite II.

12.3) INTERPRETATIONS :

Dans les leucogranites type Oulmés et Zaer, la foliation homogène, l'intense recristallisation du quartz et des Fk, la faible cataclase, la présence de myrmékites et de biotites en rubans, l'absence de fabrique de forme et d'orientations préférentielles de réseau suggèrent de forts gradients de déformation sous des conditions de haute température, (AIT OMAR, 1986). L'homogénéisation de la texture, attribuable à des mécanismes de recristallisation avec migration des joints de grain, est compatible avec de telles conditions, (GAPAI, 1987).

L'intense recristallisation est favorisée par l'importante activité des fluides dans les coupes fortement affectées par les phénomènes deutériques. Les fluides contribuent en effet à l'homogénéisation de la texture en accélérant la diffusion aux limites de grains (TULLIS, 1979 ; SIMPSON, 1985). Deux types de textures mylonitiques ont été distinguées en fonction de l'activité des fluides (AIT OMAR, 1986):

- Lorsque l'activité des fluides est peu marquée, la recristallisation du quartz et des feldspaths potassiques, ainsi que le développement des myrmékites s'accroissent avec la déformation pour donner une texture à grain très fin dans laquelle la phase micacée est presque exclusivement représentée par la biotite.

- Lorsque l'activité des fluides est forte, la texture est parfaitement homogène avec des néoblastes de taille plus importante et la phase micacée est représentée par des muscovites marquant le plan de schistosité.

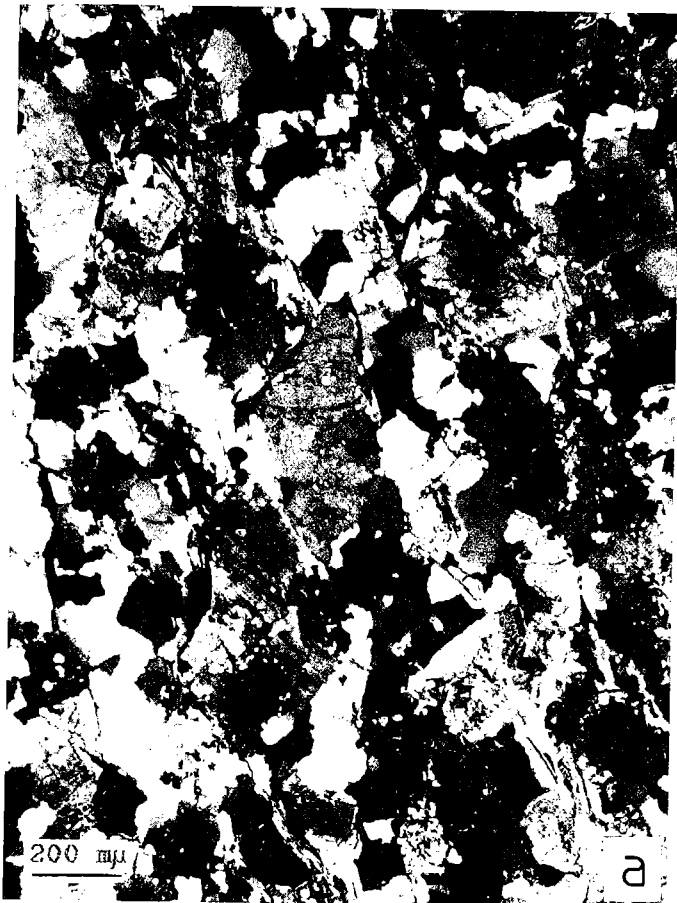
12.4) CONCLUSION :

Les granites type Oulmés-Zaer dont la mise en place interfère avec une déformation régionale peu intense, sont affectés par une déformation à haute température avec développement d'une foliation homogène localisée à la périphérie des plutons et faible déformation intracrystalline.

L'importante activité des fluides, notamment à la périphérie et au toit des plutons, favorise l'homogénéisation de la texture par recristallisation avec diffusion aux limites de grains. Ces modifications minéralogiques entraînent un amollissement localisé du granite et contribuent à la concentration de la déformation dans les zones périphériques.

Cette orthogneissification est assimilable à une mylonitisation à haute température, sans déformation intracrystalline. C'est une blastèse dynamique qui est contemporaine du gonflement et de la cristallisation du pluton granitique.

Fig. 1 : Evolution de la fabrique dans les plutons affectés par une orthogneissification périphérique à HT, (sections $\lambda\lambda 3$), a) Feldspaths potassiques microfissurés et aplatis dans l'anisotropie "S", soulignée par les alignements de micas (stade peu déformé), A noter l'absence de fabrique de forme du quartz (Oulmés), b) Stade très déformé montrant une homogénéisation complète de la texture, attribuable à des conditions de déformation à HT, (Oulmés), c) Vue de détail des recristallisations, A noter la forme dentelée du quartz indiquant une recristallisation avec migration des limites de grain (Zaer), d) plan de cisaillement avec (de haut en bas) granulation du quartz et des feldspaths, rubans de micas et myrmékites (Zaer).



13. BANDES DE CISAILLEMENT DUCTILE :

Lorsqu'une déformation régionale de grande amplitude finie se superpose aux effets du diapirisme, la déformation des granites continue après le franchissement du solidus, pendant le refroidissement de l'intrusion. Des bandes de cisaillement ductile apparaissent alors et évoluent dans un éventail de température relativement large.

13.1) LES BANDES DE CISAILLEMENT DUCTILE HT (Leucogranites des Oulad Ouaslam) :

Des bandes de cisaillement ductile sont observables dans les filons de leucogranite intrusifs dans la granodiorite (Fig. 1a).

Macroscopiquement ces filons se présentent sous la forme d'une roche claire, feuilletée, riche en tourmaline formant des grains ou des lits sombres centimétriques boudinés ou plissés dans les stades ultramylonitiques (CHEMSSEDDOHA, 1986). Les boudins de tourmaline, obliques par rapport à la direction d'étirement λ_1 et les plis en fourreau réorientés dans la direction λ_1 (Fig. 2), traduisent un cisaillement simple de grande amplitude, (COBBOLD & QUINQUIS, 1980 ; HARRIS, 1984).

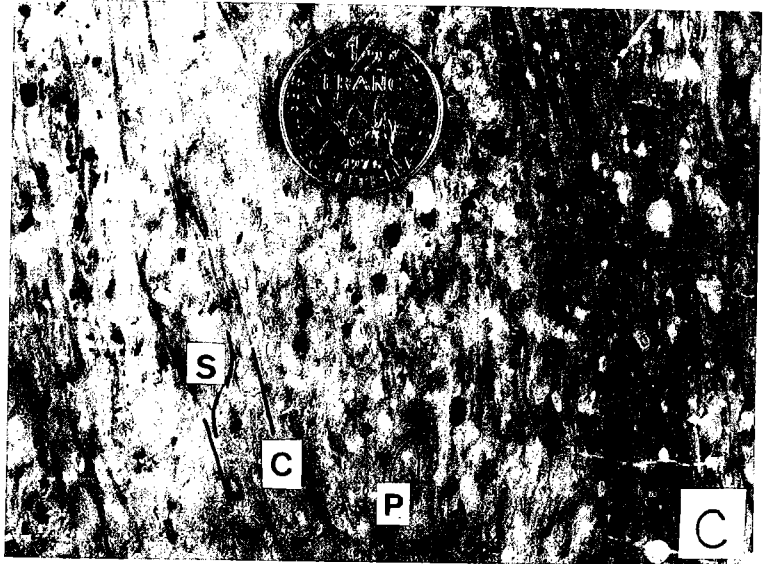
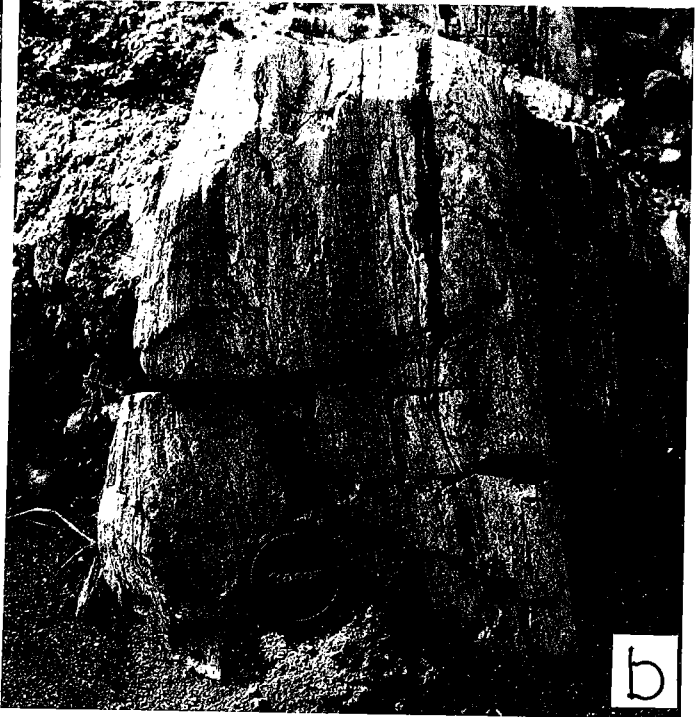
Au plan microstructural la déformation de ces filons est caractérisée par (1) l'abondance des bandes de cisaillement qui sont très rapprochées et d'espacement millimétrique (Fig. 1 c), (2) l'absence de cataclase et l'intense recristallisation de tous les constituants de la roche.

Cette recristallisation généralisée s'accompagne de la formation de rubans polycristallins, essentiellement quartzo feldspathiques et plus rarement micacés. Les grains constituant ces rubans sont de petite taille et ne présentent pas de fabrique de forme. Des plis dissymétriques affectent ces rubans. Ils indiquent le sens du cisaillement au même titre que les zones abritées dissymétriques et les structures d'enroulement observables autour des rares clastes de tourmaline et de feldspaths (Fig. 1c).

L'absence de cataclase, l'importance de la recristallisation et l'absence de fabrique de forme suggèrent une déformation à haute température avec une vitesse de déformation probablement élevée. Ce type d'orthogneissification a été favorisé par la mise en place des filons de leucogranite dans une granodiorite déjà partiellement cristallisée et refroidie. Les corps filoniens ont alors localisé et concentré la déformation et ce dès le début de leur mise en place.

Fig. 1 ; a, Filon de leucogranite feuilleté (ultramylonites) intrusif dans une granodiorite peu déformée (Granodiorite des Jebilet), b, Vue de détail montrant le plissement des lits de tourmaline (section $\lambda_2\lambda_3$), c, Vue de détail montrant les bandes C/S et les plis les affectant (P), d, Vue en lame mince du leucogranite ultramylonitique montrant une recristallisation HT avec homogénéisation de la texture, des microstructures en ruban localement replissées et des zones abritées dissymétriques autour de clastes de feldspath et de tourmaline.

PROCESSUS D'ORTHOGNEISSIFICATION



13.2) BANDES DE CISAILLEMENT DE HAUTE ET MOYENNE TEMPERATURE (Granodiorite porphyroïde des Oulad Ouaslam) :

La granodiorite porphyroïde des Oulad Ouaslam est un bel exemple d'orthogneissification progressive à l'intérieur d'une zone de cisaillement de largeur kilométrique.

13.2.1) GEOMETRIE DES STRUCTURES :

La déformation interne de la granodiorite des Oulad Ouaslam a déjà été décrite au chapitre 6. Elle affecte la bordure Ouest du pluton sur une largeur de 3 à 4 kms. Ne seront rappelées ici que les principales caractéristiques géométriques de la déformation :

- 1) La schistosité matérialisée par le plan d'aplatissement des micas, du quartz et des feldspaths commence à apparaître sur la bordure Ouest de la granodiorite, à environs 4 kms de l'encaissant (Fig. 2).
- 2) Dans les premiers stades la schistosité est peu marquée. Elle est subverticale et de direction NE à NNE.
- 3) Des bandes de cisaillement (plan "c"), localisées dans des couloirs centimétriques, apparaissent dès les premiers stades de la déformation. Leur propagation horizontale est alors limitée et on peut observer des plans S et C anastomosés (Fig. 2 c). Ces bandes de cisaillement sont organisées suivant une seule famille SSE senestre.
- 5) La linéation d'étirement matérialisée par l'alignement des micas et l'étirement du quartz plonge de 30° environs vers le Sud.
- 6) Ces microstructures évoluent au plan typologique et géométrique, à l'approche de la zone de cisaillement ductile qui borde la granodiorite à l'Ouest (Fig. 2) :
 - La schistosité subit une virgation, en direction subméridienne puis SSE.
 - Les bandes de cisaillement d'abord localisées dans des couloirs centimétriques deviennent de plus en plus nombreuses en même temps que l'angle S°C décroît. A l'extrémité Ouest de la granodiorite, les bandes de cisaillement sont généralisées dans une zone SSE hectométrique.

13.2.2) EVOLUTION MICROSTRUCTURALE :

La déformation cisailante de la granodiorite des Oulad Ouaslam s'accompagne d'une série de modifications microstructurales.

Dès les stades peu déformés il est possible de suivre l'individualisation des bandes de cisaillement. Celles-ci apparaissent préférentiellement en bordure des clastes feldspathiques et se manifestent par une microgranulation du quartz et des feldspaths le long de plans plus ou moins marqués, (Fig. 3 a). Lorsque la déformation s'intensifie les bandes de cisaillement se propagent latéralement et s'amplifient (Fig. 3 b). On assiste alors à une importante réduction de la taille des grains à l'approche de ces bandes (fig. 3c).

- 1) *Le quartz* est affecté par une déformation plastique. Il présente fréquemment des formes lobées qui traduisent une migration des joints de grains (Fig. 3a).
- 2) *Les feldspaths potassiques* sont fracturés et présentent une granulation périphérique accompagnée de cristallisations secondaires d'albite, orthose, quartz et parfois muscovite. Au niveau des bandes de cisaillement les feldspaths potassiques subissent une importante réduction de taille et on note la formation de myrmékites (Fig. 3 d).

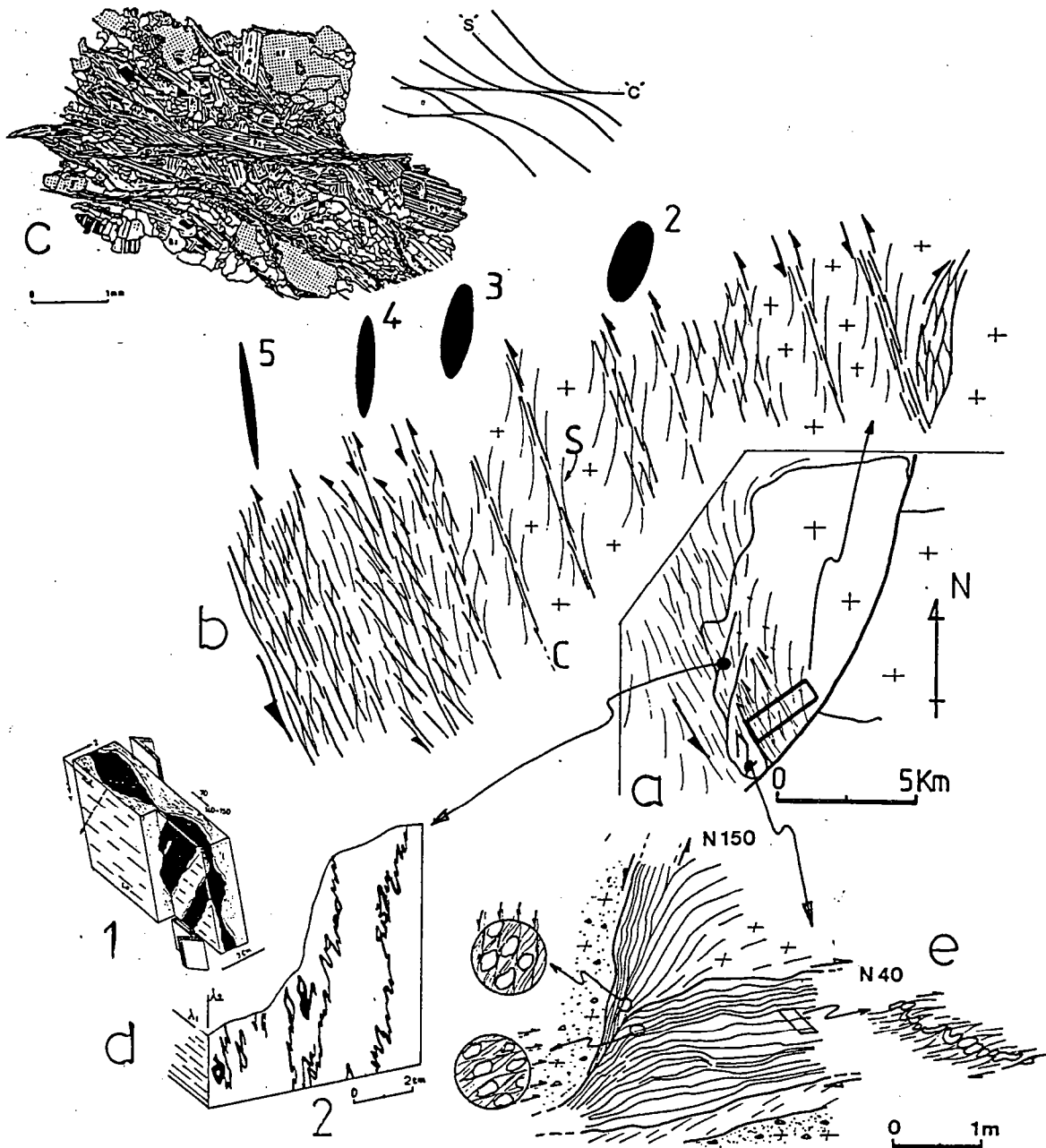


Fig. 2 : a) Orthogneissification progressive de la granodiorite des Oulad Quaslam en bordure d'une zone de cisaillement ductile, b) Evolution de la géométrie des bandes C/S le long du gradient de déformation régional, c) Structures C/S dans les stades peu déformés (d'après CHEMSEDDOHA, 1986), d) Microstructures dans les leucogranites ultramylonitiques (1) boudins de tourmaline obliques sur la direction d'étirement λ_1 (d'après CHEMSEDDOHA, 1986) (2) Plis en fourreau affectant les lits de tourmaline, e) zones de cisaillement ductile conjuguées dans la granodiorite périphérique à grain fin, des Oulad Quaslam.

PROCESSUS D'ORTHOGNEISSIFICATION

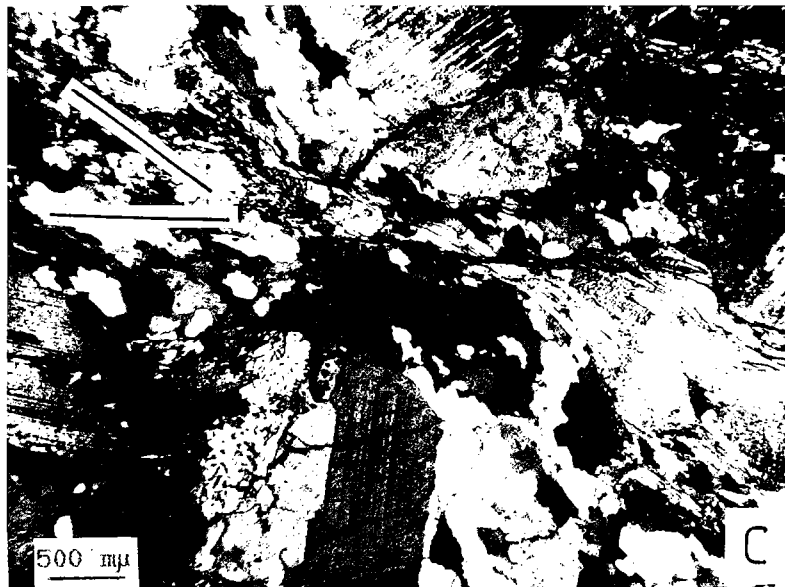
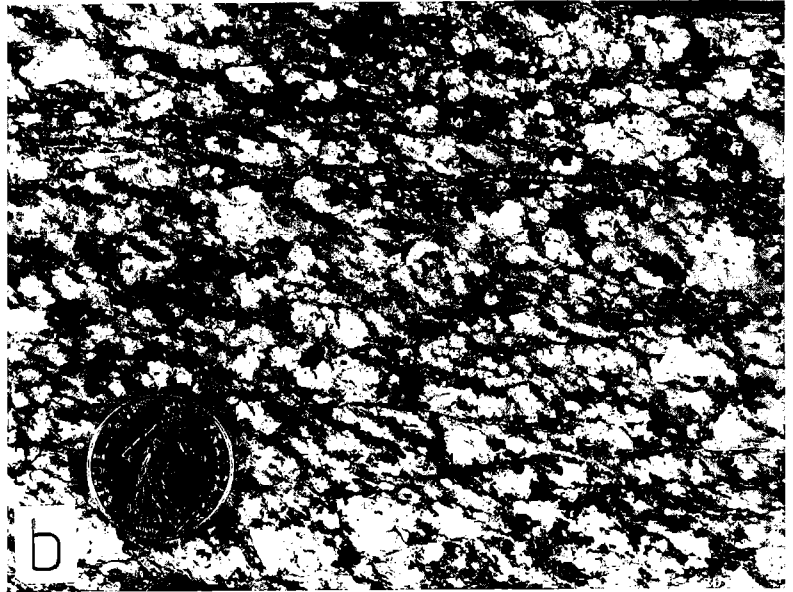


Fig. 3 : a) Naissance d'une bande de cisaillement à l'interface d'un feldspath (à gauche). Cette bande est marquée par la cristallisation de petits grains quartzo-feldspathiques. A noter le contour lobé des gros grains de quartz (en haut, à droite) caractérisant une recristallisation avec migration des joints de grain, b) amplification des bandes de cisaillement, c) Détail d'une bande de cisaillement montrant la diminution de taille des grains, la fracturation des feldspaths, les intercroissances myrmékitiques et la dilacération des biotites, d) Formation de myrmékites à l'interface Fk-bande de cisaillement (face perpendiculaire à λ_3). (Granodiorite des Oulad Ouaslam).

3) Les micas sont légèrement tordus ou pliés dans les stades peu déformés. Ils acquièrent ensuite des formes dissymétriques, en poisson, (Fig. 3 c). Des cristallisations secondaires de biotite et de muscovite sont observables, sous forme de petites paillettes parallèles aux plans "C".

L'étude des modifications microstructurales de la granodiorite a été complétée par une analyse des orientations préférentielles de réseau du quartz (CHEMSSEDDOHA, 1986). Cette étude, a été effectuée en goniométrie de texture (GAPAIS, 1979) sur les axes 1014 et 1120 (axes $\langle a \rangle$) du quartz. Les échantillons étudiés correspondent à des stades de déformation croissante mis en évidence par la diminution de l'angle S/C et par la déformation progressive des enclaves. Cette étude montre (Fig. 4):

- Une concentration progressive des axes $\langle a \rangle$ dans la direction de λ_1 , lors de l'intensification de la déformation .

- Une tendance à l'organisation des axes 1014 en couronnes croisées dans les stades les plus déformés. Les axes $\langle a \rangle$ correspondants montrent deux maxima proche de λ_1 et subperpendiculaires aux couronnes d'axes 1014 .

Ce type d'organisation spatiale des axes cristallographiques du quartz, déjà décrit dans des granites syntectoniques (GAPAIS & BARBARIN, 1986), traduit la prédominance des glissements prismatiques dans la direction $\langle a \rangle$ dans des conditions de température intermédiaire (550 °C).

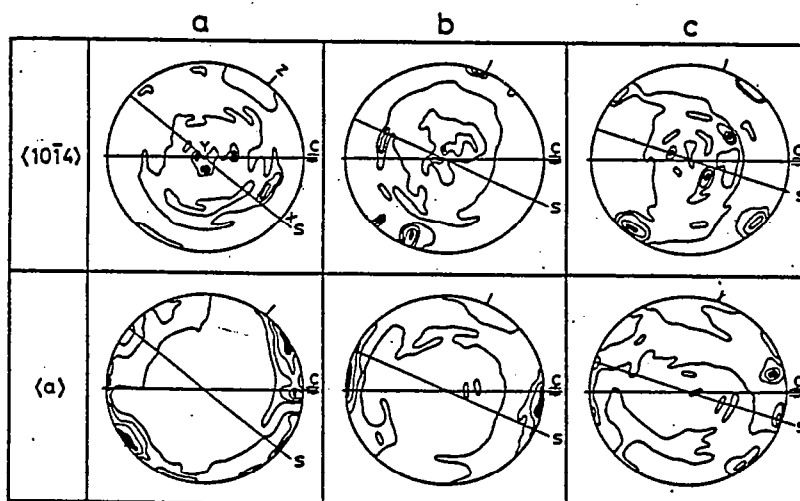


Fig. 4 : Evolution de l'orientation préférentielle de réseau du quartz le long d'un gradient de déformation souligné par la diminution de l'angle S/C, (d'après CHEMSSEDDOHA, 1986). A noter la concentration progressive des axes $\langle a \rangle$ dans la direction de λ_1 lors de l'intensification de la déformation et l'organisation des axes $\langle 10\bar{1}4 \rangle$ correspondants en couronnes croisées.

PROCESSUS D'ORTHOGNEISSIFICATION

Une évolution microstructurale assez semblable peut être observée dans la granodiorite à grain fin qui constitue le faciès de bordure de la granodiorite porphyroïde des Oulad Ouaslam. On y note :

- De très forts gradients de déformation avec passage, en quelques centimètres, d'un granite subisotrope à une ultramylonite.
- Une organisation des zones de cisaillement suivant deux familles conjuguées SSE senestre et ENE dextre (Fig. 2).

13.2.3) CONCLUSION :

L'orthogneissification des granodiorites de Jebilet est caractérisée, par une concentration de la déformation le long de bandes de cisaillement SSE senestres au niveau desquelles l'importante réduction de la taille des grains s'accompagne de recristallisations de quartz, feldspaths et micas.

Plusieurs critères microstructuraux tendent à montrer que cette orthogneissification a débuté, alors que le pluton granitique était encore à une température proche de celle de son solidus :

- Les néograins qui cristallisent dans les bandes de cisaillement ont une composition granitique (quartz, feldspath, micas).
- La recristallisation de nombreux grains de quartz s'accompagne d'une migration des joints de grains caractérisant des mécanismes de déformation de haute température.
- La formation de myrmékites le long des plans de cisaillement caractérise des déformations dans des conditions proches du faciès amphibolites (SIMPSON, 1985) et n'est pas connue à plus basse température.

Toutefois le développement de bandes de cisaillement est associé, dans le cas du quartz, à l'activation du système de glissement prismatique <a> et à une importante réduction de la taille des grains. Or ce mécanisme de déformation intervient généralement dans les plutons granitiques largement cristallisés (BERTHE & al., 1979 ; GAPAIS, 1979 ; GAPAIS & BARBARIN, 1986).

Il apparaît ainsi que l'orthogneissification de la granodiorite des Oulad Ouaslam, qui a débuté dans des conditions de haute température, à l'intérieur d'un pluton en cours de cristallisation, s'est poursuivie à plus basse température dans un pluton largement cristallisé et consolidé.

Cette évolution de la température de déformation dont la décroissance progressive peut être mise en relation avec l'avancement de la cristallisation du pluton, constitue un argument supplémentaire témoignant du caractère syntectonique s.s de la mise en place de la granodiorite des Oulad Ouaslam.

13.3) LES ZONES DE CISAILLEMENT DUCTILES DE BASSE TEMPERATURE :

Dans les plutons du Bamega et du Tabouchent les granodiorites sont orthogneissifiées le long de zones de cisaillement ductile métriques à centimétriques (HUVELIN, 1977 ; SAQUAQUE, 1985). L'organisation de ces zones suivant deux familles conjuguées SSE senestre et ENE dextre (Fig. 5) traduit les effets du raccourcissement régional.

Ces zones sont caractérisées en observation macroscopique par une disparition progressive des feldspaths potassiques et un enrichissement en quartz. Le coeur des zones de cisaillement est enrichi en oxydes de fer formant des trainées parallèles aux bandes de cisaillement.

L'évolution microstructurale est caractérisée (1) par une déformation ductile du quartz et des micas, (2) par une déformation fragile des feldspaths, (3) par une importante déstabilisation des feldspaths et des micas, et (4) par une faible recristallisation, sauf pour le quartz, limitée à l'apparition de néograins en bordure des plans "C" et dans les fractures des F_K.

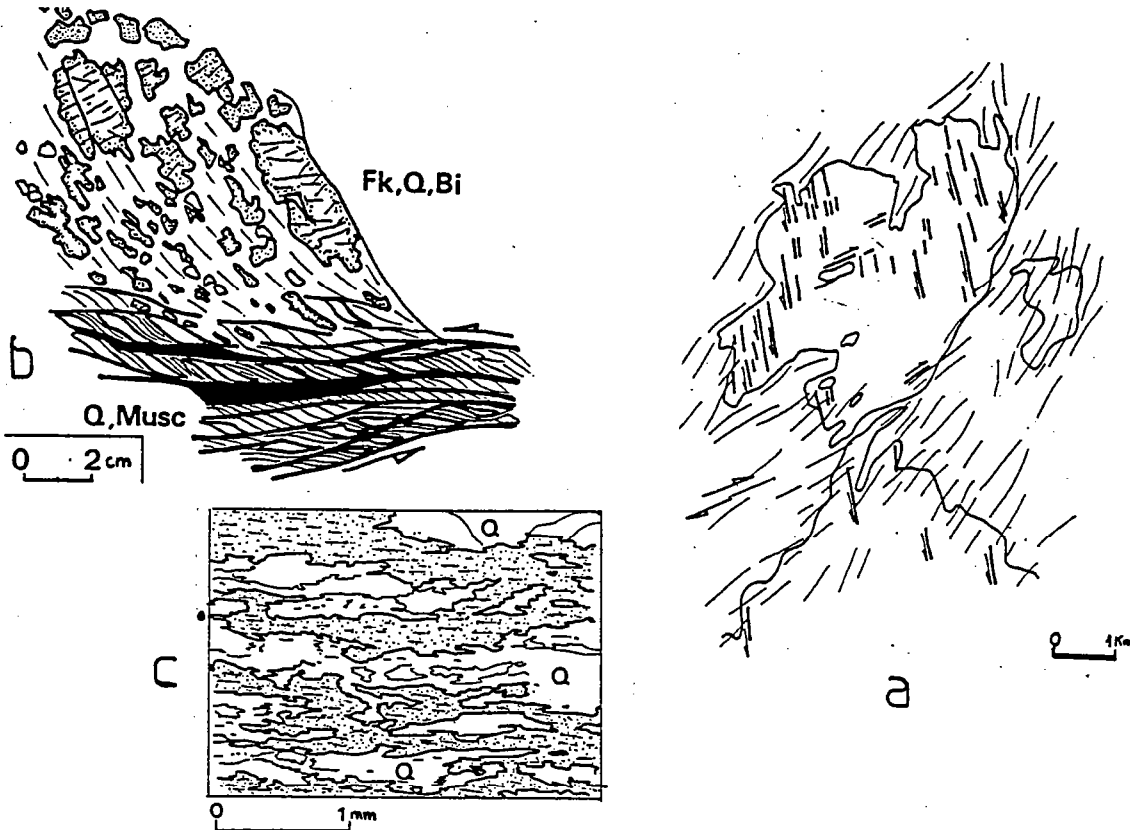


Fig. 5 : Orthogneissification de la granodiorite du Tabouchent, a) Organisation des zones de cisaillement ductile suivant deux familles conjuguées (d'après SAQUAQUE, 1985), b, Zone de cisaillement ductile centimétrique caractérisée par une forte réduction de la taille des grains, la disparition des feldspaths et des biotites, des zones centrales où ne subsistent plus que du quartz, de la muscovite et des minéraux opaques, c) microstructures en rubans issues de l'aplatissement de gros grains de quartz recristallisant dans les zones centrales fortement enrichies en quartz.

- Le quartz est fortement déformé. Il se présente sous forme de gros grains monocristallins à extinction roulante. Avec l'intensification de la déformation ces gros grains sont progressivement aplatis définissant des structures en rubans (BOULLIER & BOUCHEZ, 1978) (Fig. 5c et 6). Ils peuvent présenter un aspect en flammes étirées à contours dentelés et leur taille augmente sensiblement lorsque la déformation s'intensifie.

- Les feldspaths potassiques subissent une importante cataclase. La réduction de taille des grains se produit d'abord par microfracturation avec séparation des fragments parallèlement à la schistosité. A l'approche du coeur des zones de cisaillement les feldspaths potassiques et les plagioclases sont déstabilisés et disparaissent. Le potassium libéré passe dans les muscovites et la silice est responsable de l'enrichissement en quartz.

- La biotite d'abord, affectée par des kink-bands issus de glissements (001) (ETHERIDGE & al., 1973) est ensuite destabilisée pour donner des oxydes de fer concentrés dans les bandes de cisaillement ductile (Fig. 5b). Cette destabilisation de la biotite au coeur des zones de cisaillement est l'indice d'un percolation par des fluides oxydants.

Au total, sous l'effet de la déformation, ne subsistent plus, au coeur des zones de cisaillement, que du quartz et de la muscovite (\pm chlorite) associés à des minéraux opaques.

Ce type d'évolution avec une faible recristallisation, une forte cataclase et une importante destabilisation des feldspaths, des plagioclases et de la biotite, caractérise des mécanismes de déformation de basse température (SIMPSON, 1985). Ces bandes de cisaillement qui présentent une compatibilité géométrique et cinématique avec le raccourcissement régional attestent des effets de la déformation régionale jusqu'à la fin de la période de rééquilibration thermique du pluton

13.4) LES BANDES D'ULTRACATACLASITES :

Des bandes d'ultracatasites sont observables dans la granodiorite porphyroïde des Oulad Ouaslam.

Ces bandes de largeur millimétrique à centimétrique sont concentrées dans les secteurs orthogneissifiés et dans les faciés subisotropes qui les bordent.

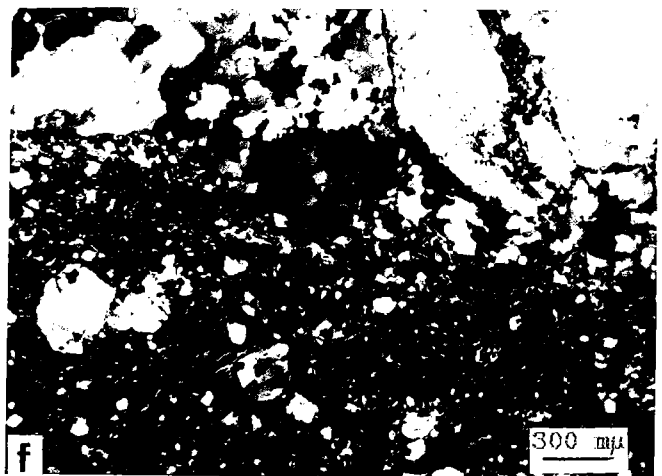
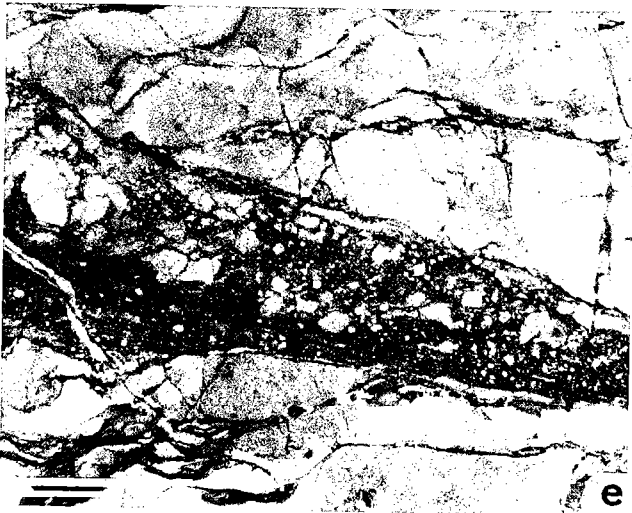
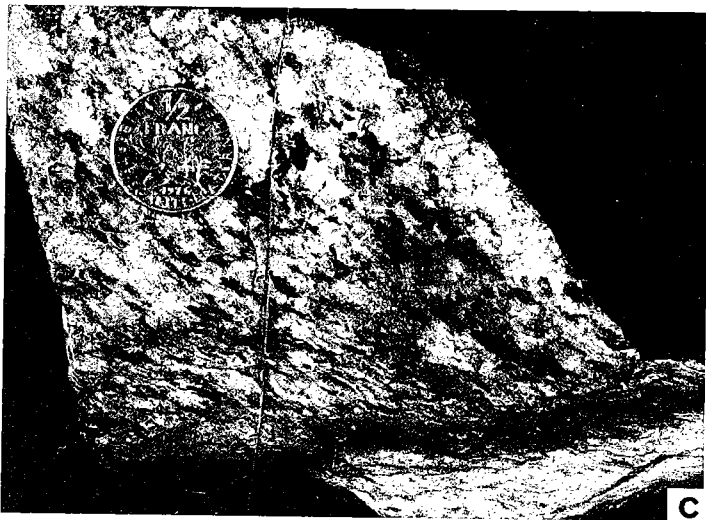
Dans la granodiorite orthogneissifiée les bandes d'ultracataclasites sont en position de plans "C", obliques sur les structures S/C (Fig. 6e). Dans la granodiorite subisotrope bordant les domaines orthogneissifiés les ultracataclasites ont une direction SSE comparable à la direction des bandes de cisaillement ductile du domaine déformé.

Au plan microstructural ces bandes sont assimilables à une microbrèche hétérogranulaire dont les clastes, essentiellement quartzo-feldspathiques, baignent dans une matrice isotrope ressemblant par endroit à un verre. Le contact avec l'encaissant granitique est tranché (Fig. 6 e). Dans les faciés subisotropes le matériel issu de ces bandes paraît s'injecter latéralement dans l'encaissant granodioritique. Les bandes d'ultracataclasites présentent alors de fortes ressemblances avec des pseudotachylites (GROGOTT, 1981), hypothèse qu'il faudrait vérifier en analysant la nature de la matrice.

Ces bandes d'ultracataclasites supposent de faibles températures et de grandes vitesses de déformation (SIBSON, 1983). De par leur localisation et leur géométrie, ces bandes sont attribuables aux derniers mouvements cisailants, dans des conditions de basse température, alors que le pluton était complètement consolidé.

Fig. 6 : Evolution des bandes de cisaillement lors de la diminution de la température du pluton (de haut en bas). a) Bandes de cisaillement ductile de haute et moyenne température dans un pluton soumis à une déformation cisailante de grande amplitude finie (Jebilet), (b) Vue en lame mince montrant la diminution de la taille des grains, la déformation plastique des micas et les feldspaths myrmékitiques, c, d) Zone de cisaillement ductile de basse température (granite du Tabouchent) caractérisée par une disparition progressive des Fk, un enrichissement en quartz et muscovite et la présence de minéraux opaques issus des percolations de fluides tardi magmatiques, f) Ultracataclasites attestant du caractère fragile de la déformation en fin de refroidissement du pluton,

PROCESSUS D'ORTHOGNEISSIFICATION



13.5) CONCLUSION :

La déformation progressive de plutons granitiques en cours de cristallisation et de consolidation s'accompagne de bandes de cisaillement ductile dont les caractéristiques évoluent en fonction de l'évolution des conditions physiques de la déformation.

1) ORTHOGNEISSIFICATION A HAUTE TEMPERATURE :

1) Les bandes de cisaillement peuvent commencer à apparaître à haute température ($T \approx T_s$), lors de la cristallisation du pluton et alors que subsiste encore une fraction de liquide résiduel.

A ce stade les plans d'anisotropie les plus exprimés sont généralement les plans "S". Le long de ces plans la cataclase est peu importante et la recrystallisation complète. Le long des bandes de cisaillement on note une légère réduction de la taille des grains et une augmentation du pourcentage de feldspaths myrmékites. Ces plans d'anisotropie ne sont pas accompagnés d'une importante fabrique de forme et les grains sont généralement peu aplatis. La fabrique de réseau du quartz est ici caractérisée par une concentration d'axes "C" dans la direction d'extension λ_1 (GAPAI & BARBARIN, 1986). La recrystallisation avec migration des joints de grains est le mécanisme de déformation le plus actif et constitue un processus d'amollissement dont la principale conséquence est un ralentissement du durcissement et de la consolidation du pluton en cours de cristallisation (GAPAI & BARBARIN, 1986).

2) Lorsque la température du pluton décroît ($T < T_s$) et/ou lorsque augmente la quantité de déformation (cisaillement régional de grande amplitude finie, type Jebilet), l'amplification des bandes de cisaillement traduit l'incapacité du granite à accommoder de façon homogène les déplacements imposés aux limites du pluton (Fig. 6 a).

Au niveau de ces bandes de cisaillement apparaissent des microgranulations et des recrystallisations de quartz, F_2 et micas avec toujours des myrmékites (Fig. 8 b). Bien que des recrystallisations à haute température avec migration des joints de grains soient encore observables, l'augmentation de la cataclase, la réduction de la taille des grains et le début d'activation du système de glissement prismatique $\langle a \rangle$ pour le quartz, suggèrent un abaissement progressif de la température de déformation.

A cette période de développement des instabilités cisailantes correspond une baisse importante de la viscosité du pluton (GAPAI & BARBARIN, 1986).

2) ORTHOGNEISSIFICATION A BASSE TEMPERATURE :

Ce type d'orthogneissification correspond à une déformation à l'état solide, dans un pluton cristallisé et en équilibre thermique avec son proche encaissant, (cas des plutons du Banega-Tabouchent). Il s'accompagne d'une importante cataclase et d'une faible recrystallisation, sauf pour le quartz. La déformation est très hétérogène et concentrée dans des zones amollies, étroites, percolées par les fluides tardi magmatiques (Fig. 6 c).

Cette orthogneissification à basse température s'accompagne d'une déformation intracrystalline par glissement aux limites de grains. La fabrique du quartz passe du glissement prismatique $\langle a \rangle$ au glissement basal.

PROCESSUS D'ORTHOGNEISSIFICATION

Contrairement aux cas précédents les feldspaths potassiques et les biotites ne sont plus stables et recristallisent, engendrant un enrichissement des orthogneiss en quartz et muscovite (Fig. 6 d).

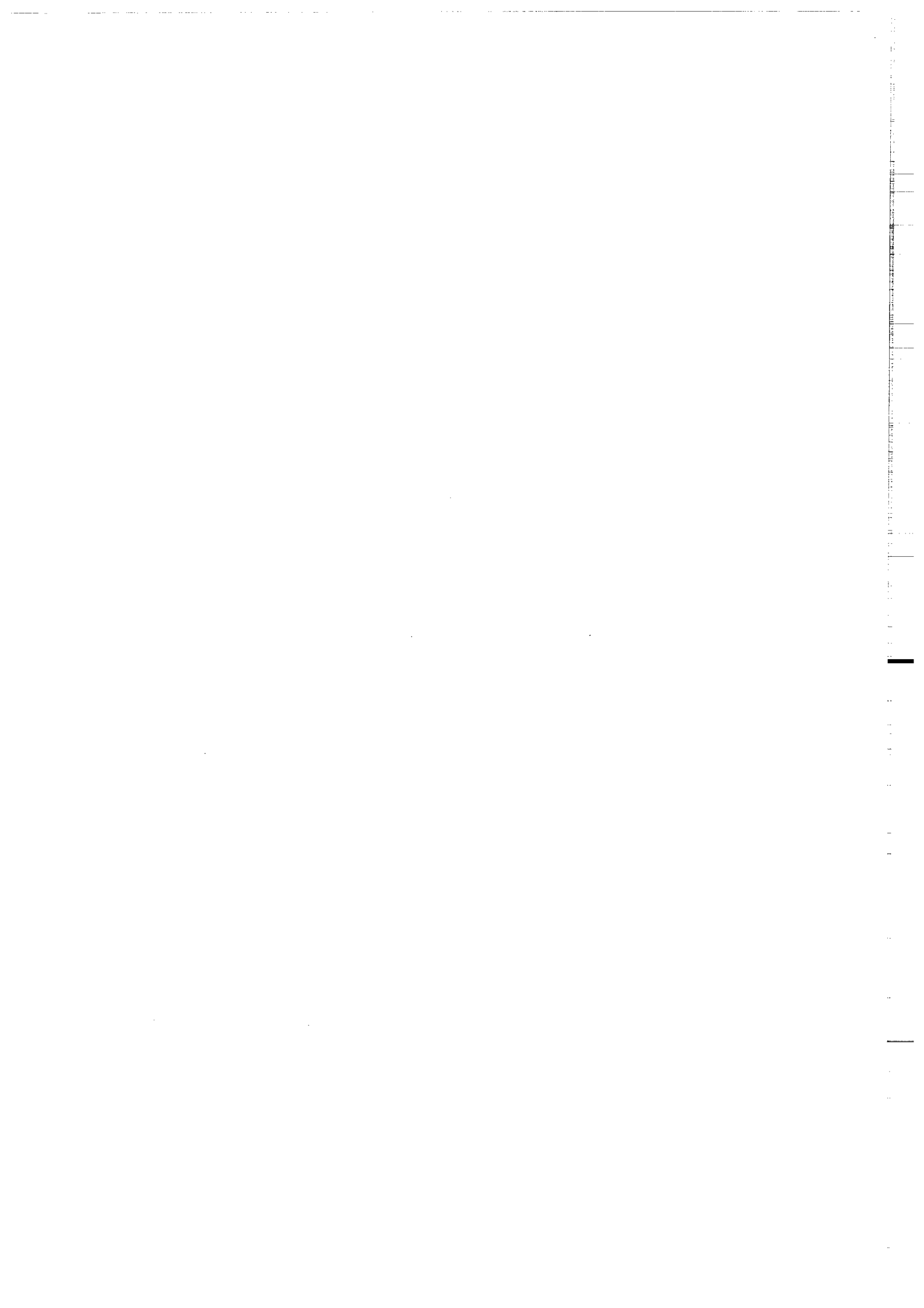
Les dernières manifestation d'instabilités cisailantes sont constituées par des bandes d'ultracataclasites, parallèles aux bandes de cisaillement, et témoignant de vitesses de déformation importantes dans des conditions de basse température (Fig. 6 e et f).

Les modifications microstructurales qui accompagnent l'orthogneissification des plutons granitiques de la méséta marocaine sont résumées dans la Fig. 7.

	HT	BT
Cataclase	Faible	Forte
Recristallisation	Complète	Faible sauf pour le quartz
Anisotropies	Anisotropie "S" + nucléation de bandes de cisaillement "C"	Structures S/C amplifiées
Fabrique de Forme	Faible ou absente	Forte - grains aplatis
Fk	Stables-myrmékites près des plans "C"	Instables + Musc + Q
Biotite	En rubans, en poisson ou recristallisée parallèlement à l'anisotropie	En poisson ou kinkée destabilisée + Musc + mx opaques
Fabrique Q	Axes C parallèles à λ_1 glissement prismatique <c>	Glissement prismatique <a> puis glissement basal
Mécanismes de déformation intracrystalline	Migration recristallisation	Glissement aux limites de grain avec réduction de taille

Fig. 7 ; Tableau récapitulatif des principales modifications microstructurales accompagnant l'orthogneissification des plutons granitiques syntectoniques de la méséta marocaine.

L'évolution des processus d'orthogneissification et la diminution de la température de déformation apparaissent ainsi comme directement corrélables avec l'évolution de la cristallisation des plutons. Un tel parallélisme peut être considéré comme un argument supplémentaire en faveur de la mise en place syntectonique des plutons étudiés.



INTERPRETATIONS : LES PLUTONS
GRANITIKUES MARQUEURS DE LA
DEFORMATION CRUSTALE

Les plutons granitiques de la méséta marocaine se mettent en place dans des niveaux superficiels anchi à épizonaux. Ils présentent de forts contrastes de viscosité avec leur encaissant qui subit, de ce fait, un important amollissement thermique. Ceci explique que, dans la méséta marocaine, les plutons et leur proche encaissant soient des sites de localisation préférentielle de la déformation crustale (LAGARDE, 1985) et qu'en dehors des zones d'affleurement des plutons, la déformation synschisteuse soit peu marquée, voire absente (PIQUE, 1976 ; LAGARDE & CHOUKROUNE, 1982 ; AIT OMAR, 1986).

Après avoir résumé les différents critères témoignant d'une interférence, dans l'espace et dans le temps, entre la mise en place des plutons et la déformation régionale post-viséenne (chapitre 14), on montrera que ces plutons sont assimilables à des marqueurs de la déformation permettant de reconstituer, la géométrie du champ de déformation finie et la cinématique de la déformation crustale (chapitre 15).

Les caractéristiques structurales des plutons syntectoniques épizonaux sont résumées dans le chapitre 16.

14. INTERFERENCE ENTRE LA MISE EN PLACE DES PLUTONS ET LA DEFORMATION REGIONALE.

14.1) LES CRITERES D'INTERFERENCE :

La déformation enregistrée par les plutons granitiques traduit la double influence du diapirisme d'une part et de la déformation régionale d'autre part. Ces deux composantes interfèrent au niveau du champ de déformation finie et engendrent une série de perturbations caractéristiques (BRUN, 1981). Parmi ces perturbations, utilisables comme critères de mise en place syntectonique, on retiendra (Fig. 1) :

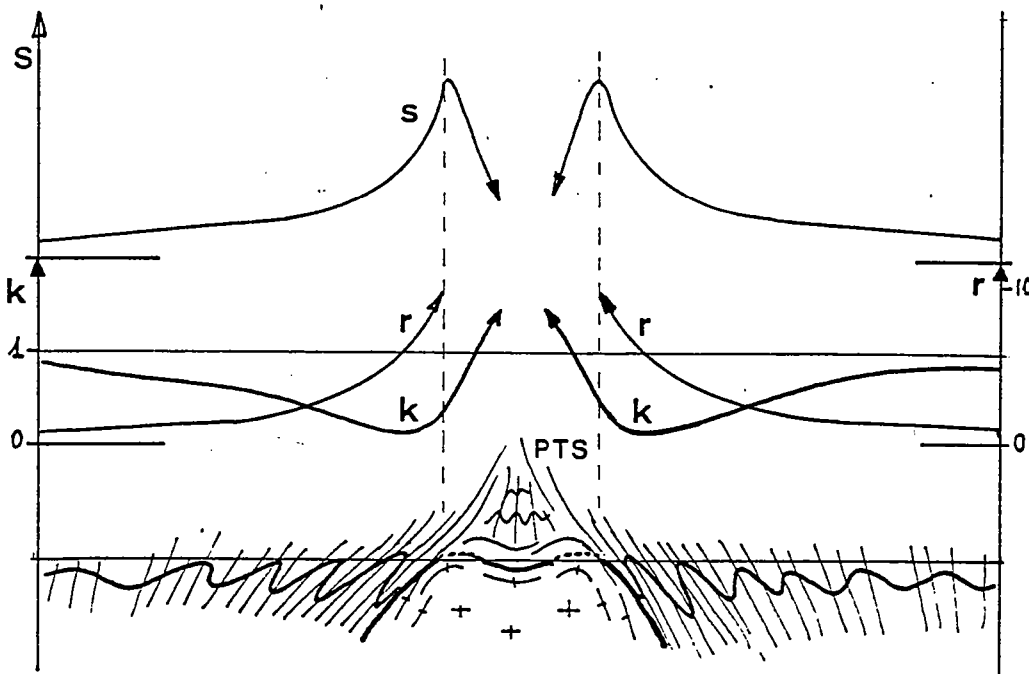


Fig. 1 : Perturbations du champ de déformation finie autour des plutons syntectoniques. Ces perturbations se traduisent par une intensification de la déformation finie (augmentation du paramètre d'intensité "r", de l'indice de schistosité "S" et intensification du plissement), par la formation de points triples de schistosité (PTS) et par une évolution de la forme de l'ellipsoïde de déformation finie qui passe du type $K < 1$ près du pluton au type $K > 1$ dans le PTS.

1) les gradients de déformation finie, en direction des plutons, mis en évidence par l'évolution typologique du plissement et de la schistosité ainsi que par les variations du paramètre d'intensité de déformation "r" (FLINN, 1962). Ces gradients témoignent du contrôle exercé par les plutons sur la localisation et l'intensification de la déformation régionale.

INTERFERENCE DIAPIRISME/DEFORMATION REGIONALE

- 2) les gradients thermiques syntectoniques associés aux gradients de déformation montrent quant à eux l'influence des plutons sur l'évolution thermique et rhéologique de la croûte qu'ils intrudent.
- 3) la présence de points triples de schistosité corrélée avec les gradients thermiques syntectoniques traduit l'interférence entre intrusion et raccourcissement régional.
- 4) les variations typologiques de la déformation finie avec un aplatissement ($k < 1$) croissant vers le pluton ($K > 1$) et une déformation en constriction ($k > 1$) localisée dans les points triples de schistosité.
- 5) la compatibilité entre l'orientation des axes principaux de déformation dans les plutons et dans leur encaissant ainsi que le passage en continuité de la schistosité interne avec la schistosité régionale témoignent du synchronisme d'apparition des structures dans le bati pluton-encaissant.

14.2) COMPARAISON DES EFFETS RELATIFS DU DIAPIRISME ET DE LA DEFORMATION REGIONALE :

L'analyse du champ de déformation finie permet de caractériser les influences relatives du diapirisme et de la déformation régionale.

1) Les effets de l'intrusion sur le champ de déformation finie sont prédominants lorsque la mise en place des granites interfère avec une déformation régionale peu intense.

Les effets de l'intrusion déterminent alors :

- la géométrie de la déformation interne.
- l'allure des gradients de déformation et l'intensification de la déformation finie vers les zones périphériques du pluton.
- la typologie de la déformation finie et le fort aplatissement périphérique ($K < 1$).

La composante de déformation régionale contrôle quant à elle la forme elliptique du pluton et l'orientation du plan d'aplatissement cartographique.

2) Lorsque la mise en place interfère avec une déformation régionale de grande amplitude finie, les effets de l'intrusion sont minimisés (cas des plutons orthogneissifiés en bordure d'une zone de cisaillement ductile, type Oulad Ouaslam - Jebilet) et la déformation régionale occupe une place prépondérante. Elle contrôle :

- la forme du pluton et son étirement le long de la zone de cisaillement ductile.
- la géométrie et la cinématique de la déformation interne.
- l'allure des gradients de déformation finie dont les pics, correspondant aux déformations les plus intenses, se situent à l'extérieur du pluton, au coeur de la zone de cisaillement ductile.
- la typologie de la déformation finie, proche du type déformation plane ($k = 1$) et passant au type constriction ($K > 1$) dans les zones où la quantité de cisaillement est élevée.

Le principal effet de l'intrusion est l'amollissement thermique de l'encaissant qui permet la localisation de la déformation.

Cisaillement ductile et granitoïdes syntectoniques : l'exemple du massif hercynien des Jebilet (Maroc)

par JEAN-LOUIS LAGARDE * et PIERRE CHOUKROUNE **

Mots clés. — Déformation, Cisaillement, Micaschiste, Phyllite, Quartzite, Axe pli, Schistosité flux, Métamorphisme contact Granite, Granodiorite, Orogénie hercynienne. Domaine Atlasique Maroc.

Résumé. — Les trajectoires principales de déformation dans le matériel hercynien du massif des Jebilet (Maroc) permettent de mettre en évidence la présence d'un décrochement sénestre de direction N 160. La déformation cisailante affecte des granites syntectoniques. La compatibilité entre évolution typologique des structures, déformation finie et déformation cisailante est examinée.

Ductile shear and syntectonic granitoids : the example of the Jebilet Hercynian massif (Morocco)

Abstract. — Principal strain trajectories in the hercynian massif of the Jebilet (Morocco) show the influence of a major ductile sinistral shear zone in a N 160 direction. The shearing deformation affects the syntectonic granites of the area. The compatibility between the evolution of structural features, finite strain and shearing processes is considered.

INTRODUCTION.

Au cours de l'évolution structurale de la chaîne hercynienne d'Europe occidentale, les épisodes de mise en place de massifs granodioritiques et leucogranitiques semblent liés au fonctionnement d'accidents décrochants ductiles responsables de la présence de bandes de déformation à schistosité verticale [Berthe *et al.*, 1979 ; Iglesias et Choukroune, 1980 ; Jegouzo, 1980 ; Brun et Pons, 1981]. Le segment hercynien du Maroc présente de telles bandes dont la largeur peut atteindre la dizaine de kilomètres [Piqué, 1979] et dont l'âge est postviséen [Michard et Piqué, 1979].

En examinant les caractéristiques des structures et de la déformation hercynienne qui affectent les granitoïdes et leur encaissant dans le massif des Jebilet, au Sud de la Meseta marocaine (fig. 1), nous nous proposons de montrer :

— l'existence d'une déformation cisailante se traduisant par la présence d'un grand décrochement ductile sénestre de direction N 160 ;

* Fac. des sciences, Univ. Cadi Iyad, Marrakech (Maroc).

** Centre armoricain d'étude structurale des socles (C.N.R.S.), Univ. de Rennes, 35042 Rennes (France).

Note déposée le 8 janvier 1982, présentée à la séance du 1^{er} février 1982 ; manuscrit définitif reçu le 10 mars 1982.

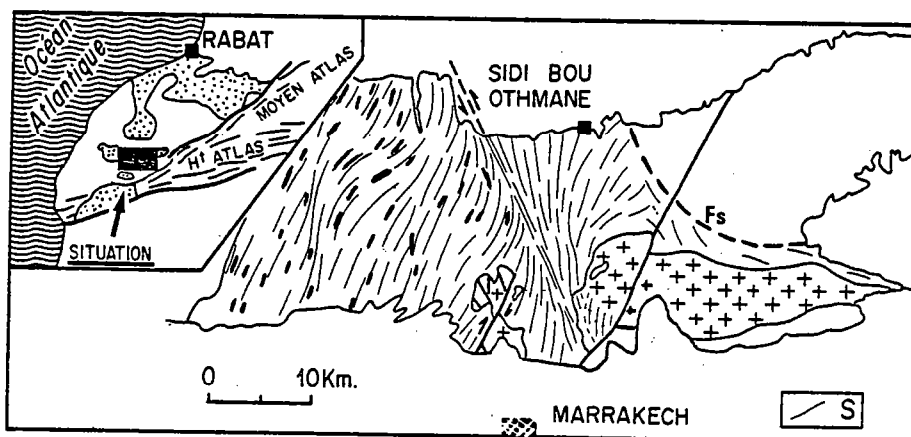


FIG. 1. — Situation de la zone étudiée : en pointillé, les terrains hercyniens du Maroc. Représentation des trajectoires de déformation dans les terrains viséens du massif des Jebilet. En noir, les formations éruptives acides et basiques des Jebilet occidentales. Croix : le matériel granitique. F.S. : front de schistosité.

FIG. 1. — Situation of the studied area in the hercynian context of Morocco. The strain trajectories are represented in the Visean domain of the Jebilet massifs. Black : volcanic material of the western Jebilet. Crosses : granitic material. F.S. : cleavage front.

— la relation existant entre déformation cisailante et mise en place des granitoïdes ;

— la compatibilité de l'ensemble des données structurales avec la déformation cisailante mise en évidence.

LE MASSIF DES JEBILET.

Il affleure au Nord de Marrakech suivant une direction atlasique Est-Ouest, perpendiculaire aux directions axiales hercyniennes (fig. 1). Il se compose d'une série sédimentaire marine d'âge paléozoïque (Cambrien à Viséen supérieur), de roches ultrabasiques et de granites d'âge postviséen [Huvelin, 1977].

Du point de vue structural, ce massif est caractérisé par la juxtaposition de trois grandes unités d'orientation méridienne. Ce sont d'Ouest en Est :

— un « bloc stable côtier » à matériel cambro-ordovicien [Huvelin, 1977 ; Piqué, 1979] ;

— une unité viséenne centrale schistosée et métamorphique ;

— une unité orientale, également à matériel viséen, caractérisée par une tectonique tangentielle synsédimentaire [Huvelin, 1977] mais n'ayant pas subi de déformation post-viséenne importante.

Nous nous intéresserons ici à la zone d'affleurement située à la limite des deux zones viséennes précitées, entre Sidi bou othmane au Nord et Marrakech au Sud.

Cette zone correspond à une limite à la fois lithologique, métamorphique et structurale :

— elle peut être considérée comme une limite lithologique dans la mesure où les formations éruptives acides et basiques « emballées » dans le flysch des Jebilet centrales disparaissent dès que l'on passe dans les Jebilet orientales (fig. 1) ;

— cette zone correspond aussi à une limite métamorphique et structurale car elle met en contact l'unité schistosée, présentant un métamorphisme épizonal des Jebilet centrales [Huvelin, 1977] avec l'unité peu schistosée et peu métamorphique des Jebilet orientales.

Il est à noter que la déformation étudiée ici est la déformation post-viséenne qui est responsable des grandes structures cartographiques et de la schistosité régionale. Cette déformation est postérieure aux différentes phases de tectonique tangentielle déjà décrites dans l'Hercynien du Maroc [Allary *et al.*, 1976 ; Cailleux, 1978].

MISE EN ÉVIDENCE DE LA ZONE CISAILANTE DUCTILE DE MARRAKECH.

Au voisinage de la zone limite entre les Jebilet orientales et centrales, une augmentation d'intensité de la déformation peut être mise en évidence qualitativement par l'apparition puis l'évolution typologique de la schistosité (S_1), d'une part, et par l'évolution du style des structures plissées, d'autre part.

1) *Trajectoires et typologie de la schistosité dans l'encaissant du granite* (fig. 2-3). Le front de schistosité se situe environ dix kilomètres à l'Est de la limite entre les deux domaines distingués. La schistosité S_1 apparaît sous forme d'un clivage fruste, peu penté vers l'Ouest. Au fur et à mesure que l'on se rapproche de la zone limite, on passe à une schistosité de fracture puis à une schistosité de flux de plus en plus évoluée, en même temps que le pendage du clivage schisteux se redresse pour devenir subvertical (fig. 3).

Cartographiquement, cette évolution s'accompagne d'une variation progressive de la direction de S_1 qui passe d'une direction N 20-N 30 à une direction N 160 à la limite entre les deux domaines. Cette évolution est observable de part et d'autre d'une bande de 2 km de large d'orientation N 160, qui correspond à la zone où la schistosité est la plus évoluée.

2) *Evolution du style du plissement synschisteux*. Les plans axiaux des plis de toutes échelles subissent la même virgation que la schistosité à l'approche de la bande N 160. L'angle d'ouverture de ces plis diminue progressivement (fig. 3). D'abord de type concentrique, ils deviennent très fortement anisopaques. A l'intérieur même de la bande N 160, leurs axes ont des azimuts variables dans les plans de schistosité (fig. 4). Des observations à l'échelle de l'affleurement permettent de montrer que cette dispersion est due au moins en partie au caractère curviplanaire des plis rencontrés dans la bande à déformation maximale (fig. 5). Ces plis courbes, qui traduisent une déformation de grande amplitude finie [Quinquis *et al.*, 1978 ; Berthe et Brun, 1980 ; Cobbold et Quinquis, 1980], affectent essentiellement les bancs quartzitiques du flysch. Leurs caractéristiques microstructurales sont les suivantes :

1) ils replissent la schistosité S_1 mais sont eux-mêmes moulés par la schistosité de flux des niveaux pélitiques ;

2) ils s'accompagnent d'une schistosité de crénelation S_2 ;

3) ils ont en commun une courbure axiale localement accentuée et une dissymétrie flanc long-flanc court compatible avec un cisaillement senestre, au

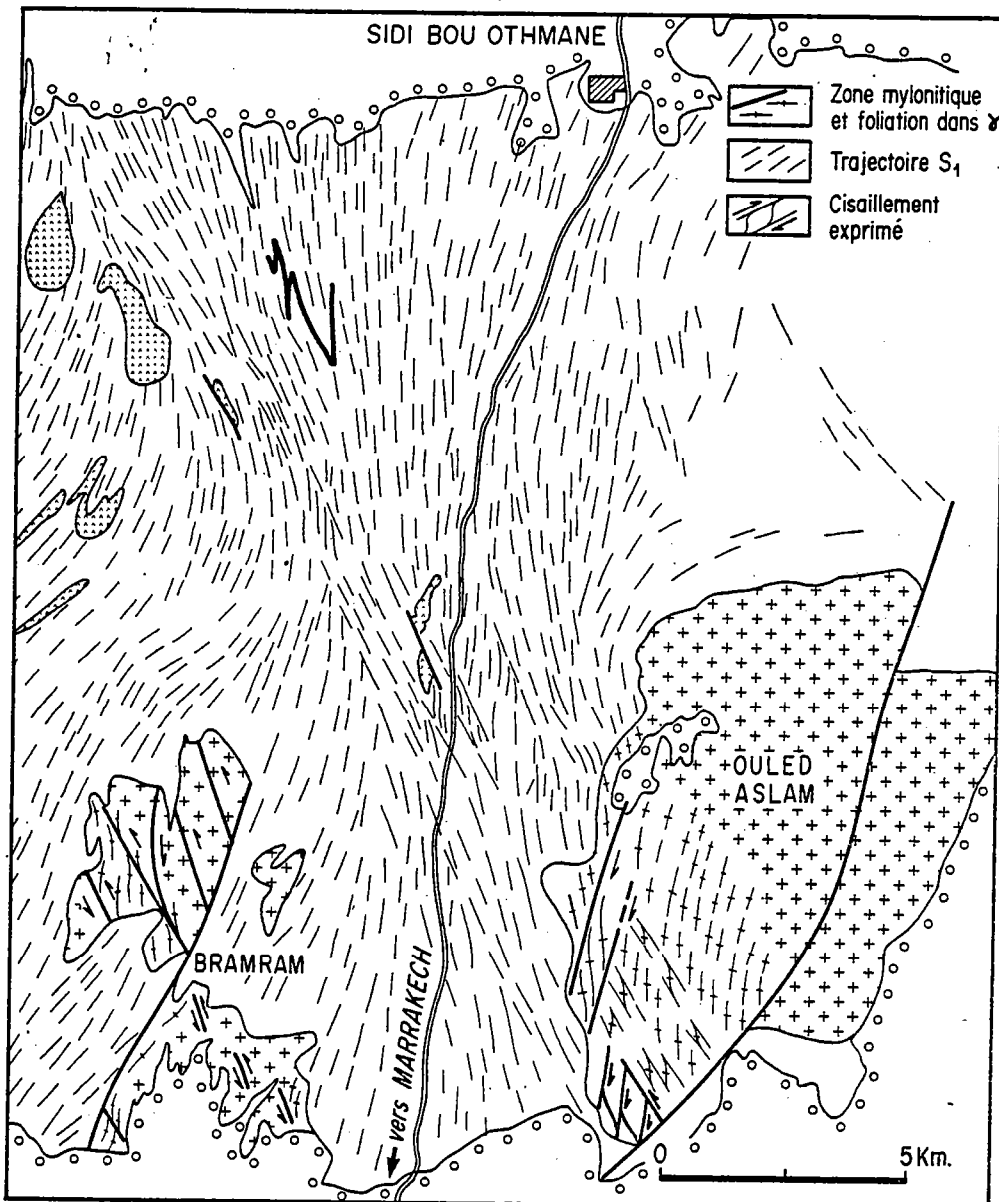


FIG. 2. — Les trajectoires de schistosité dans l'engraissant nord des massifs granitiques (Oulad Aslam à l'Est, Bramram à l'Ouest). AB et CD positionnent la coupe de la figure 3.

FIG. 2. — Strain trajectories in the northern part of the granitic bodies (Oulad Aslam in the East Bramram in the West). AB and CD give the position of the section in figure 3.

moins dans les stades initiaux de l'évolution du plissement ;

4) trois types de linéations sont observables sur ces plis ; ce sont : — des linéations Li_1 correspondant à l'intersection de S_0 et S_1 . Ces linéations sont déformées par les plis courbes conformément au schéma de la figure 4 ; — des linéations Li_2 qui

correspondent à l'intersection de S_1 avec S_0 et S_1 ; — des linéations de crénulation L_c parallèles à la direction de dispersion des axes des plis.

Dans les stades de déformation intense, ces plis sont dilacérés parallèlement à la schistosité. Ils montrent une déformation importante sur leurs flancs qui sont laminés et étirés. C'est alors que la

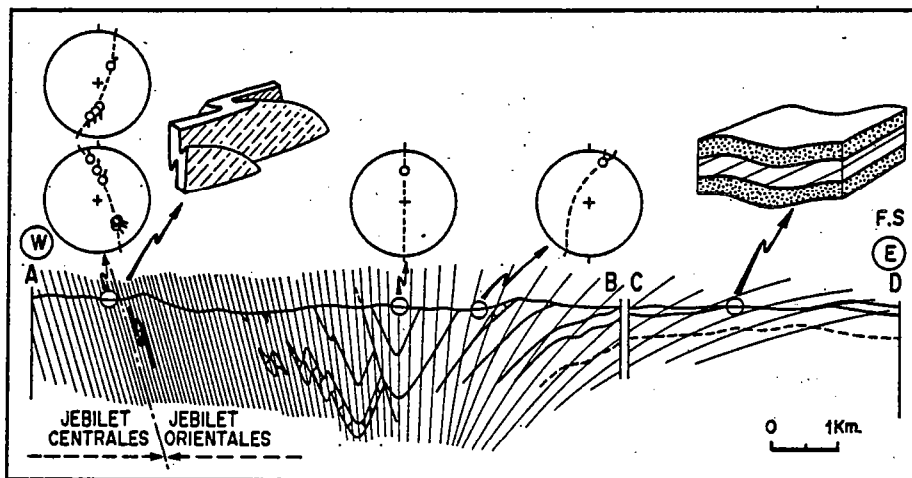


FIG. 3. — Coupe schématique montrant l'évolution conjointe du pendage de la schistosité, de sa typologie et du degré de serrage des plis synschisteux. Diagrammes : ligne tiretée : plan moyen de la schistosité ; cercle : axe de pli.

FIG. 3. — Schematic cross section showing the simultaneous evolution of the cleavage (dip and typology) and folds (curvature).

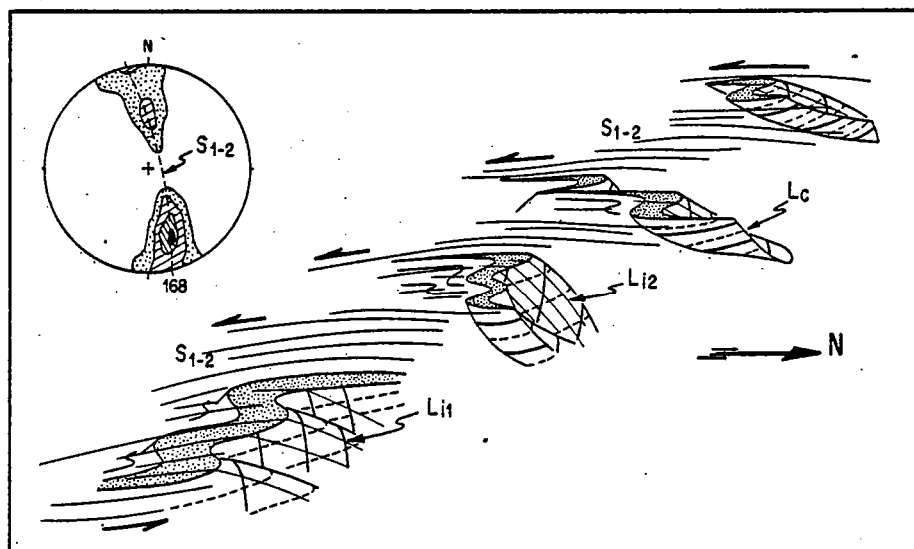


FIG. 4. — Évolution progressive du plissement à travers la zone de déformation maximum : la dispersion des axes de plis, la déformation des linéations d'intersection primaires (Li_1), l'apparition de nouvelles linéations (Li_2 et L_c) et l'isolement d'éléments de plis curviplanaires résultent d'une déformation progressive cisailante. Les stades initiaux des plis ont une dissymétrie conforme au sens sénestre du cisaillement (en bas). La réorientation progressive des éléments linéaires précoces (Li_1) et des axes de plis dans la direction de cisaillement va de pair avec une dilacération des niveaux gréseux et avec l'apparition d'une linéation de crénulation L_c (en haut). Le diagramme montre la dispersion des linéations précoces dans le plan S_{1-2} . Le maximum de concentration des mesures de direction de ces linéations correspond à celle, constante, des linéations de crénulation L_c .

FIG. 4. — Progressive evolution of folding through the highest deformed zone : the dispersion of folds axes, the deformation of early lineation (Li_1), the appearance of a new lineation Li_2 , crumpling L_c and boudinage of segments of folds with curved axes result from the same shearing deformation.

dissymétrie flanc long-flanc court peut ne plus être significative du sens de cisaillement, notamment lorsque les charnières sont observées isolées dans la matrice schisteuse (fig. 4). Les linéations précoces

Li_1 ont alors tendance à être réorientées dans la direction de l'étirement par ailleurs marquée par la direction de la crénulation L_c . Si l'on considère que la direction de cisaillement est contenue dans le

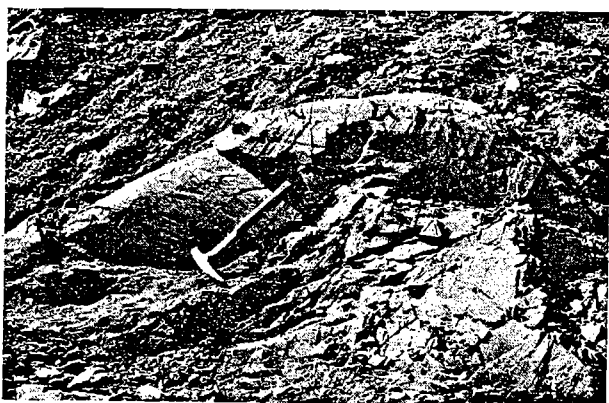


FIG. 5. — Pli curviplanaire d'échelle métrique.
La direction N 160 se situe à gauche de la photographie.

FIG. 5. — Curviplanar fold on a metric scale.
The N 160 direction is to the left.

plan de schistosité et qu'elle correspond à l'éirement observé dans ce plan cette direction plonge de 20 à 30° vers le 170.

Plusieurs arguments permettent de penser que les déformations observables correspondent en fait à l'évolution progressive d'un même événement tectonique cisailant.

— Tout d'abord, les plis courbes déforment la schistosité majeure S_{1-2} , mais sont eux-mêmes moulés par cette schistosité.

— La schistosité S_2 n'est clairement observable qu'au niveau des plis courbes déformant S_0 et S_1 . Dans l'encaissant de ces plis, on n'observe qu'une seule schistosité, concordante avec la schistosité S_2 des plis courbes. Ceci permet alors de reconstituer en partie l'histoire de la déformation : on peut en effet penser que la schistosité S_1 déformée par les plis courbes est issue des premiers incréments de déformation. Cette schistosité, apparue en début de déformation légèrement oblique sur S_0 , s'est trouvée « fossilisée » dans les bancs quartzitiques. Lorsque le cisaillement s'est intensifié et que la déformation a procédé par cisaillement « S » [Choukroune et Lagarde, 1977], les bancs quartzitiques ont constitué des hétérogénéités à partir desquelles se sont initiés les plis courbes (fig. 4). Au niveau de ces plis et lorsque la lithologie s'y prêtait, une nouvelle schistosité S_0 est alors apparue conformément aux nouvelles directions principales de déformation.

— L'existence d'une seule schistosité dans l'encaissant phylliteux des plis confirme cette hypothèse. Elle montre qu'en l'absence d'hétérogénéité la schistosité initiale a pu évoluer conformément à la rotation des axes principaux de la déformation et être utilisée en plan de glissement sans qu'apparaissent pour autant des microstructures caracté-

ristiques, exception faite de bandes de cisaillement localisées [Berthe *et al.*, 1979 ; White *et al.*, 1980] apparues en fin de déformation dans des couloirs à déformation intense.

— Dans cet encaissant phylliteux, l'histoire de la déformation se poursuit par une crénulation parfois intense de la schistosité. Néanmoins, cette crénulation est impliquée dans les cisaillements « S ». De ce fait, il paraît plus normal de la rattacher à la période d'évolution et d'activation de la schistosité S_1 plutôt qu'à une phase supplémentaire de déformation.

Ainsi, l'étude des bancs quartzitiques plissés de la bordure est des Jebilet centrales nous permet de reconstituer, en partie du moins, l'histoire de la déformation : on a ici un bel exemple de superposition de deux schistosités explicable par l'évolution progressive d'un même événement tectonique.

En résumé, on peut expliquer les différentes microstructures observées dans ce secteur par l'évolution et l'intensification d'une déformation progressive cisailante. Cette déformation est caractérisée par :

— une allure cartographique sigmoïde de la schistosité,

— une évolution typologique de celle-ci parallèlement à une évolution du style du plissement synschisteux. Ces deux phénomènes étant qualitativement corrélables avec une augmentation de l'intensité de la déformation, de telles variations géométriques et typologiques sont caractéristiques des zones de cisaillement ductile [Ramsay et Graham, 1970 ; Sanderson, 1979]. Elles nous permettent de conclure que la zone limite entre les Jebilet orientales et centrales correspond à un décrochement ductile senestre de direction N 160.

LA DÉFORMATION DES GRANITES HERCINIENS DU MASSIF DES JEBILET.

Au Nord de Marrakech, deux granites hercyniens sont intrusifs dans les formations schisteuses précédemment étudiées. Ces granites sont à l'Est le granite des Oulad Aslam et à l'Ouest le granite du Bramram (fig. 2). Sur le plan pétrographique, ils se composent essentiellement de granites monzonitiques porphyroïdes et de leucogranites. Ils sont affectés par une importante tourmalinitisation tardi-magmatique et leurs caractères pétrographiques les rapprochent sans doute des granitoïdes du Sud-Est du segment varisque ibérique [Capdevila *et al.*, 1973] et du cisaillement sud-armoricain [Berthe *et al.*, 1979 a,b].

Plusieurs arguments nous permettent de penser que ces granites sont des granites syntectoniques mis en place pendant la période de déformation cisailante précédemment mise en évidence :

a) Si on considère les trajectoires de schistosité autour des massifs de granite, on s'aperçoit que celles-ci moulent les batholites mais également pénètrent localement à l'intérieur de ceux-ci. Ce fait est particulièrement net sur la bordure occidentale du corps des Oulad Aslam (fig. 2) où l'on peut observer que la schistosité de l'encaissant se prolonge dans le matériel leucogranitique.

b) A l'échelle régionale, l'apparition de la schistosité dans l'encaissant apparaît très contrôlée par le massif granitique lui-même et il y a un parallélisme certain entre le front de schistosité et les limites de l'objet intrusif.

c) Enfin et surtout, les minéraux de métamorphisme de contact ont toutes les caractéristiques de minéraux syncinématiques.

Dans le massif oriental des Oulad Aslam, le matériel granitique est progressivement affecté par une déformation pénétrative corrélable avec la phase de déformation cisailante régionale ; d'Est en Ouest, à partir du matériel isotrope, la foliation verticale (surface S) apparaît avec une direction N 25-N 30. Comme dans l'encaissant, la direction de la foliation tourne progressivement jusqu'à

devenir Nord-Sud en même temps que l'intensité de la déformation augmente. Ce gradient d'intensité peut être quantitativement mis en évidence grâce à la présence de marqueurs déformés, telles que des enclaves micacées étirées dans la schistosité, dont les rapports axiaux dans le plan horizontal augmentent au fur et à mesure que tourne la direction des surfaces S. Comme dans l'encaissant, la linéation d'allongement est subhorizontale à légèrement pentée au Sud. Les axes principaux de la déformation finie dans le plan horizontal sont X et Z. A un certain stade de la déformation apparaît, dans des zones localisées, une deuxième famille de plans verticaux, de direction N 160. Ces plans affectent la schistosité par un jeu senestre et ont donc le même comportement que le cisaillement ductile majeur dont ils sont l'expression mésoscopique (fig. 6). Ce deuxième type d'anisotropie planaire (plan C) a été décrit dans les granites impliqués dans le cisaillement sud-armoricain [Berthe *et al.*, 1979] et en Espagne [Iglesias et Choukroune, 1980].

Enfin, les faciès leucogranitiques de la bordure orientale du granite sont affectés par des couloirs de cisaillement organisés en deux familles conjuguées (Sud-Sud-Est senestre et Est-Nord-Est dextre) et dans lesquels le granite est ultramylonitisé.

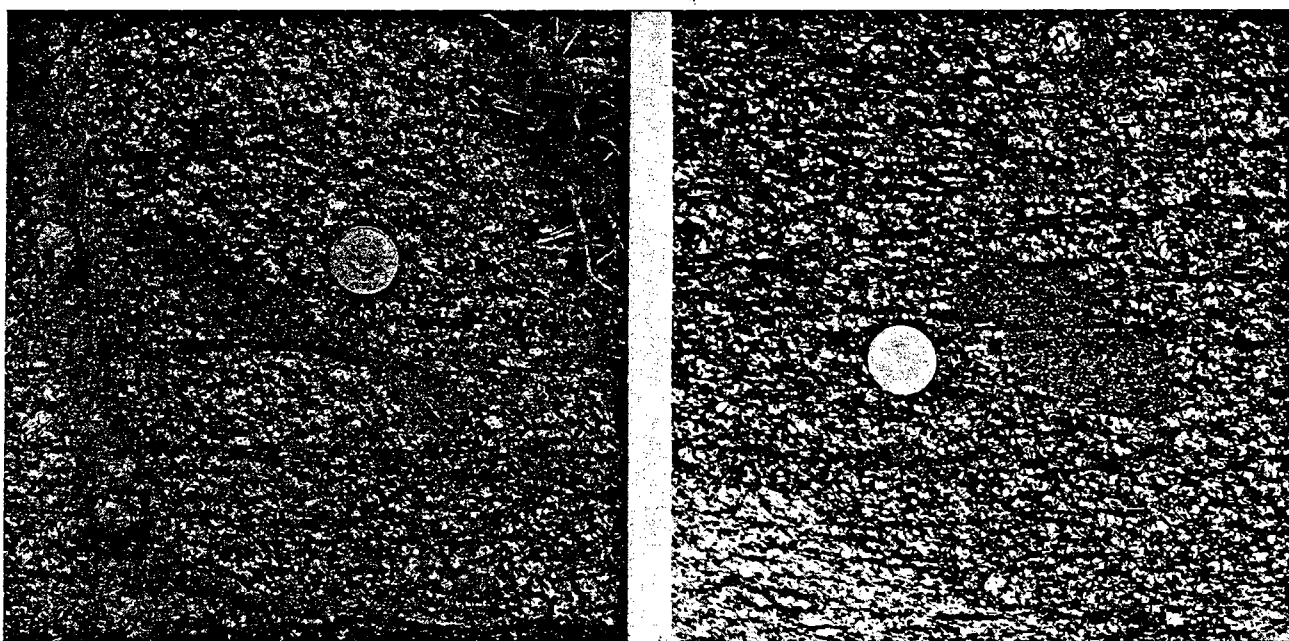


FIG. 6. — La déformation du granite des Oulad Aslam, vue dans un plan horizontal. La foliation est soulignée par l'allongement des enclaves surmicacées localement affectées par les plans C. A cette échelle, la déformation est le résultat d'un processus continu (déformation ductile des enclaves) et d'un processus discontinu (décalage sénestre des limites des enclaves pour les plans C de direction N 160, expression du cisaillement majeur).

FIG. 6. — Horizontal view of the deformation in the Oulad Aslam granite: the foliation is marked by the elongation of mica rich inclusions locally sheared by C plans. On this scale, the deformation results from a continuous process (ductile deformation of inclusions) and from a discontinuous one (sinistral displacement along 160 striking C plans) which are the expression of the main regional shear zone.

Ce type de déformation affecte également le massif occidental du Bramram où le granite isotrope peut être observable entre les couloirs ultramylonitiques conjugués (fig. 2).

DÉFORMATION FINIE ET DÉPLACEMENT HORIZONTAL.

Une estimation du déplacement horizontal aux limites de la zone de cisaillement senestre peut être tentée en utilisant les données quantitatives de la déformation finie à savoir les trajectoires de schistosité et les rapports axiaux des marqueurs ellipsoïdaux. Il faut préciser que les conditions de la déformation aux limites nord et sud de la zone de cisaillement ne sont pas connues. Dès lors, les valeurs du déplacement obtenues ne seront valables qu'au niveau du massif des Jebilet où la zone de cisaillement est observable.

1) Dans les formations schisteuses, une carte contournée des variations de la quantité de cisaillement γ a été établie à partir des traces cartographiques de la schistosité. Les valeurs de γ déterminées sur trois sections de la zone de cisaillement ont été intégrées pour calculer le déplacement total au travers de la zone par l'intermédiaire du calcul d'un γ moyen (fig. 7) [Ramsay et Graham, 1970].

La surface sous les courbes γ /distance au centre de la zone de cisaillement donne une valeur moyenne pour le cisaillement de 2,57. Pour une largeur de la zone de cisaillement estimée à 8,5 km, le déplacement serait de 22 km environ. Ces valeurs du déplacement sont cependant des valeurs minimales et ce pour deux raisons :

— la première est inhérente à la technique de calcul employée. En effet, pour des déformations importantes, les variations angulaires entre la schistosité et le plan de cisaillement sont très faibles et donc difficilement mesurables. Néanmoins, elles correspondent à d'importantes variations de γ ;

— la deuxième raison est liée au fait que ce type de calcul ne prend en compte que la déformation cisailante continue. La déformation liée aux cisaillements « C » ne pouvait être quantifiée.

Le glissement sur les plans « C » ne représente cependant qu'une faible proportion du déplacement total. Pour donner un ordre d'idée sur la valeur de ce déplacement, on peut remarquer que lorsqu'un plan « C » passe au travers d'un porphyroblaste ou au travers d'une enclave, le déplacement observé varie entre 0,5 et 1 cm avec des valeurs extrêmes pouvant aller jusqu'à 5 cm (fig. 6). Si on considère le déplacement de 1 cm par plan comme une valeur

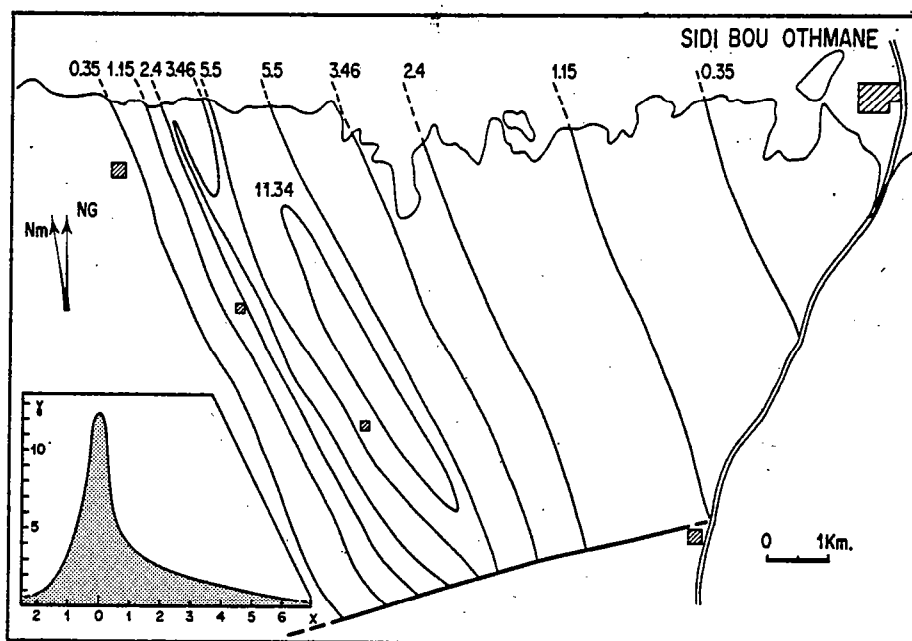


FIG. 7. — Carte des iso-intensités du cisaillement dans la région de Sidi Bou Othmane : γ est calculé ponctuellement grâce à la mesure dans le plan horizontal de l'angle entre schistosité et direction de cisaillement. L'estimation du γ moyen (en bas à gauche) est faite à l'aide de la surface en grisé sous la courbe γ /distance au centre de la zone de cisaillement [méthode Ramsay-Graham, 1970].

FIG. 7. — Shear iso-intensity map in the Sidi Bou Othman area : γ is calculated punctually measuring the angle between cleavage and shear directions. The mean γ is estimated using the grey surface under the curve γ /distance from the central part of the shear zone [Ramsay, Graham, 1980].

moyenne et compte tenu du fait qu'il y a, un plan bien individualisé par centimètre sur environ 1 km de large, cela nous donne un déplacement par glissement sur les plans « C » de 1 km, soit dix fois moins que pour le déplacement attribuable au cisaillement simple.

2) Dans les formations granitiques et notamment dans le granite des Oulad Aslam, le contexte est plus favorable à la mesure de la déformation grâce à la présence de marqueurs ellipsoïdaux ; il est ainsi possible de reporter les mesures des marqueurs ellipsoïdaux sur un diagramme R (rapport $\frac{X}{Z}$) (angle entre la schistosité et la normale au plan de cisaillement au point de mesure) [Le Theoff, 1978] (fig. 8). On montre de cette façon que les marqueurs

sont d'autant plus déformés que la schistosité fait un angle faible avec la direction cisailante ; cette bonne corrélation permet notamment de légitimer le fait de considérer la déformation finie observée comme étant le résultat de la déformation cisailante régionale.

CONCLUSION.

La zone de cisaillement de Marrakech n'est pas une mégastructure isolée liée à un phénomène local et elle peut être intégrée dans un schéma global faisant intervenir des cisaillements conjugués d'âge post-viséen (Lagarde, en préparation).

Des travaux en cours montrent de plus que des déformations cisailantes affectent d'autres granites

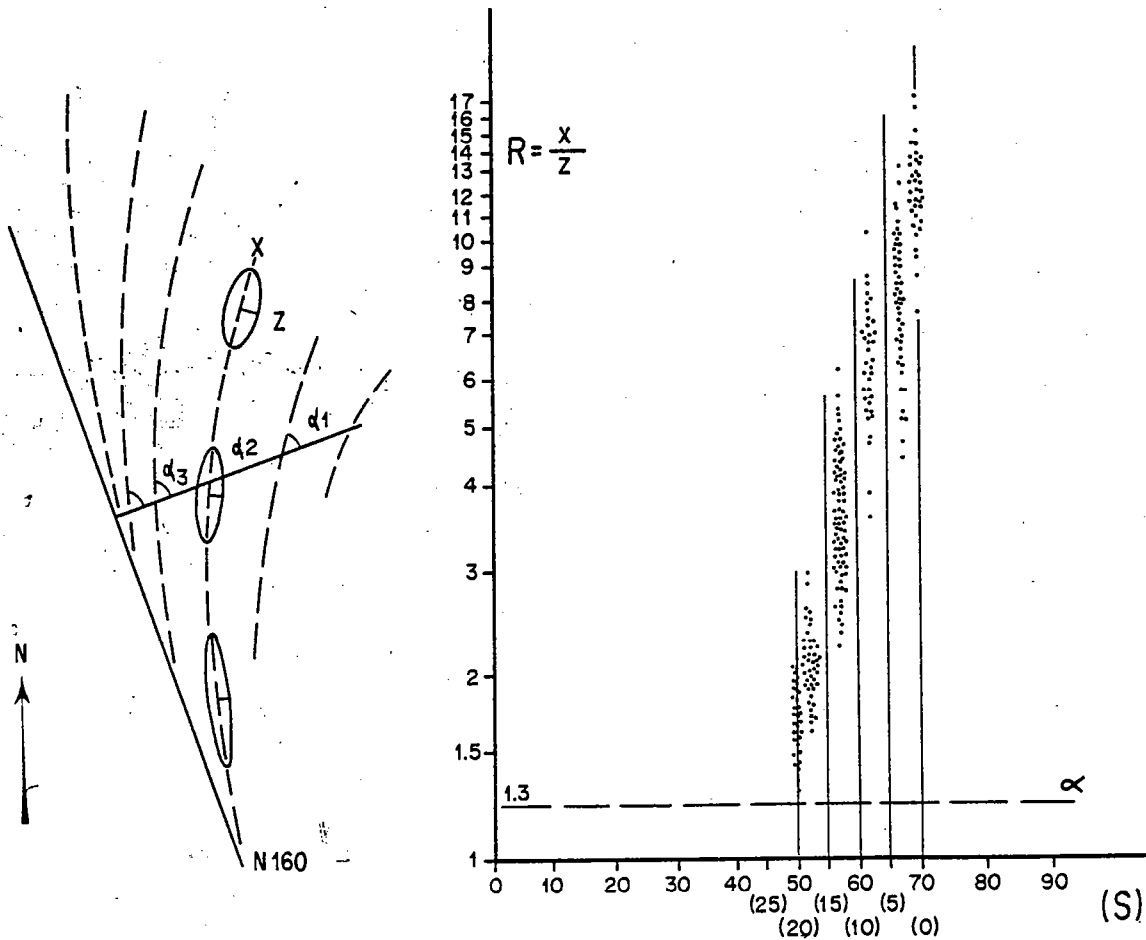


FIG. 8. — Diagramme R/α montrant la bonne corrélation qui existe entre les rapports axiaux R des enclaves déformées ($R = \frac{X}{Z}$) et l'angle α entre la schistosité et la normale à la direction de cisaillement dans le plan horizontal.

FIG. 8. — R/α diagram showing the good correlation between axial ratios of deformed inclusions ($R = \frac{X}{Z}$) and the α angle between cleavage and the normal to shear direction.

hercyniens du Maroc et notamment le granite du Tichka (Lagarde et Roddaz, en préparation). Des zones de cisaillement ductile de même âge (320-310 Ma) et présentant les mêmes caractéristiques sont déjà connues en dehors du Maroc dans d'autres segments de la chaîne hercynienne, Massif Armoricain [Berthe *et al.*, 1979 *a* et *b*; Jegouzo, 1980] et Espagne [Iglesias et Choukroune, 1980].

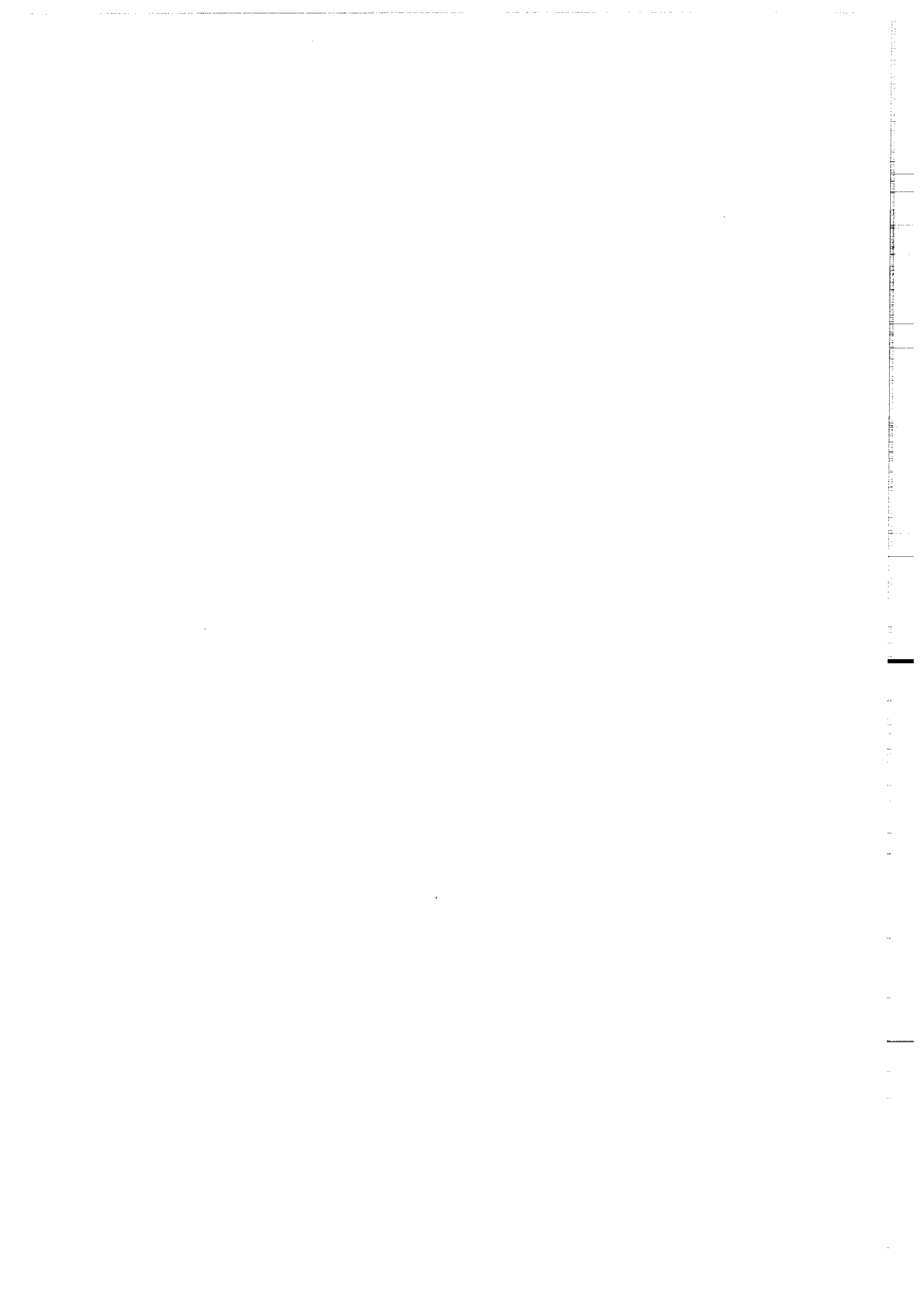
L'organisation des grandes zones de décrochements ductiles à l'échelle de l'Europe occidentale apportera

des contraintes sérieuses sur les modalités de la déformation intralithosphérique contemporaine de la mise en place des granites hercyniens post-viséens.

Remerciements. Ce travail a été effectué dans le cadre d'un contrat C.N.R.S.-A.T.P. géodynamique. Les auteurs sont redevables aux membres du Laboratoire de géologie structurale, et notamment J. P. Brun, A. Chemssedoha et D. Gapais, de leurs remarques et suggestions.

Références

- ALLARY A., LAVENU A. et RIBEYROLLES M. (1976). — Étude tectonique et microtectonique d'un segment de chaîne hercynienne dans la partie sud-orientale du Maroc central. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, 261, p. 113-169.
- BERTHE D. et BRUN J. P. (1980). — Evolution of folds during progressive shear in the South Armorican shear zone (France). *J. Struct. Geol.*, 2, p. 127-134.
- BERTHE D., CHOUKROUNE P. et JEGOUZO P. (1979). — Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granite : exemple of the South Armorican shear zone. *J. Struct. Geol.*, 1, p. 31-42.
- BRUN J. P. et PONS J. (1981). — Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non-coaxial deformation, Sierra Morena, Southern Spain. *J. Struct. Geol.*, 3, p. 219.
- CAILLEUX Y. (1978). — Géologie de la région des Smaata (Massif Central Marocain). Stratigraphie du Paléozoïque. Tectonique hercynienne. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, 40, 275, p. 7-106.
- CAPDEVILA R., CORRETGE G. et FLOOR P. (1973). — Les granitoïdes varisques de la Meseta Ibérique. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XV, 3-4, p. 209-228.
- CHOUKROUNE P. et LAGARDE J. L. (1977). — Plans de schistosité et déformation rotationnelle : l'exemple des gneiss de Champtoceaux (Massif Armoricain). *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 284, D, p. 2331-2334.
- COBBOLD P. R. et QUINQUIS H. (1980). — Development of sheath folds in shear regimes. *J. Struct. Geol.*, 2, p. 119-126.
- HUVELIN P. (1977). — Étude géologique et géologique du Massif hercynien des Jebilet (Maroc occidental). *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, 232 bis, 308 p.
- IGLESIAS M. et CHOUKROUNE P. (1980). — Shear zones in the Iberian Arc. *J. Struct. Geol.*, 2, p. 63-68.
- LE THEOFF B. (1979). — Non coaxial deformation of elliptical particles. *Tectonophysics*, 53, p. 7-13.
- MICHARD A. et PIQUÉ A. (1979). — The variscan belt in Morocco : structure and developmental model. I.G.C.P. Blackburg, Virginia, p. 317-322.
- PIQUÉ A. (1979). — Évolution structurale d'un segment de la chaîne hercynienne : la Meseta marocaine nord-occidentale. *Sc. Géol., Mém.*, Strasbourg, 253 p.
- QUINQUIS H., AUDREN C., BRUN J. P. et COBBOLD P. R. (1978). — Intense progressive shear in Ile de Groix blueschists and compatibility with subduction or obduction. *Nature*, 273, 5657, p. 43-45.
- RAMSAY J. G. et GRAHAM R. H. (1970). — Strain variation in shear belts. *Canad. J. Earth Sc.*, 7, p. 786-813.
- SANDERSON D. J. (1979). — The transition from upright to recumbent folding in the Variscan fold belt of South-west England : a model based on the kinematics of simple shear. *J. Struct. Geol.*, 1, p. 171-180.
- WHITE S. H., BURROWS S. E., CARRERAS J., SHAW N. D. et HUMPHREYS F. J. (1980). — On mylonites in ductile shear zones. *J. Struct. Geol.*, 2, p. 175-187.



Publié avec l'aimable autorisation de la
Société géologique et Minéralogique de
Bretagne.

CISAILLEMENTS DUCTILES ET PLUTONS GRANITIQUES CONTEMPORAINS DE LA DEFORMATION HERCYNIE POST VISEENNE DE LA MESETA MAROCAINE

par

Jean-Louis LAGARDE*

Mots-clés : Cisaillement ductile, Décrochement, Chevauchement, Socle précambrien, Amollissement thermique, Granites, Hercynien, Maroc.

Résumé : La déformation hercynienne post viséenne de la Meseta marocaine est une déformation essentiellement hétérogène. La cartographie des trajectoires principales de déformation finie montre que les hétérogénéités sont introduites par des zones de cisaillement ductile organisées en deux familles ENE dextre et subméridienne senestre qui témoignent d'un raccourcissement régional NW-SE. L'individualisation et l'amplification de ces zones de cisaillement sont étroitement contrôlées par la fracturation du bâti précambrien sous-jacent et par l'amollissement thermique en bordure des plutons granitiques syn à tardi tectoniques. La cinématique de la déformation, souvent complexe dans ces zones, est attribuable à la combinaison de mouvements cisailants transcurrents et de chevauchants.

Post Visean ductile shears and granites from Moroccan Meseta

Key words : Ductile Shear, Wrenching, Thrusting, Precambrian basement, Thermal Softening, Granites, Hercynian, Morocco.

Abstract : In the hercynian meseta belt, post visean deformation is mostly heterogeneous. Mapping of flattening plane trajectories and stretching lineation help us to demonstrate that strain heterogeneities are spatially related to ductile shear zones. Shear zones occur in conjugate sets with ENE dextral and meridian sinistral displacement. They attest of a NW-SE regional shortening. Variations of deformation kinematics in the shear zones are related to complex transcurrent thrust movements. Preexisting faulting of the precambrian basement and thermal softening around syn to late kinematic granitic plutons controlled shear zones initiation.

INTRODUCTION

Le problème abordé ici est celui du rôle joué par les plutons granitiques, intrusifs lors de la déformation d'une portion de croûte continentale soumise à un raccourcissement horizontal. Ces plutons, au cours de leur ascension, constituent des hétérogénéités rhéologiques du milieu. Ils provoquent des instabilités mécaniques propices au développement des structures tectoniques dont ils contrôlent, en partie au moins, la localisation et l'amplification. Un exemple illustrant cette liaison entre zones déformées et zones de mise en place des granites, est présenté ici.

Les méthodes utilisées sont simples. Elles consistent tout d'abord en une cartographie des trajectoires principales de déformation finie (trajectoires du plan d'aplatissement et trajectoires de la linéation d'étirement). Ces trajectoires nous indiquent l'orientation des axes principaux de déformation finie (X, Y, Z). Cette cartographie est complétée par une étude des gradients de déformation et des structures superposées qui leurs sont associées. Parallèlement

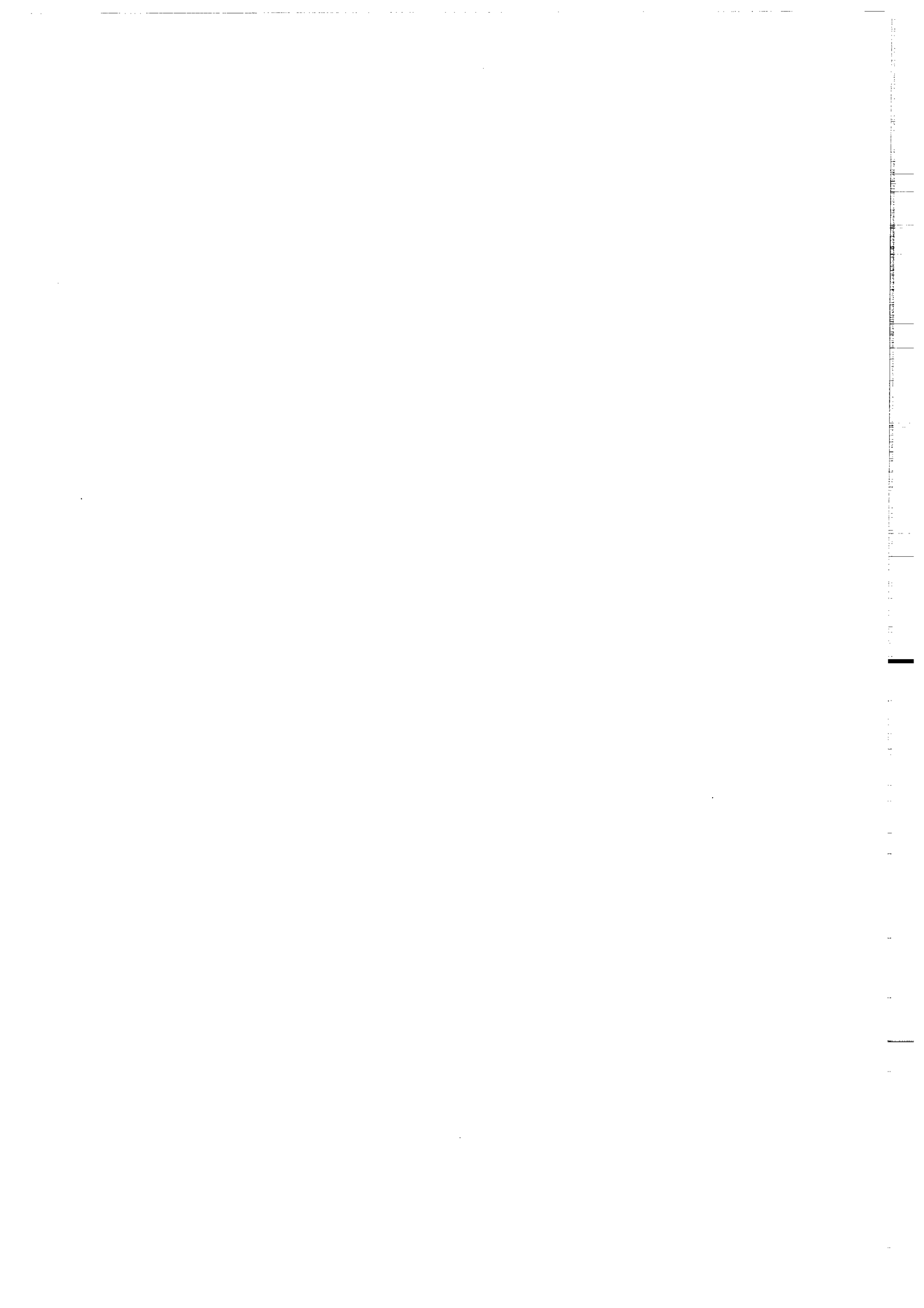
à ceci, une estimation du type de déformation finie (Aplatissement, déformation plane, constriction) est effectuée à partir de l'étude d'objets déformés. Enfin, la déformation interne des granites est analysée et corrélée avec la déformation régionale dans l'encaissant.

L'objet de cette étude est le segment de chaîne hercynienne observable au niveau de la meseta marocaine. Deux grands domaines structuraux ont été distingués dans la chaîne hercynienne du Maroc :

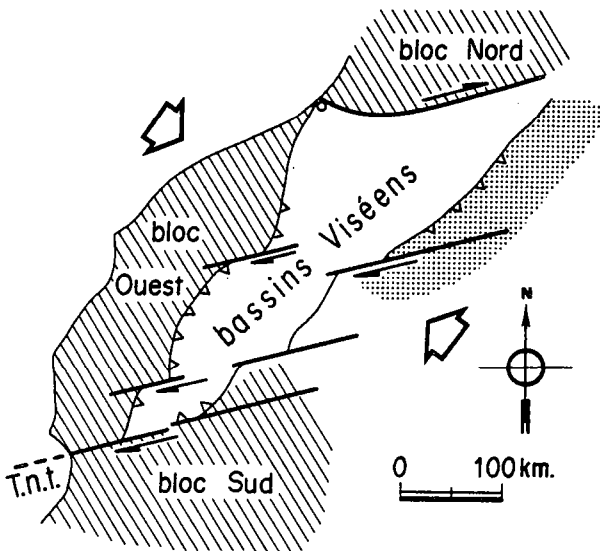
— Un domaine oriental dans lequel la déformation majeure synschisteuse est d'âge devonien supérieur (Allary & al., 1976 - Clauer & al., 1980 - Michard & al., 1983). Ce domaine est considéré comme faisant partie d'une "chaîne anté-viséenne". Il est caractérisé par des schistosités proches de l'horizontale témoignant d'une déformation à caractère tangentiel.

— Un domaine central (Chaîne hercynienne S. Str.) dans lequel la déformation majeure synschisteuse est post

*Faculté des Sciences, Dpt de Géologie, BP 5 15, MARRAKECH, Maroc.
*CAESS, avenue du Général Leclerc, 35042 RENNES Cedex, France.



viséenne (namurien à westphalien inférieur) (Huvelin, 1977 - Hollard, 1978 - Michard & Pique, 1979). Ce domaine central se situe à l'emplacement d'anciens bassins subsidents ayant fonctionné depuis le Devonien supérieur jusqu'au Namurien (Pique, 1979). Il est limité au Nord, à l'Ouest



et au Sud par des blocs "stables", peu déformés pendant l'orogénèse hercynienne (Michard & Pique, 1979) (fig. 1). Ce domaine central est l'objet de la présente étude.

Les principaux résultats de cette étude concernent :

- La mise en évidence de cisaillements ductiles post viséens, transcurrents mais aussi chevauchants;
- Les interactions entre ces cisaillements ductiles et les plutons granitiques hercyniens;
- L'organisation des zones de cisaillement ductile à l'échelle de la meseta marocaine.

Fig. 1 : La meseta marocaine est située à l'emplacement d'anciens bassins subsidents, d'âge viséens S.I., entourés au Nord, à l'Ouest et au Sud de blocs émergés (hachures). L'orogénèse hercynienne débute dans le Maroc oriental (pointillés) par une déformation d'âge éo-varisque (Dévonien Supérieur à Tournaisien). L'épisode compressif post-viséen, localisé dans la meseta marocaine, correspond au serrage des bassins viséens. Les zones émergées Nord, Ouest et Sud restent peu déformées et ont un comportement de blocs stables.

Fig 1 : The Meseta from Morocco developed from older subsident basins of Viséan age surrounded to the North, West and South by emergent blocks (hachured). In Eastern Morocco (dotted), deformations of early Variscan age (Upper Devonian to Tournaisien) mark the beginning of the Hercynian orogeny. Post-Viséan compression has induced shortening of Viséan basins. Emergent domains to the North, West and South behaved as stable blocks and remained weakly deformed.

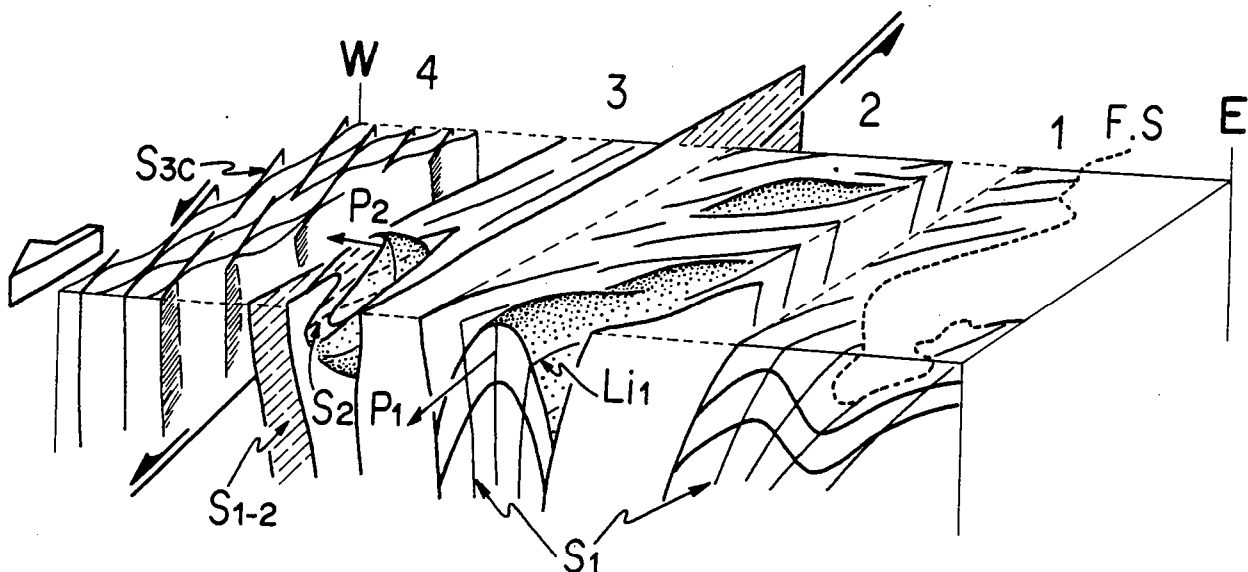
I. — LES CISAILLEMENTS DUCTILES POST VISEENS

La déformation post viséenne de la méseta marocaine est une déformation essentiellement hétérogène. Cette hétérogénéité se traduit par des anomalies de la déformation localisées dans des zones cartographiquement subrectilignes et parfois larges de plusieurs kilomètres. On y note :

- Des variations latérales de l'intensité de la déformation se traduisant par (fig. 2) :
- l'apparition et l'évolution typologique de la schistosité régionale dont l'intensification, à l'approche des zones d'anomalie, s'accompagne d'une accentuation du pendage;
- le passage progressif d'une déformation monophasée à

une déformation polyphasée avec des structures planaires superposées S1, S2 et S3;

- l'évolution de la géométrie du plissement synschisteux, qualitativement corrélable avec l'intensification de la déformation. Cette évolution se traduit par une diminution de l'angle d'ouverture des plis qui deviennent rapidement anisopaques. On peut alors observer des plis non cylindriques à axes courbes qui remplissent le schistosité S1 et qui, dans les stades à déformation très intense, sont cisailés parallèlement à la schistosité S2 (Lagarde, 1980 - Pique & al., 1982) (fig. 2 et pl. 1 fig. 3).



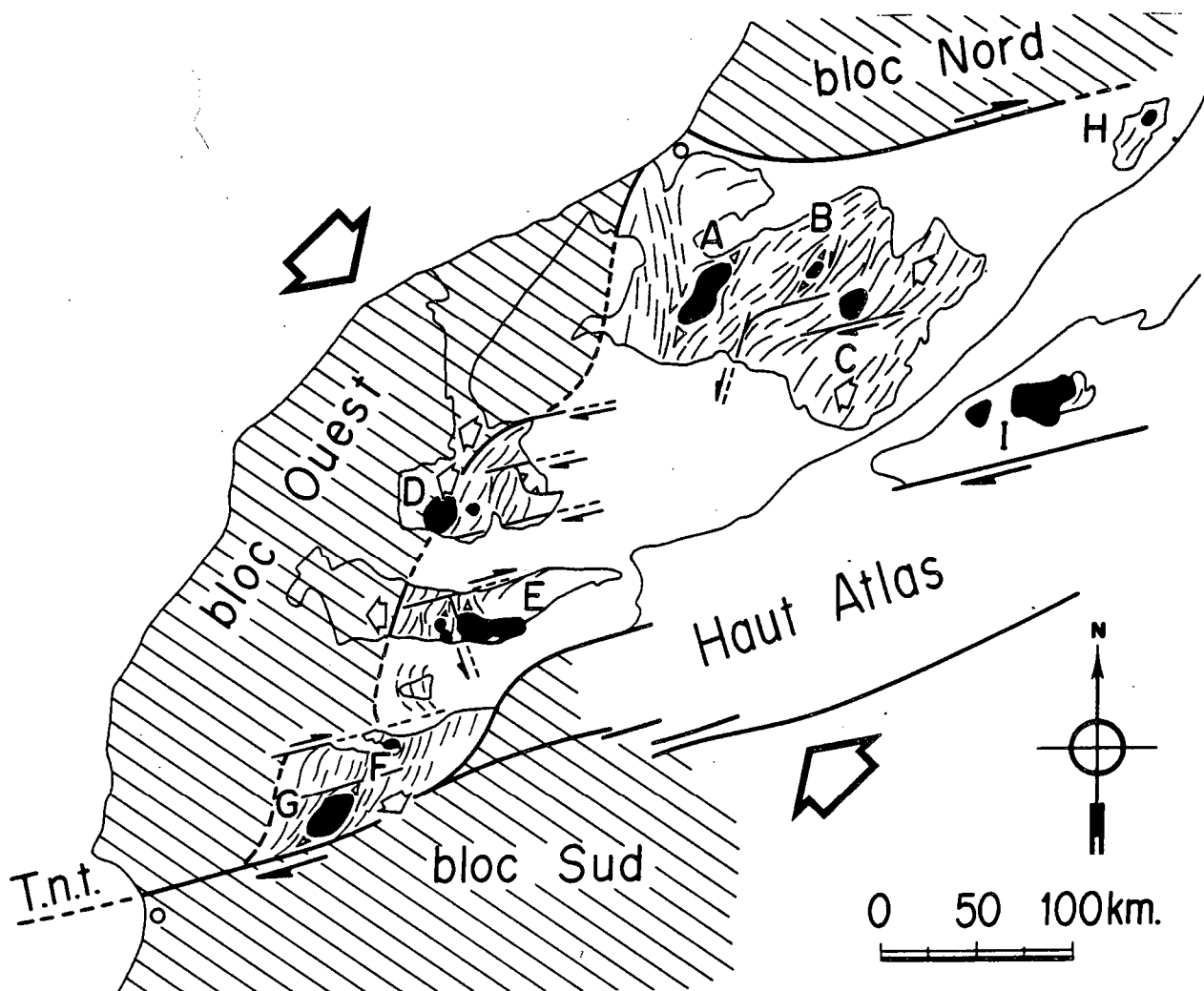


Fig 3: Carte des trajectoires du plan d'aplatissement post-viséen dans la meseta marocaine. Ces trajectoires mettent en évidence l'existence de zones de cisaillement ductile organisées en deux familles ENE dextres et subméridiennes senestres qui témoignent d'un raccourcissement NW-SE. Principaux massifs hercyniens (granitoïdes en noir): Plateau central: Zaer (A), Oulmés (B), Ment (C) - Rehamna (D) - Jebilet (E) - Azegour (F) - Tichka (G) - Tazekka (H) - Haute Moulouya (I). T.n.t.: Faille du Tizi n'test ou cisaillement Sud mesetien. Grandes flèches: Direction de raccourcissement post-viséenne. Petites flèches: Sens de déversement à l'époque post-viséenne. (Limites du bloc Ouest d'après Lefort & Haworth, 1981).

Fig. 3: Trajectories of the Post-Visean cleavage plan within the Meseta. They reveal a set of dextral (ENE) and sinistral conjugate ductile shear zones which account for a bulk NW-SE shortening. In black, main Hercynian granitoid massifs: Zaer (A), Oulmés (B), Ment (C), Rehamna (D), Jebilet (E), Azegour (F), Tichka (G), Tazekka (H), Haute Moulouya (I). T.n.t.: Tizi n'test fault (South Mesetian shear zone). Large arrows: direction of post-Visean shortening. Small arrows: general vergence during post-Visean time (boundaries of the Western block drawn from Lefort and Haworth, 1981).

— Des variations plus ou moins progressives des trajectoires principales de déformation finie sont également observables:

- les trajectoires du plan d'aplatissement (plan XY fini), de direction régionale NE-SW, changent progressivement d'orientation au niveau des zones d'anomalie pour devenir soit subméridiennes, soit subéquatoriales. Elles acquiè-

rent alors une configuration cartographique sigmoïdale (fig. 3). Les plans axiaux des plis suivent une virgation conforme à la virgation de la schistosité;

- la linéation d'étirement (direction X finie), généralement peu marquée en dehors des zones d'anomalie, s'accroît. Ses trajectoires souvent complexes, sont caractérisées par la juxtaposition au sein d'une même zone, de secteurs à

Fig. 2: Un exemple de variations latérales de l'intensité de la déformation dans une zone de cisaillement ductile du massif des Jebilet (région de Sidi Bou Othmane). D'Est en Ouest, on note (1) l'apparition et l'intensification de la schistosité dont le pendage s'accroît lorsque la déformation augmente (2) le passage progressif d'une déformation monophasée (Stades 1 et 2) à une déformation polyphasée (Stades 3 et 4) avec des structures planaires S1, S2 et S3c superposées. Le sens de cisaillement est indiqué ici par (1) l'allure sigmoïdale des trajectoires de la schistosité (2) la dissymétrie des plis P2 cisailés parallèlement à la schistosité (Stade 3) et (3) la présence de bandes de cisaillement S3c senestres (Stade 4). Largeur de la coupe schématisée environ 4 kilomètres.

Fig 2: Structures and strain variations across a ductile shear zone within the Jebilet Massif (Sidi Bou Othmane area). We observe, from E to W, (1) development of a cleavage whose intensity and dip increase with increasing strain, (2) progressive change from simple phase deformation (stages 1 and 2) to polyphase deformation (stage 3 and 4) with superposed planar structures S1, S2, S3c. Shear sense is indicated by (a) sigmoidal trend of cleavage trajectories, (b) asymmetry of P2 folds which are sheared parallel to cleavage plane (stage 3) and (c) the occurrence of S3c sinistral shear bands (stage 4). Width of the cross-section is about 4 km.

linéations faiblement plongeantes et de secteurs à linéations fortement plongeantes. Ceci se traduit à l'échelle cartographique par des virgations kilométriques de la linéation d'étirement (Lagarde & Michard, 1984).

Ces variations de l'intensité de la déformation et des trajectoires principales de déformation finie traduisent la présence de gradients de déformation et sont caractéristiques des zones de cisaillement ductile (Ramsay & Graham, 1970).

L'étude des schémas de déformation finie permet de reconstituer la cinématique de la déformation dans ces zones de cisaillement :

— Dans les secteurs à linéation d'étirement proche de l'horizontale et à schistosité fortement pentée, les mouvements cisailants sont essentiellement transcurrents. Les sens de cisaillement, indiqués par les trajectoires de schistosité sigmoïdales (Ramsay & Graham, 1970), montrent la prédominance de mouvements dextres suivant une direction ENE (fig. 3). Des mouvements conjugués senestres sont également observables suivant des directions subméridienne à N 150° (fig. 3). La déformation finie, de type aplatissement ($k < 1$) en dehors des zones de cisaillement ductile, évolue vers le type de déformation plane ($k = 1$) (Le Corre, 1982). Une estimation du déplacement relatif peut être effectuée en utilisant les données quantitatives de la déformation finie (trajectoires de schistosité et marqueurs ellipsoïdaux). Ce type d'estimation a donné des valeurs de l'ordre de 20 kilomètres pour le déplacement relatif dans la zone de cisaillement ductile subméridienne senestre qui borde les granites des Jelibet (Lagarde & Choukroune, 1982).

— Dans les secteurs où la linéation d'étirement devient fortement plongeante, les mouvements cisailants ne sont plus exclusivement transcurrents et une composante de chevauchement peut être mise en évidence. Cette composante de chevauchement est facilement identifiable, dès l'étude de

terrain, par la présence de plis dissymétriques fortement déversés, en général vers l'Ouest.

De cette combinaison de deux cisaillements naît une relative complexité des schémas de déformation finie. Dans ces schémas, l'accentuation du plongement de la linéation d'étirement, la diminution plus ou moins marquée du pendage de la schistosité et la réorientation ou la virgation des structures linéaires (axes de plis, linéations d'intersection) sont attribuables à la composante du chevauchement. Par contre, l'intense étirement et l'importante déformation non coaxiale observables parallèlement à l'axe des plis (grenats hélicitiques, zones abritées dissymétriques, bandes de cisaillement), témoignent de mouvements à caractère transcurrent.

Les trajectoires de schistosité sigmoïdales ne sont plus ici utilisables pour la reconnaissance des sens de cisaillement (Brun & Burg, 1982) et la direction d'étirement X finie n'est plus directement corrélable avec la direction de déplacement (Lagarde & Michard, 1984). Au niveau de ces zones de cisaillement la déformation finie passe dans le champ de la constriction ($k > 1$) et ce, conformément aux modèles de M.P. Coward et G.P. Potts (1983) faisant appel à la combinaison de deux composantes de cisaillement dont une avec extension parallèlement à la schistosité.

La composante de chevauchement est particulièrement marquée au contact des blocs stables Ouest et Sud. Au contact du bloc Ouest les chevauchements sont à vergence Ouest (fig. 4) (Pique & al., 1982 - Lagarde et Michard, 1984) et au contact du bloc Sud les chevauchements sont à vergence Sud (Petit, 1976 - Lagarde & Roddaz, 1983). Sur les marges du bassin mésetien les chevauchements se font donc en direction des blocs stables. Les mouvements transcurrents combinés à ces chevauchements correspondent quant à eux à des cisaillements parallèlement aux limites des blocs (fig. 4).

II. — INTERACTIONS CISAILEMENTS DUCTILES PLUTONS GRANITIQUES HERCINIENS

Les granitoïdes observables dans le meseta marocaine sont des plutons calco-alcalin (Vogel & al., 1976) mis en place aux environs du Westphalien (Termier & al., 1972 - Tisserant, 1977 - Giuliani & Sonet, 1982 - Cheilletz & Zimmermann, 1982). Leurs relations géométriques et chronologiques avec les cisaillements ductiles témoignent d'une interaction entre la déformation cisailante et la mise en place des plutons. En ce qui concerne les relations géométriques, trois points sont à retenir :

— Les cisaillements ductiles sont généralement situés en bordure ou à proximité des plutons granitiques (fig. 3 et 5).

— La géométrie des plutons est étroitement liée à la géométrie des zones de cisaillement. C'est le cas par exemple du granite oriental des Jebilet dont l'étirement vers le Sud est contrôlé par un décrochement ductile subméridien senestre ou encore du granite du Tichka, dans le paléozoïque du Haut-Atlas, dont la partie Sud est étirée le long du décrochement dextre du Tizi n'test (Proust & al., 1977).

— La schistosité régionale se prolonge dans les formations granitiques (granites orientaux des Jebilet, leucogranites des Rehamna) où passe en continuité géométrique avec la fabrique planaire soulignant la structure interne des plutons (granites du Tichka).

S'agissant des relations chronologiques, il apparaît que la mise en place de la plupart des plutons granitiques est en partie au moins synchrone du fonctionnement des zones de cisaillement ductiles et de manière plus générale synchrone de la déformation régionale post viséenne. Ceci est attesté par le fait que la schistosité régionale est étroitement contrôlée par les plutons granitiques qui conditionnent son évolution typologique (Pique, 1976) et par le fait que la déformation interne des plutons est corrélable avec la déformation post viséenne de l'encaissant (Lagarde & Choukroune, 1982).

Une typologie de la déformation des plutons granitiques a été établie et a permis de différencier :

— Des granites présentant une structure interne marquée comme par exemple les granites du Tichka (Haut-Atlas) (Termier & Termier, 1971). Cette structure interne correspond à des litages magmatiques subconcentriques caractéristiques des mises en place de type diapirique (Brun & Pons, 1981). Elle est soulignée à l'échelle du grain par des fabriques cristallines qui témoignent d'une déformation contemporaine de la mise en place des plutons et qui légitiment l'interprétation de cette structure interne en termes d'interférence entre phénomènes d'origine diapirique et déformation régionale (Brun & Pons, 1981 - Lagarde & Roddaz, 1983).

PLANCHE 1

Gradient de déformation en bordure de plutons granitiques (Massif des Jebilet).

Strain gradient at the margin of granitic plutons (Jebilet Massif).

Fig. 1 : Déformation synschisteuse peu évoluée et monophasée, localisée dans les interlits pélitiques des flyschs viséens.

Fig. 1: Weak single phase of deformation marked by cleavage development localised within pelitic beds of Viséan flysch.

Fig. 2: Micropli P2 affectant un niveau quartzitique. La déformation au niveau de ce pli est polyphasée : il replisse la schistosité S1 et la linéation d'intersection Li 1, mais il est lui-même affecté par une schistosité S2 de plan axial. Dans les formations pélitiques entourant ce pli, on observe une seule schistosité S1-2. La formation de ce type de pli est attribuable à un cisaillement progressif parallèlement à la schistosité S1-2.

Fig. 2: P2 microfold within a quartzitic layer. The fold shows an S2 axial plane cleavage and deforms the S1 cleavage and intersection lineation Li 1 (polyphased deformation). A unique cleavage plane S1-2 is present within pelites surrounding the fold. Development of this type of fold is attributed to progressive shearing parallel to S1-2 cleavage.

Fig. 3.: Bandes de cisaillement S3c senestres affectant la schistosité S1-2 (Plan d'observation horizontal).

Fig. 3: Sinistral S3c shear bands affecting the S1-2 cleavage (plane of photograph is horizontal).

La déformation des plutons granitiques (Leucogranites à Tourmaline du massif des Jebilet).

Deformation within granitic plutons (tourmaline leucogranites of the Jebilet Massif).

Fig. 4: Granite intensément schistosé (partie gauche) entourant une amygdale de granite peu déformé (sous le marteau).

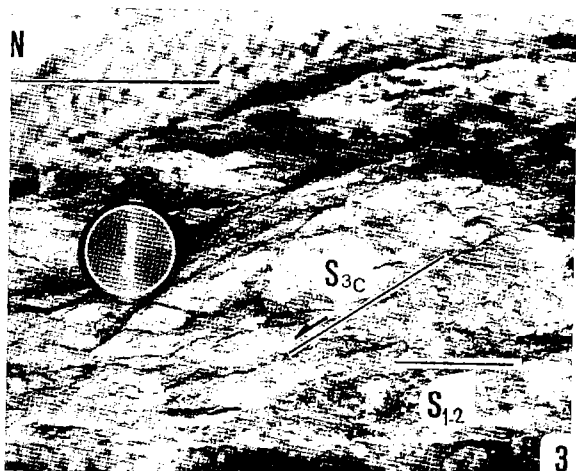
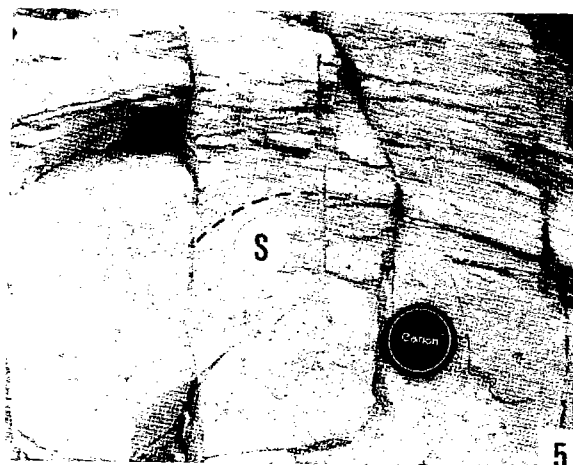
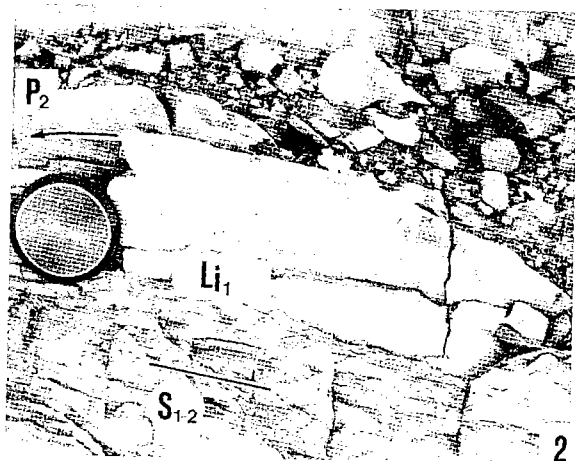
Fig. 4: Strongly foliated granite (left hand side) surrounding a pod of weakly deformed (under the hammer).

Fig. 5: Détail du passage granite peu déformé - Granite schistosé mettant en évidence l'existence d'un fort gradient de déformation. L'allure de la schistosité (S) montre ici un sens de cisaillement dextre.

Fig. 5: Strain gradient across the transition zone between weakly deformed granite and foliated granite. Trend of foliation (S) corresponds to dextral sense of shear.

Fig. 6: Présence, sur les plans de schistosité, d'une linéation d'étirement subhorizontale compatible avec une déformation cisailante à caractère transcurrent.

Fig. 6: Aspect of stretching lineation within foliation planes. Its subhorizontal attitude is compatible with a transcurrent displacement.



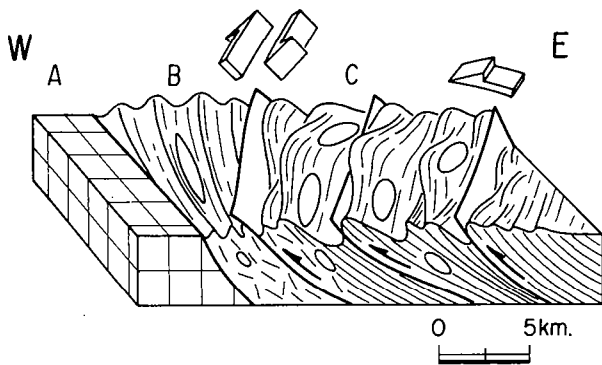


Fig. 4: Cisaillements ductiles post-viséens sur la marge Ouest du bassin mesetien (massif des Rehamna). Les structures et microstructures observables résultent de la combinaison de chevauchements à vergence Ouest et de cisaillements transcurrents dextres. Les chevauchements sont particulièrement marqués à l'Est du massif (zone C). Ils s'opèrent en direction du bloc stable (zone A). Les cisaillements transcurrents ont une intensité maximale au centre du massif (zone B) et correspondent à des déplacements horizontaux parallèlement aux limites du bloc stable. La déformation finie de type aplatissement dans la majeure partie de la zone C passe dans le champ de la constriction au front des principaux chevauchements (zone B).

Fig. 4: Post-Visean ductile shear zones along the Western margin of the Mesetian basins (Rehamna Massif). Observed structures and microstructures are due to the combination of westwards thrusting and dextral transcurrent shearing. Thrusts are best developed in the Eastern part of the Massif (zone C). They are directed towards the stable block (zone A). Transcurrent shears show maximum intensity in the center of the Massif (zone B) and correspond to horizontal displacements parallel to stable block boundaries. Finite strain changes from flattening type in most of the zone C to constriction type at the front of major thrusts (zone B).

— Des granites sans structure interne marquée mais puissamment orthogneissifiés en bordure des zones de cisaillement ductile. La déformation des granites est ici une déformation plastique cisailante. Les granites du massif des Jebilet non déformés à l'Est et intensément schistosés sur leur bordure Ouest illustrent ce deuxième type (fig. 6 et pl. 1).

III. — ORGANISATION DES CISAILLEMENTS DUCTILES A L'ECHELLE DE LA MESETA MAROCAINE

La présence de cisaillements ductiles d'âge post viséen peut être généralisée à l'ensemble des massifs hercyniens de la meseta marocaine. Les mouvements cisailants s'organisent à cette échelle suivant deux familles conjuguées sub-méridienne senestre et subéquatoriale dextre (fig. 3). Une telle organisation en deux familles conjuguées définit un champ de déformation finie avec une direction de raccourcissement subhorizontale schématiquement WNW-ESE à NW-SE.

La géométrie et la localisation de ces zones de cisaillement paraît contrôlée par deux facteurs essentiels : la fracturation du socle précambrien sous jacent et les gradients thermiques associés au métamorphisme post viséen.

En ce qui concerne le premier facteur, plusieurs auteurs ont montré que les directions structurales, subméridiennes et surtout ENE, observables dans la meseta marocaine étaient des directions précambriennes (Pique, 1979 - Michard & Pique, 1979 - Jeannette & Pique, 1981). Les accidents limitant le bassin mesetien n'échappent pas à cette

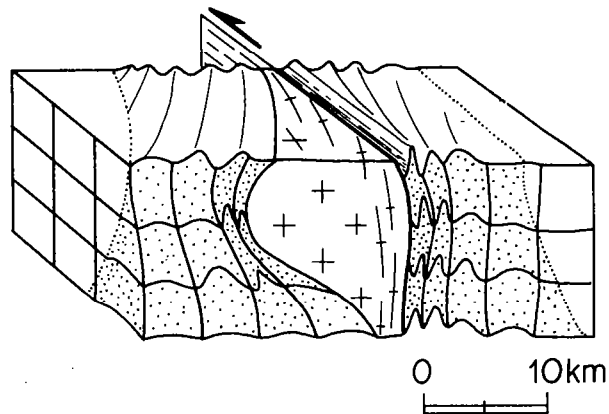


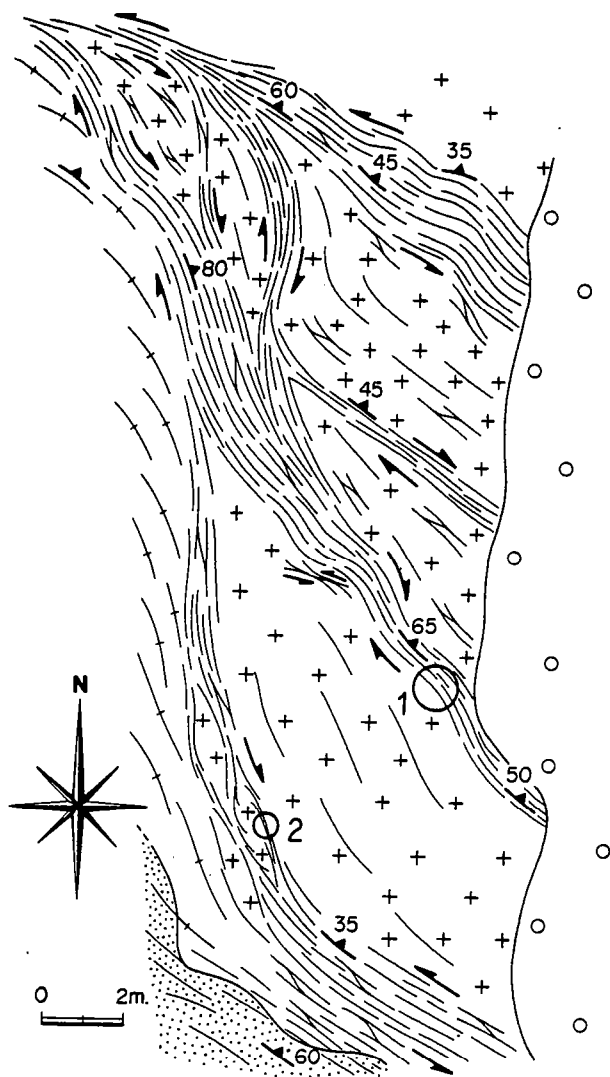
Fig. 5: Schématisation des interactions cisaillements ductiles - Plutons granitiques - On notera (1) que les cisaillements ductiles sont situés en bordure du pluton granitique (croix) (2) que la déformation synschisteuse post-viséenne est concentrée dans les zones thermiquement amollies (pointillés) et (3) que la déformation interne du granite (orthogneissification) est corrélable avec la déformation régionale de l'encaissant.

Fig 5: Sketch showing interactions between ductile shear zones and granitic plutons. We note that (1) ductile shear zones are located at the margin of the pluton (crosses), (2) Post-Visean ductile deformation is concentrated within thermally softened zones (dotted) and (3) orthogneissification and penetrative deformation of country rocks are compatible.

— Des granites peu affectés par une déformation plastique mais dont la mise en place, bien que tardive dans l'histoire de la déformation régionale, doit être considérée comme syn à tardi cinématique. C'est le cas par exemple d'une partie des granites du massif des Rehamna (Lagarde & Michard, 1984) et du granite d'Azegour (fig. 3).

Ces différents types de déformation correspondent en fait à diverses expressions du caractère syntectonique des plutons granitiques. Ils sont étroitement liés à la rhéologie des magmas au moment de la déformation et sont donc dépendants de leurs caractères pétrographiques d'une part et de la chronologie relative de mise en place des plutons d'autre part.

règle. La limite Ouest du bassin est une zone cisailée de direction subméridienne (Michard & al., 1978 - Pique & al., 1980) située à l'emplacement de failles plus anciennes dont les manifestations sont perceptibles pendant toute la sédimentation du paléozoïque inférieur (Pique, 1979). La limite Sud se trouve quant à elle à l'emplacement d'une famille d'accidents de direction ENE (fig. 3) ayant joué à l'époque hercynienne en décrochements dextres synschisteux (Proust & al., 1977 - Lagarde & Roddaz, 1983) puis post schisteux (Petit, 1976 - Proust & al., 1977). Ces accidents font partie de la famille de décrochements ductiles post viséens ENE dextres. Ils traduisent à plus grande échelle l'existence d'une zone de fracture crustale d'extension transcontinentale située au Sud du Haut-Atlas (Mattauer & al., 1972). Cette zone de fracture et ses divers rejeux durant le paléozoïque inférieur (Petit, 1976) témoignent d'un découpage antéhercynien du socle précambrien (Michard & al., 1975). Dès le début du serrage hercynien, les fractures du socle précambrien sont susceptibles de rejouer et de favoriser l'apparition de zones de cisaillement dans la couverture paléozoïque sus-jacente.



Le deuxième facteur qu'il convient de prendre en compte dans l'étude des zones de cisaillement de la meseta marocaine est le facteur thermique. Ce facteur contrôle en par-

Fig. 6 : Orthogneissification du granite des Oulad Asiam (massif des Jebilet) en bordure d'une zone de cisaillement ductile N150 senestre. La déformation du granite est concentrée dans les couloirs métriques dextres et senestres (traits) qui délimitent des amygdales de granite peu déformé (croix). La schistosité de l'encaissant (pointillés) se prolonge dans les formations granitiques. Grand cercle : localisation de la figure 4, planche 1; petit cercle : localisation de la figure 5, planche 1.

Fig. 6 : Deformation within the Oulad Asiam granite (Jebilet Massif) at the vicinity of a N 150° ductile sinistral shear zone. Deformation is concentrated within dextral and sinistral meter-scale bands surrounding pods of weakly deformed granites (crosses). Continuity is observed between cleavage of country rocks (dotted) and granite foliation. Great circle : location of figure 4, Plate 1. Small circle : location of figure 5, Plate 1.

tie l'individualisation et l'amplification des zones de cisaillement mais aussi la cinématique de la déformation dans ces zones. Plusieurs arguments tels que la localisation systématique des cisaillements ductiles dans les zones à haut flux thermique entourant les granites, le parallélisme entre gradients thermiques et gradients tectoniques et la compatibilité entre la déformation des granites et la déformation régionale, montrent que la mise en place des plutons et la déformation cisailante sont deux phénomènes contemporains intimement liés (fig. 5). Une telle interprétation suppose que les plutons granitiques, en cours d'ascension, affaiblissent la croûte et créent des zones thermiquement amollies (Brun & Vignerresse, 1981). Dans ces zones, du fait de l'amollissement thermique d'une part et de la réactivation des fractures préexistantes du socle précambrien sous jacent d'autre part, se développent d'étroits couloirs de cisaillement dans lesquels va se concentrer l'essentiel de la déformation. Le facteur thermique influence également la cinématique de la déformation. Ainsi, lorsque les zones de cisaillement situées sur les marges Ouest et Sud du bassin mesetien (fig. 3) traversent les massifs des Rehamna et du Tichka, qui sont les domaines les plus métamorphiques de la meseta (Termier & Termier, 1971 - Michard, 1976 - Hoepffner & al., 1982), la cinématique de la déformation est perturbée avec l'apparition d'une composante de chevauchement d'autant plus marquée que l'influence thermique s'accroît (fig. 4) (Lagarde & Michard, 1984).

L'essentiel de la déformation post viséenne de la meseta marocaine apparaît concentrée dans ces zones de cisaillement ductile à caractère transcurrent et chevauchant. En dehors de ces zones intensément déformées, la déformation synschisteuse est souvent peu marquée voire inexistante (fig. 2) (Pique, 1979 - Lagarde & Choukroune, 1982).

CONCLUSION

Dans la meseta marocaine, l'épisode compressif hercynien, d'âge post viséen, se traduit par la formation de zones de cisaillement ductile organisées en deux familles ENE dextres et subméridiennes senestres. L'individualisation et l'amplification de ces zones de cisaillement apparaissent étroitement contrôlées par des instabilités mécaniques liées d'une part à la préfacturation du bâti précambrien sous jacent et d'autre part à l'amollissement thermique de l'encaissant en bordure des plutons granitiques hercyniens.

Les plutons dont la mise en place peut être considérée comme syn à tardi cinématique, jouent un rôle prépondérant dans le développement de la déformation synschisteuse qui n'est bien marquée que dans leur zone d'influence thermique.

A l'échelle de la meseta marocaine, la nature et l'organisation des mouvements synschisteux cisailants permettent de reconstituer l'histoire de la déformation post viséenne.

A cette époque, la meseta marocaine est soumise à un raccourcissement NW-SE. Ce raccourcissement s'opère principalement par l'intermédiaire des zones de cisaillement ductile ENE dextres (fig. 1) parmi lesquelles la zone de cisaillement située à la limite Sud de la meseta (décrochement du Tizin' Test ou cisaillement Sud mesetien) semble jouer un rôle prépondérant. Cette limite crustale (Mattauer & al., 1972) sur laquelle s'arrête brusquement le segment mesetien de la chaîne hercynienne du Maroc présente les caractéristiques d'une faille transformante (Michard & al., 1983). Elle constitue une des pièces maîtresses de l'édifice structural post viséen et le serrage du bassin mesetien pourrait en grande partie être attribué à son fonctionnement en décrochement dextre. Le fait que le raccourcissement du bassin mesetien soit plus marqué dans la partie Sud que dans la partie Nord (fig. 1), légitimerait par ailleurs cette hypothèse.

Les zones de cisaillement ductile apparaissent, dans la

meseta, lors d'un stade précis de la structuration hercynienne: l'époque post viséenne, qui correspond globalement au serrage des bassins viséens s.l.. Cet épisode compressif localisé à l'emplacement d'anciens bassins subsidents viséens n'est cependant pas la première manifestation de l'orogénèse hercynienne. Il est en effet précédé, dans le Maroc oriental, par une déformation "anté-viséenne" caractérisée par des schistosités subhorizontales témoignant d'une tectonique probablement tangentielle (Allary & al., 1976). Pendant que à l'Est débute le serrage de la chaîne, au centre se forment les bassins subsidents. On assiste donc au cours de de l'orogénèse hercynienne à une migration

vers l'Ouest du domaine orogénique qui se situe dans le Maroc oriental aux alentours du Tournaisien (Clauer & al., 1980) et atteint le domaine central vers la fin du Namurien. Dans une tel dispositif, le Maroc oriental correspondrait aux zones internes de la chaîne alors que la meseta marocaine serait assimilable aux zones externes.

Cette histoire de la déformation est à rapprocher des événements hercyniens en Europe Occidentale (Matte, 1983) où des cisaillements ductiles liés à des plutons granitiques syncinématiques ont également été décrits (Berthe & al., 1979 - Jegouzo, 1980 - Iglesias & Choukroune, 1980).

BIBLIOGRAPHIE

- ALLARY A., LAVENUE J. & RIBEYROLLE M. 1976 — Etude tectonique et microtectonique d'un segment de chaîne hercynienne dans la partie sud-orientale du Maroc central. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 261 : 113-169.
- BERTHE D., CHOUKROUNE P. & JEGOUZO P. 1979 — Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granite: The exemple of the South Armorican shear zone. *J. Struct. Géol.*, 1 : 31-42.
- BRUN J.P. & PONS J. 1981 — Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non-coaxial deformation, Sierra Morena, Southern Spain. *J. Struct. Geol.*, 3 : 219-229.
- BRUN J.P. & BURG J.P. 1982 — Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc: a corner effect during continental collision. *Earth plan. Sci. Lett.* 61 : 319-332.
- BRUN J.P. & VIGNERESSE J.L. 1981 — Interference and interactions between crustal shear and leucogranite diapirism in Southern Brittany. *Terra Cognita, Spec. Iss., First, Strasbourg Meet.*, p. 93.
- CHEILLETZ A. & ZIMMERMAN J.L. 1982 — Datations par la méthode K-Ar du complexe intrusif et des minéralisations en tungstène du Jbel Aouam (Maroc Central) - *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 295 : 255-258.
- CLAUER N., JEANNETTE D. & TISSERANT D. 1980 — datation isotopique des cristallisations successives du socle cristallin et cristallophyllien de la Haute-Moulouya (Maroc hercynien). *Géol. Rundsch.*, 69 : 63-83.
- COWARDS M.P. & POTTS G.J. 1983 — Complex strain patterns developed at the frontal and lateral tips to shear zones and thrust zones. *J. Struct. geol.*, 5 : 383-399.
- GIULIANI G. & SONET J. 1982 — Contribution à l'étude géochronologique du massif granitique hercynien des Zaër (Massif Central Marocain) - *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 294 : 139-143.
- HOEPPFNER C., JENNY P., PIQUE A., MICHARD A. 1982 — Le métamorphisme hercynien dans le massif des Rehamna. *Notes et Mem. Serv. Géol. Maroc*, 303 : 103-149.
- HOLLARD H. 1978 — L'évolution hercynienne au Maroc. *Zeit Deutsche Geol. Ges.* 129 : 495-512.
- HUVELIN P. 1977 — Etude géologique et géologique du massif hercynien des Jebilet (Maroc Occidental). *Notes Mem. Serv. Géol. Maroc*, 232 bis. 308 p.
- IGLESIAS M. & CHOUKROUNE P. 1980 — Shear zones in the Iberian Arc. *J. Struct. Geol.*, 2 : 63-68.
- JEANNETTE D. & PIQUE A. 1981 — Le Maroc hercynien : plate-forme disloquée du craton ouest-africain. - *C.R. Acad. Sci., Paris*, 293 : 79-82.
- JEGOUZO P. 1980 — The South Armorican Shear Zone - *J. Struct. Géol.*, 2 : 39-47.
- LAGARDE J.L. 1980 — Déformation progressive et réorientation des structures linéaires en régime cisailant : l'exemple du massif hercynien des Jebilet - (Maroc) - *8° R.A.S.T. Marseille* p. 208.
- LAGARDE J.L. & CHOUKROUNE P. 1982. - Cisaillement ductile et granitoïdes syntectoniques : l'exemple du massif hercynien des Jebilet. *Bull. Soc. Géol. France* (7), XXIV, 2 : 299-307.
- LAGARDE J.L. & RODAZ B. 1983 — Le massif plutonique du Tichka (Haut Atlas occidental - Maroc) un diapir syntectonique. *Bull. Soc. Géol. France* (7), XXV, 3 : 389-395.
- LAGARDE J.L. & MICHARD A. 1984 — Chevauchements et cisaillements transcurrents en meseta marocaine : Exemple des relations entre déplacement et étirement dans le massif des Rehamna. "Chevauchement et déformation". *Int. Conf. - Toulouse*, 1984.
- LE CORRE C. 1982 — Inhomogeneous strain pattern in the Jebilet massif (Moroccan hercynian belt) - *Int. Conf. "Planar and linear fabrics of deformed rocks" - Zurich*.
- LEFORT J.P. & HAWORTH R.T. 1981 — Geophysical correlation between basement features in North Africa and Eastern New England: their control over North Atlantic structural Evolution. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, (C), XIII, 2 : 103-116.
- MATTAUER M., PROUST F. & TAPONNIER P. 1972 — Major strike-slip fault of late hercynian age in Morocco. *Nature*, 237 : 160-162.
- MATTE P. 1983 — Two geotraverses across the Ibero-Armorican variscan arc of western Europe. In *profiles of orogenic belts, Geodynamics Series*, 10 : 53-81.
- MICHARD A., WESTPHAL M., BOSSERT A. & HAMZEH R. 1975 — Tectonique de blocs dans le socle atlaso-mésétien du Maroc : une nouvelle interprétation des données géologiques et paléomagnétiques. - *Earth Plan. Sci. Lett.*, 24 : 363-368.
- MICHARD A., HOEPPFNER C. & JENNY P. 1978 — Le couloir de cisaillement caledonno-hercynien de la meseta occidentale sur la transversale de Mechra-ben-Abbou (Rehamna, Maroc). *Bull. Soc. Géol. France*, (7) XX, 6 : 889-894.
- MICHARD A. & PIQUE A. 1979 — The variscan belt in Morocco : structure and developmental model. *I.G.C.P. Blacksburg, Virginia* : 317-322.
- MICHARD A., CAILLEUX Y. & HOEPPFNER C. 1983 — The structure of the moroccan meseta orogen. *Vol. Spéc. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc. P.I.C.G. n° 27*.
- PETIT J.P. 1976 — La zone de décrochements du Tizin Test (Maroc) et son fonctionnement depuis le carbonifère. *Thèse 3° cycle. Montpellier*. (inédit).
- PIQUE A. 1976 — Front thermique syntectonique et mise en place du Granite à Oulimès (Maroc central). *Bull. Soc. Géol. France*, (7), XVIII, 5 : 1233-1238.
- PIQUE A. 1979 — Evolution structurale d'un segment de la chaîne hercynienne : la meseta marocaine Nord-occidentale. *Sci. Géol., Mém. Strasbourg* : 253 p.
- PIQUE A., JEANNETTE D. & MICHARD A. 1980 — The western meseta shear zone, a major and permanent feature of the hercynian belt in Morocco - *J. Struct. Géol.*, 2 : 55-61.
- PIQUE A., GUEZOU J.C., HOEPPFNER C., JENNY P., JEANNETTE D. & MICHARD A. 1982 — Tectonique du massif des Rehamna. Evolution de la déformation dans les zones métamorphiques hercyniennes. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*. 303 : 86-127.
- PROUST F., PETIT J.P. & TAPONNIER P. 1977 — L'accident du Tizi n'Test et le rôle des décrochements dans la tectonique du Haut Atlas occidental (Maroc). *Bull. Soc. Géol. France*, (7), XIX, 3 : 541-551.
- RAMSAY J.G. & GRAHAM R.H. 1970 — Strain variation in shear belts. *Canad. J. Earth Sci.*, 7 : 786-813.
- TERMIER G. & TERMIER H. 1971 — Le massif granodioritique du Tichka - *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 216.
- TERMIER H., TERMIER G., LEUTWEEIN F. & SONET J. 1972 — Sur l'âge varisque des plutonites du massif du Tichka (Maroc) - *Bull. Soc. Minéral. Cristallogr.*, 95 : 124-127.
- TISSERANT D. 1977 — Les isotopes du strontium et l'histoire hercynienne du Maroc - *Thèse 3° cycle, Strasbourg*, 100 p. (inédit).
- VOGEL T., WILLIAMS E., PRESTON J. & WALKER B. 1976 — Origin of the late paleozoic plutonic massifs in Morocco - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 87 : 1753-1762.

Note déposée le 20 Septembre 1984.
Manuscrit définitif accepté le 22 Janvier 1985.

15. LES PLUTONS GRANITIQUE MARQUEURS CINEMATIQUE DE LA DEFORMATION CRUSTALE.

Les plutons granitiques de la méséta marocaine ont enregistré un état local de déformation combinant les effets du diapirisme et de la déformation régionale (chap. 14). Cette combinaison qui contrôle la géométrie du champ de déformation finie, conditionne également la cinématique de la déformation.

15.1) PLUTONS GRANITIQUE MARQUEURS D'UNE DEFORMATION CRUSTALE TRANSCURRENT. L'EXEMPLE DU PLUTON D'OULMES :

Le pluton granitique d'Oulmés est un exemple de combinaison diapirisme déformation régionale transcurrente.

15.1.1) CINEMATIQUE DE LA DEFORMATION ENREGISTREE AU NIVEAU DU PLUTON GRANITIQUE D'OULMES:

La cinématique de mise en place du pluton est établie à partir de l'analyse de critères microstructuraux (structures S/C, micas en poisson, figures de rotation). Elle peut être résumée comme suit (Fig. 1):

- L'étirement présente une direction N0 à N10 au Sud, N20 à N30 au centre et au NE, N140 à N170 au NW.

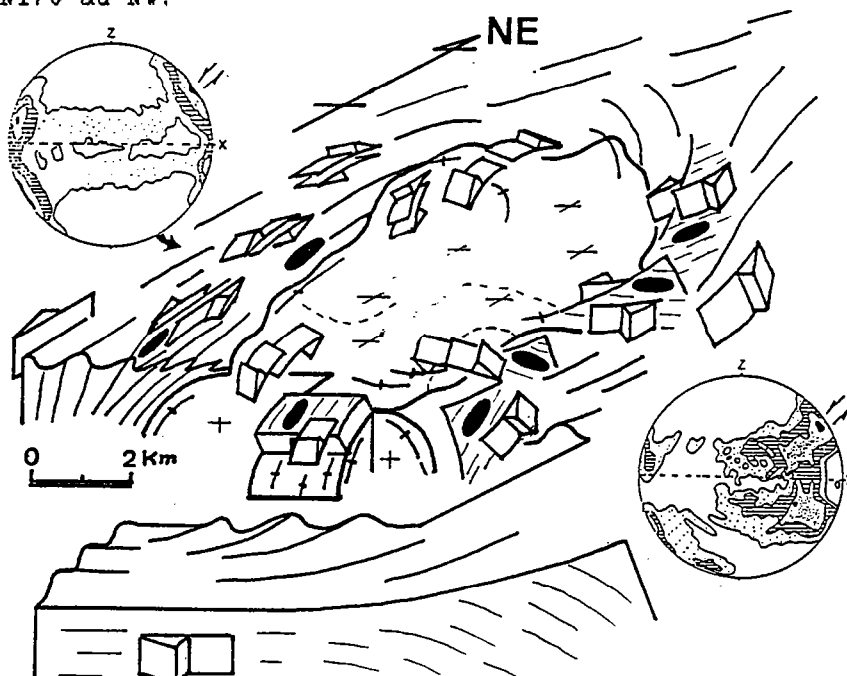


Fig. 1 : Exemple de combinaison entre effets intrusifs (jeux normaux le long de l'interface) et effets régionaux (cisaillement transcurrent senestre), (Pluton d'Oulmés), Figures de poles ; orientation des axes $\langle a \rangle$ du quartz, projection dans le plan $\lambda\lambda 3$, (d'après AIT OMAR, 1986).

CINEMATIQUE DE LA DEFORMATION

- Les sens de déplacement, indiqués par les structures S/C, sont caractérisés par (1) des jeux normaux aux extrémités de l'ellipse corrélables avec le mouvement ascendant du pluton et (2) des jeux senestres normaux sur les flancs traduisant les effets d'une composante cisailante subméridienne senestre contemporaine de l'intrusion.

Ce cisaillement subméridien senestre est compatible avec les trajectoires hélicitiques de la schistosité interne, les critères microstructuraux dans l'encaissant (bandes de cisaillement ductile, figures rotationnelles) et avec la fabrique du quartz sur la proche périphérie du pluton (Fig. 1).

Ce cisaillement senestre NNE à caractère transcurrent observable autour du pluton n'est pas la seule composante de la déformation régionale.

Les perturbations des schémas de déformation finie (virgation des trajectoires de déformation en direction ENE, couloir ENE à schistosité marquée et intensification du plissement) témoignent d'un cisaillement ENE dextre au SE du pluton (Fig. 2).

A l'échelle du massif (Fig. 2) la direction ENE est la plus exprimée. Les mouvements senestres observables autour du pluton peuvent traduire (1) un décrochement ductile localisé, auquel cas ces mouvements caractérisent une des composantes de la déformation régionale, (2) une obliquité initiale du pluton par rapport à la direction de raccourcissement régional. Une telle obliquité signifierait que la mise en place du pluton s'est produite alors que la déformation régionale avait déjà débuté.

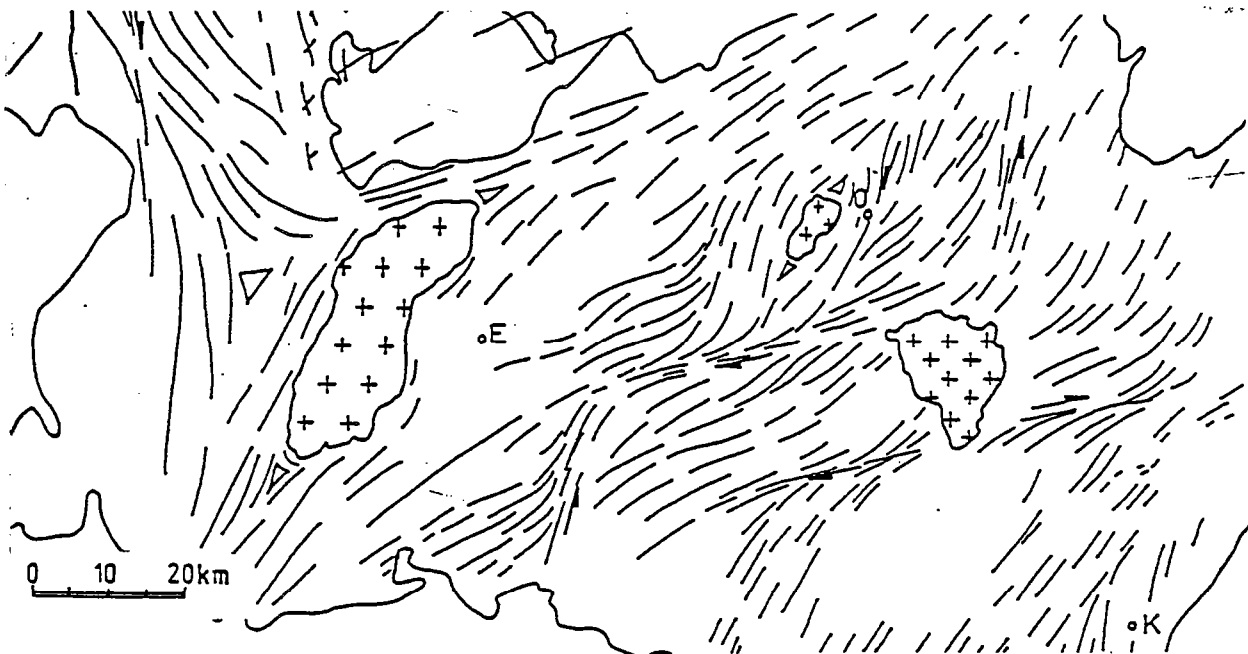


Fig. 2 ; Trajectoires cartographiques du plan d'aplatissement à l'échelle de la méséta centrale.

15.1.2) CHRONOLOGIE ET CINEMATIQUE DE MISE EN PLACE DU CHAMP
FILONNIEN ASSOCIE AU PLUTON GRANITIQUE D'OULMES :

La fracturation du pluton granitique d'Oulmés et la mise en place du champ filonien associé peuvent être divisés en plusieurs épisodes échelonnés dans le temps :

- Le premier épisode correspond à la formation de fractures en tension NE-SW, parallèles à l'allongement du pluton et injectées de quartz filonien anté à synschisteux. Ces fractures précoces peuvent être attribuées à l'augmentation de la pression magmatique.
- Le deuxième épisode correspond à la formation de fractures en cisaillement puis, en tension de direction dominante ESE à l'intérieur du pluton. Ces fractures injectées de quartz ont les caractéristiques des fractures thermiques.
- Le troisième épisode correspond à la formation de fractures en cisaillement localisées à la périphérie du pluton et assimilables à des plans C' injectés de matériel aplito-pegmatitique. Les sens de cisaillement, essentiellement dextres mais aussi senestres, indiqués par ces plans paraissent contrôlés par la cinématique de gonflement du pluton.
- La fracturation du pluton se termine par la formation d'un important réseau de fentes de tension ESE perpendiculaires à l'allongement du pluton.

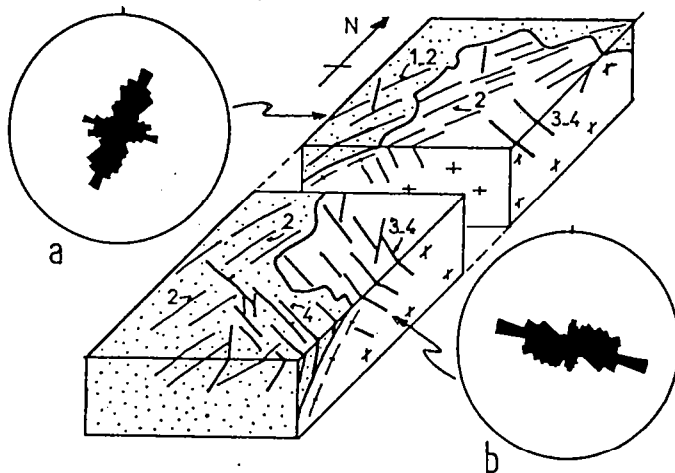


Fig. 3 ; Géométrie de la fracturation, a) dans l'encaissant, b) dans le pluton. 1-2, fractures pré à synschisteuses ; 3-4, fractures syn à tardi-schisteuses.

1) **Formation de fractures NE-SW** à remplissage de quartz filonien. Dans l'encaissant ces filons sont affectés par la déformation synschisteuse. Ils sont schistosés (Fig. 4a), boudinés (Fig. 4b) et/ou plissés. Ces fractures NE-SW présentent de fortes ressemblances avec les fractures associées à une augmentation de pression magmatique, que l'on obtient dans les modélisations numériques (KNAPP & NORTON, 1981). En effet (1) ce sont les fractures les plus précoces (anté à synschisteuses), (2) ce sont des fractures en tension d'où la tendance à l'ouverture avec injection de matériel filonien, (3) ces fractures, au toit du pluton, sont subverticales ou à fort pendage (ici vers l'Est), conformément aux données des modélisations.

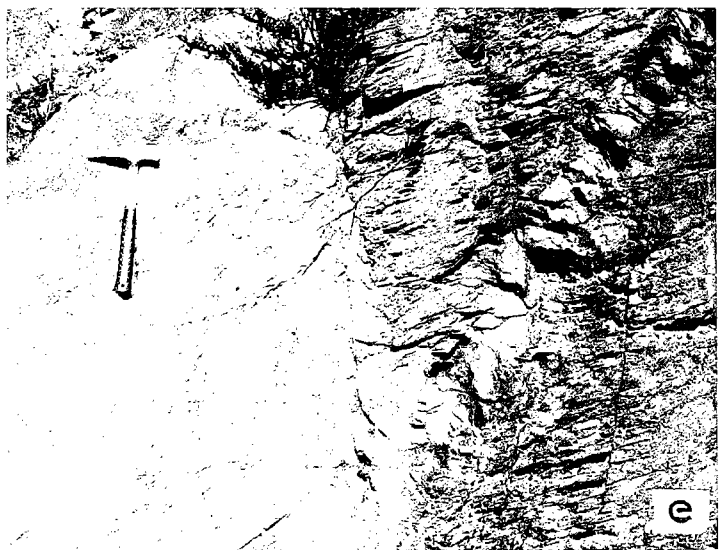
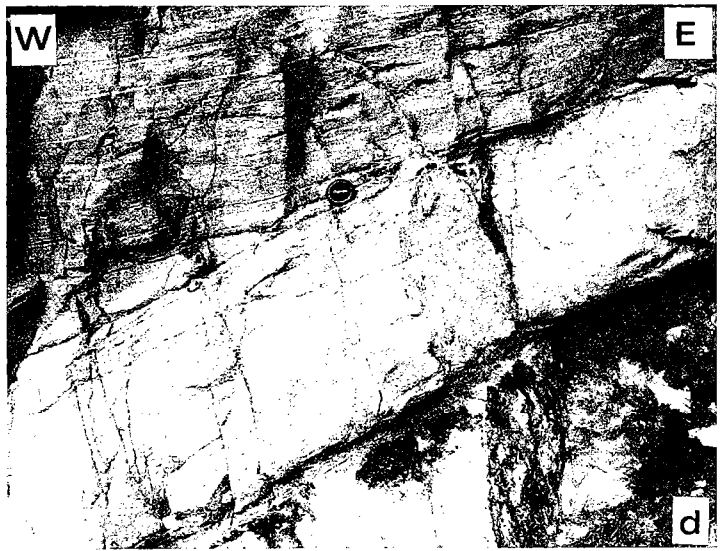


Fig. 4 : Le champ filonien autour du granite d'Oulmés, a, filon de quartz ante schisteux affectés par la schistosité régionale, b, filon de quartz anteschisteux boudiné, Le manche du marteau est parallèle à une linéation d'étirement marquée, (secteur d'El Karit), c, Filon aplopegmatitique tardi schisteux (sécant sur la schistosité de l'encaissant mais montrant une interface lobée témoignant d'un contraste de viscosité filon/encaissant modéré)(Sud de Tarmilate, vue verticale), d, Filon aplopegmatitique tardi schisteux, (El Karit) e, filon de quartz schistosé recoupé par un filon d'aplite tardif, post schisteux, (El Karit),

2) Formation des fractures ESE :

Cette fracturation débute relativement tôt puisque les filons de quartz ESE sont, en partie au moins, antérieurs aux intrusions de granite secondaire.

La cinématique de cette fracturation est complexe. Les fractures ont une disposition en échelon et s'individualisent en cisaillement senestre suivant une direction SE et en cisaillement dextre suivant une direction ENE. Elles s'amplifient ensuite en tension avec ouverture suivant la direction ESE.

La formation de ces fractures en cisaillement puis en tension et leur apparition relativement précoce au toit du pluton permettent de les assimiler à des fractures thermiques (KNAPP & NORTON, 1981).

3) Formation des fractures NE-SW à ENE-WSW :

Ces fractures à remplissage aplito-pegmatitique sont particulièrement bien développées à la périphérie du pluton et sont à l'origine du réseau de filons-couches (TERMIER & al., 1950). Elles montrent une obliquité systématique sur l'interface du pluton et sont légèrement sécantes sur la schistosité (Fig. 4 c,d). Elles sont donc tardi-schisteuses. Toutefois l'absence de métamorphisme de contact et l'allure plus ou moins finement lobée de l'interface des filons (fig. 4d) montre que l'encaissant n'était pas totalement refroidi et que le contraste rhéologique filon/encaissant était modéré.

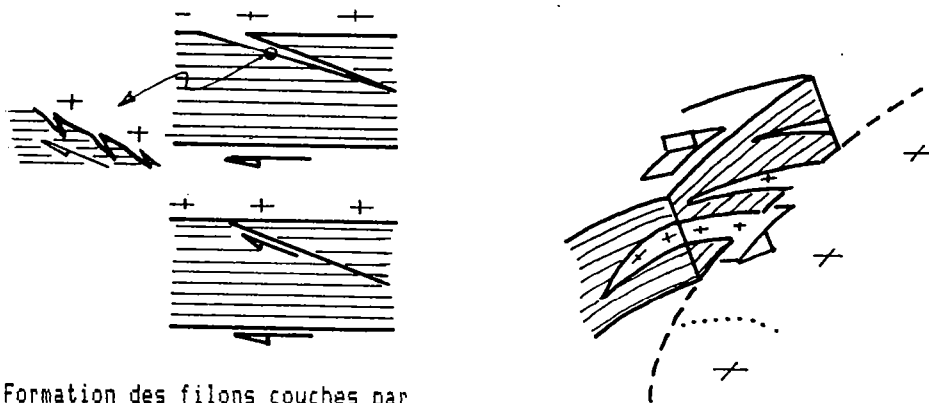


Fig. 5 : Formation des filons couches par cisaillement parallèlement à l'interface du pluton.

Ces filons paraissent injectés dans des plans de cisaillement de type C' (BERTHE & al., 1979 ; PLATT & VISSERS, 1980) comme le suggère leur disposition en échelon et leur angle faible (20° à 30°) avec la schistosité et témoignent de mouvements cisailants parallèlement à l'interface (Fig. 5).

4) Formation des fractures ESE tardives, perpendiculaires à l'allongement du pluton et à remplissage de quartz filonien hydrothermal (plateau de Zguit) puis formation de fractures SSE à remplissage de quartz mais aussi d'aprites grises (Fig. 4e).

15.2) GRANITE MIS EN PLACE DANS UNE TERMINAISON DE ZONE DE CISAILLEMENT DUCTILE : L'exemple de la granodiorite des Oulad Quaslam, massif des Jebilet.

La granodiorite des Oulad Quaslam se met en place en bordure d'une importante zone de cisaillement ductile à caractère transcurrent (LAGARDE & CHOUKROUNE, 1982). Cette déformation cisailante est clairement enregistrée dans la partie Ouest du granite alors que la plus grande partie de l'intrusion paraît injectée dans une zone en extension de direction E-W.

15.2.1) ENREGISTREMENT DU CISAILLEMENT DUCTILE :

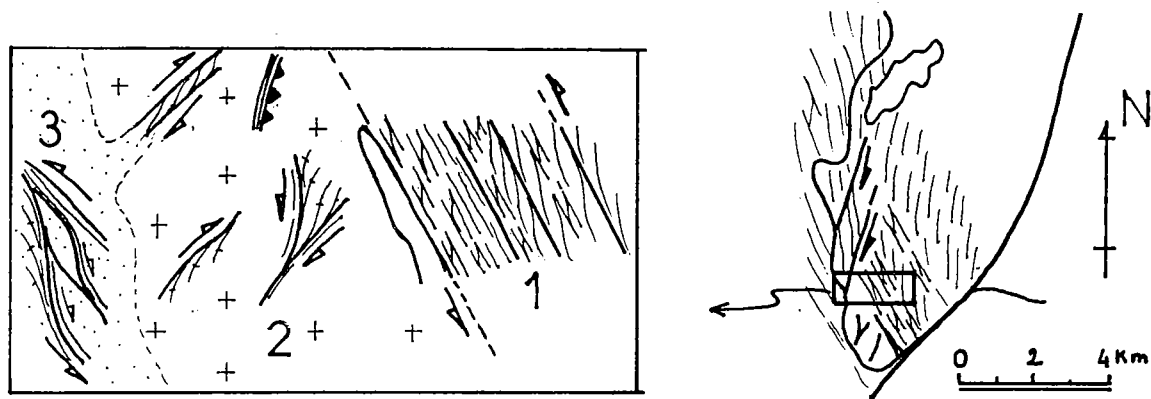


Fig. 6 : Cinématique de la déformation enregistrée sur la bordure Ouest du pluton des Oulad Quaslam, 1, bandes de cisaillement ductile SSE senestres (granodiorite principale), 2, bandes de cisaillement ductile métriques conjuguées, subméridiennes senestres et ENE dextrés (granodiorite à grain fin), 3, bandes de cisaillement ductile métriques, dextrés et senestres, anastomosées (leucogranite périphérique),

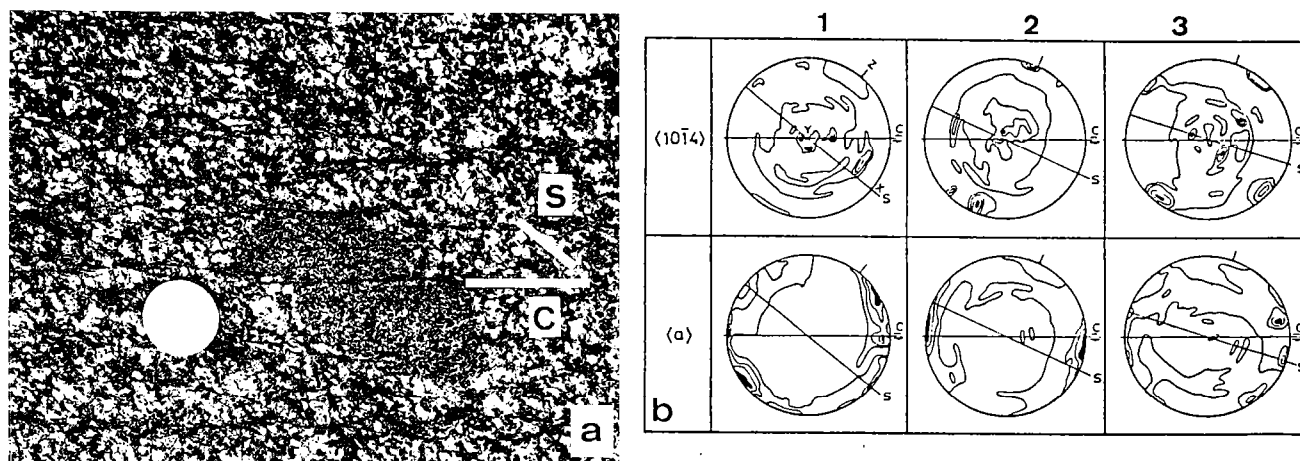


Fig. 7 : Cinématique de la déformation dans la granodiorite principale, a, structures S/C et décalage d'une enclave surmicacée témoignant d'un cisaillement ductile SSE senestre (Vue horizontale), b, orientation préférentielle des axes $\langle a \rangle$ et $\langle 10\bar{1}4 \rangle$ du quartz dans une séquence de déformation progressive (de 1 à 3), d'après CHEMSSEDDOHA, (1986).

La bordure Ouest du pluton des Oulad Ouaslam a enregistré une déformation cisailante essentiellement transcurrente (Fig. 6) :

- Dans la granodiorite porphyroïde la déformation cisailante est transcurrente senestre suivant une direction N 160 qui plonge de 20 à 30° vers le Sud. Le sens de ce cisaillement est mis en évidence (1) par les structures S/C, (2) par le décalage senestre des enclaves le long des plans de cisaillement N 160 (Fig. 7a), (3) par la fabrique du quartz (Fig. 7b).

- Dans la granodiorite périphérique ce sont des zones de cisaillement métriques qui nous renseignent sur la cinématique de la déformation. Les cisaillements N 150-160 senestres sont associés à des cisaillements N 50 à N70 dextres (Fig. 8 a). Les deux directions sont localement observables au niveau de zones de cisaillement conjuguées (Fig. 8b).

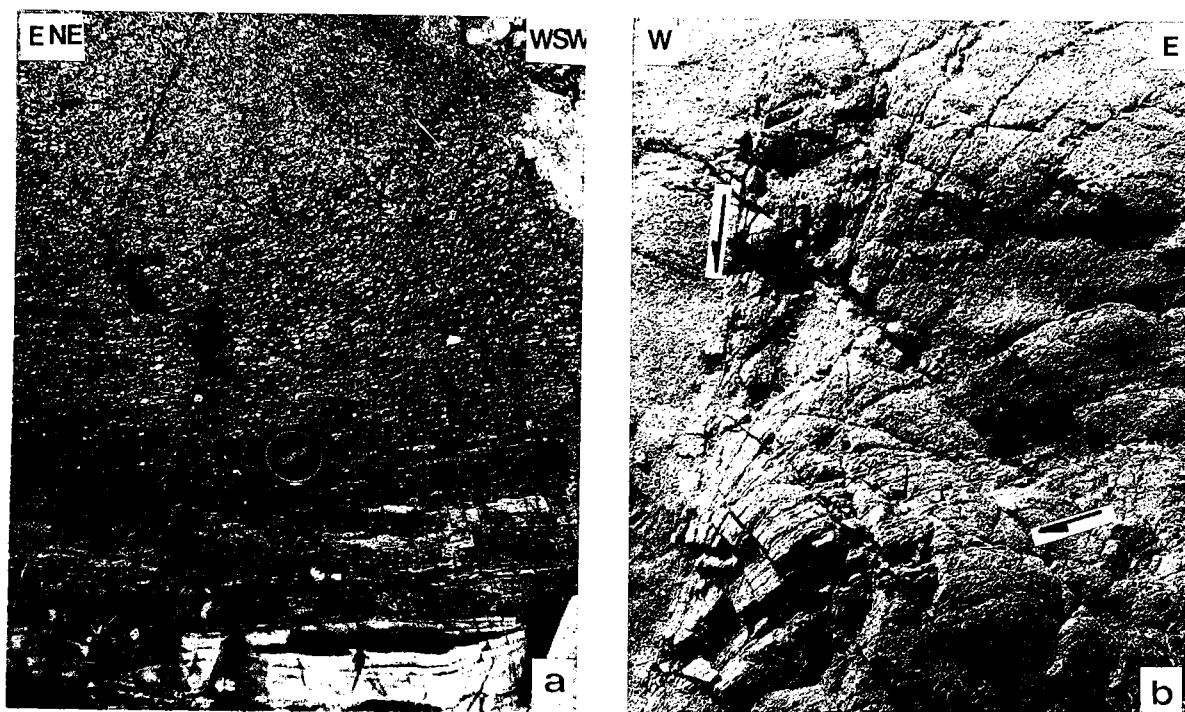


Fig. 8 : Cinématique de la déformation dans la granodiorite à grain fin, a, zone de cisaillement ductile ENE dextre présentant un fort gradient de déformation (la granodiorite en haut à gauche n'est pas schistosée, le centre de la zone de cisaillement est en bas de la photo), (vue dans un plan horizontal), b, zones de cisaillement ductile conjuguées,

- Dans les leucogranites les mouvements dextres et senestres sont intimement liés au niveau de bandes de cisaillement conjuguées anastomosées (Fig. 9).

Dans les filons leucogranitiques intrusifs le long de la bordure Ouest de la granodiorite, les mouvements NE dextres sont prédominants. Des mouvements chevauchants à vergence Ouest sont localement observables.

Dans les petits pointements granitiques du Bramram-Bamega-Tabouchent on retrouve, l'enregistrement du cisaillement transcurrent régional. Il se manifeste ici par des zones de cisaillement métriques à décimétriques (1) senestres de direction N160, direction largement dominante et (2) ENE dextre (SAQUAQUE, 1985), (Fig. 10).

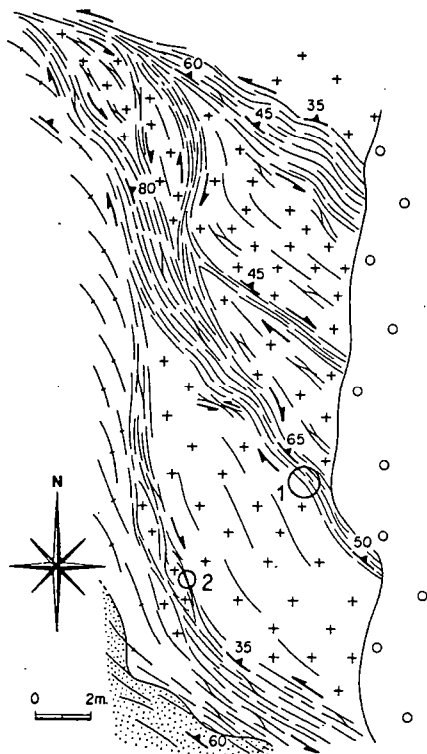


Fig. 9 : Bandes de cisaillement ductile anastomosées dans les leucogranites périphériques,



Fig. 10 : Cinématique de la déformation dans les zones de cisaillement ductiles des plutons du Baméga-Tabouchent, (d'après SAQUAQUE, 1985),

15.2.2) MISE EN PLACE DE LA GRANODIORITE DES OULAD OUASLAM DANS UNE ZONE EN EXTENSION :

La reconstitution de la cinématique de mise en place de la granodiorite des Oulad Ouaslam et de la cinématique de la déformation crustale associée ne peuvent être uniquement basées sur l'analyse de la déformation le long de la zone de cisaillement ductile des Jebilet centrales.

Plusieurs caractéristiques géométriques et structurales de la granodiorite des Oulad Ouaslam doivent être prises en compte (Fig. 11) :

- La granodiorite présente une orientation EW transversale par rapport à la direction des structures régionales hercyniennes. Cette orientation est atypique dans la mesure où tous les granites étudiés ont une orientation longitudinale NE-SW.
- La granodiorite présente une forme 3D en fuseau étiré de faible épaisseur verticale (BERNARDIN, 1988).
- La plus grande partie de la granodiorite intrude un encaissant ne présentant pas de déformation synchrone notable.
- L'interface granite-encaissant montre des contours lobés et dentelés. Ces formes sont attribuables à l'injection de granite le long de discontinuités de la série sédimentaire. Ce processus aboutit à la séparation de panneaux hectométriques d'encaissant non schistosé qui s'effondrent et se disloquent dans le magma.

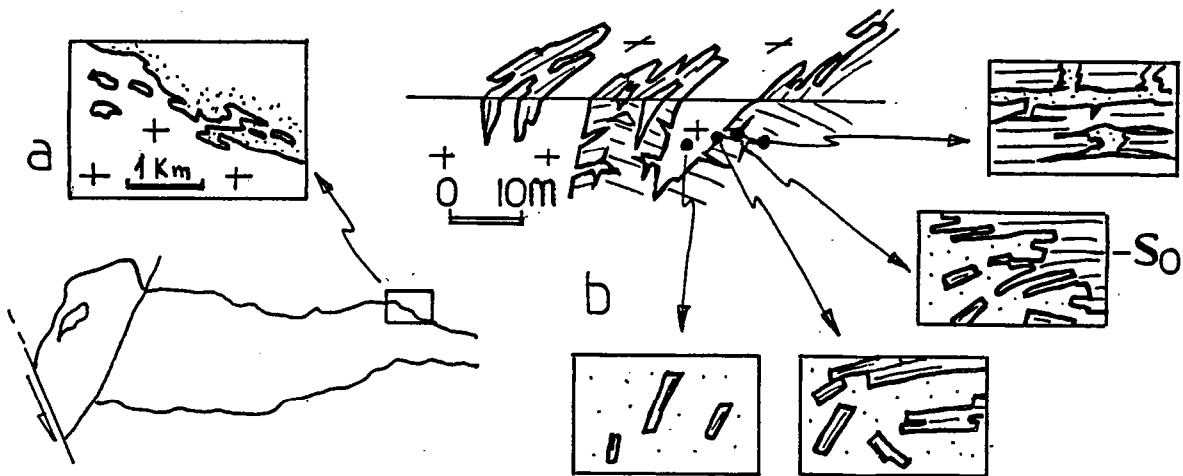


Fig. 11 : Injection de la granodiorite des Oulad Quaslam dans une zone en extension, a) forme cartographique dentelée de l'interface, b, diagramme synthétique des relations granite encaissant montrant l'injection du granite le long des discontinuités de la série sédimentaire,

- Les enclaves d'encaissant présentent des formes cubiques à parallélépipédiques dans les stades non fondus. Les enclaves microgrenues d'origine magmatique présentent quant à elles des formes subsphériques traduisant l'absence de déformation interne notable dans cette partie de l'intrusion.

Les particularités géométriques et structurales de la granodiorite des Oulad Quaslam sont compatibles avec un modèle de mise en place dans une terminaison de zone de cisaillement (Fig. 12). Dans ce modèle le déplacement horizontal le long du décrochement ductile serait localement accomodé par une zone en extension dans laquelle l'encaissant aurait un comportement fragile compatible avec les conditions anchizontales reconnues dans cette partie du massif.

L'application de ce type de modèle à la granodiorite des Oulad Quaslam permet d'expliquer le contraste de déformation entre la périphérie Ouest affectée par le cisaillement ductile et la partie centrale et orientale mise en place dans un domaine en extension (Fig. 12).

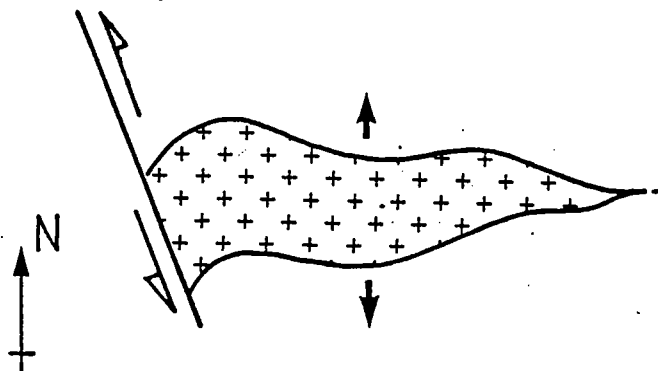


Fig. 12 : Modèle cinématique de mise en place de la granodiorite des Oulad Quaslam dans une terminaison de décrochement ductile,

15.3) PLUTONS GRANITIQUES ET DECROCHEVAUQUEMENTS :
 Leucogranites des Zaer, des Rehama, granitoides du Tichka.

LEUCOGRANITE DES ZAER :

Dans le massif des Zaer le leucogranite est intrusif dans la granodiorite. Sa mise en place peut être considérée comme syntectonique. La schistosité régionale passe en continuité avec la fabrique planaire du granite et l'étirement à l'intérieur du granite, a une direction subméridienne, compatible avec les directions principales de déformation régionale.

L'obliquité entre la direction moyenne d'allongement de la granodiorite et la direction d'allongement du leucogranite est corrélable avec une rotation dextre, au cours du temps, de la direction principale de déformation λ_1 . Elle traduit la non coaxialité entre les directions principales de déformation incrémentale et les directions principales de déformation finie. Cette obliquité est compatible avec un cisaillement régional ENE dextre confirmé par les sens de cisaillement dans l'encaissant.

Ces cisaillements ENE dextres sont transformés à l'approche du granite en cisaillement vers le Sud (cisaillements subméridiens dextres normaux près de l'interface Est, cisaillements subméridiens senestres près de l'interface Ouest, cisaillements plats vers le Sud au toit du pluton) (Fig. 13).

La cinématique de la déformation du leucogranite, déduite de l'analyse détaillée des bandes de cisaillement, est compatible avec la cinématique de la déformation dans l'encaissant. Elle est caractérisée par des cisaillements senestres sur le flanc Ouest, dextres sur le flanc Est et des mouvements vers le Sud, au toit du pluton. L'organisation de ces cisaillements traduit un mouvement relatif de l'encaissant du pluton vers le Sud.

Au total la déformation enregistrée dans le massif des Zaer apparait comme une combinaison de mouvements décrochevauchants ENE dextres, dominants dans l'encaissant, et de mouvements vers le Sud enregistrés par le leucogranite.

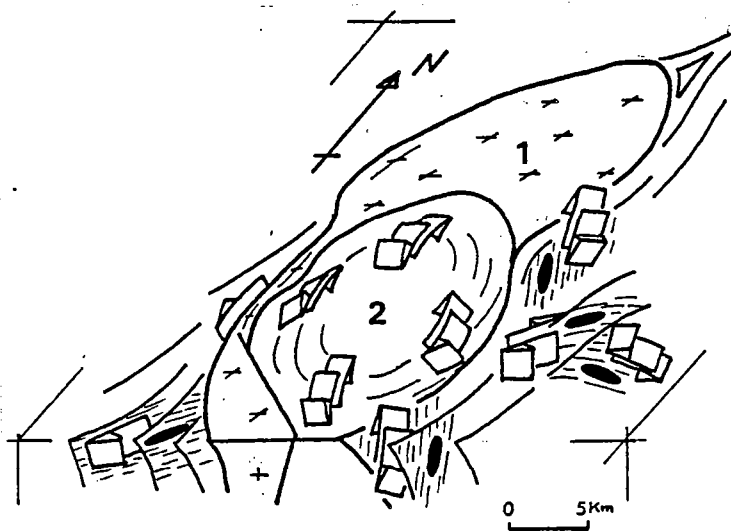


Fig. 13 : Cinématique de la déformation au niveau du leucogranite des Zaer, 1, granodiorite, 2, leucogranite. A noter la cohérence des sens de cisaillement dans le leucogranite et son encaissant. Les mouvements décrochevauchants ENE dextres sont transformés à l'approche du granite en cisaillement vers le Sud.

**Publié avec l'aimable autorisation
de Pergamon Press Ltd.**

**Stretching normal to the regional thrust displacement in a thrust-wrench
shear zone, Rehamna Massif, Morocco**

J. L. LAGARDE

Faculté des Sciences, BP S 15, Marrakech, Morocco and C.A.E.S. (CNRS), 35042 Rennes, France

and

A. MICHARD

Laboratoire de Géologie Structurale, 1, rue Blessig, 67084 Strasbourg, France

(Received 31 July 1984; accepted in revised form 20 May 1985)

Abstract—The Hercynian Rehamna Massif of Morocco is located in the Meseta belt, on the sheared boundary between the weakly strained Western Meseta Coastal Block and an intensely deformed Carboniferous basin. Deformation may be related to three superposed phases. The most important phases (D_1 and D_2) result in a main composite S_{1-2} foliation and are related to westward thrusting. D_3 is contemporaneous with the emplacement of syn- to late tectonic granitic plutons. Fold asymmetry and microstructures (rotated garnets, S/C tectonites) suggest a dominant, westward thrusting in eastern Rehamna. In central Rehamna, along the thrust zone front, stretching lineations are almost normal to the regional, coeval thrust displacement direction, and microstructures (rotated garnets, shear bands, asymmetrical pressure shadows) observed along the λ_1 direction (stretching lineation direction) suggest dextral, reverse southward wrenching. This particular strain pattern is interpreted as a product of thrust-wrench shearing, combining ductile thrusting and wrenching during the progressive, synmetamorphic shortening of the area, along the frontal tip of the Central Meseta thrust units.

INTRODUCTION AND GEOLOGICAL SETTING

STUDIES of finite strain in thrust zones show numerous examples of large areas with longitudinal stretching lineations almost parallel to the thrust front and normal to the regional thrust transport direction. This longitudinal stretching is known in high-crustal level thin-skinned thrust zones such as the Caledonian Moine thrust zone (Fisher & Coward 1982, Butler 1982, Coward 1984) and also in deeper-level ductile thrust zones such as the Scandinavian Caledonides (Lisle, 1984) or the Variscan belt (Matte & Ribeiro 1975, Gapais & Lagarde 1977, Brun & Burg 1982). The interpretations of such longitudinal strains are varied. In the Scandinavian Caledonides, longitudinal stretching is related to a Silurian deformation superposed on an earlier, transverse strain (Lisle 1984). In the Variscan belt, Brun & Burg (1982) integrate longitudinal strain in a kinematic model combining two orthogonal shear components. Furthermore, Coward & Potts (1983) showed that longitudinal strain may be explained in terms of differential movements and are related to complex strain patterns developed at the frontal tips of thrust zones.

The present paper illustrates a case of longitudinal strain parallel to the front of a Variscan thrust zone, located in the SW Moroccan Meseta. After describing strain patterns, criteria showing the variations in deformation kinematics are examined. A model of thrust-wrench shearing is proposed. In this model, the major

thrusting changes progressively into wrenching at the frontal tip of the thrust zone.

The Moroccan Meseta

The central and western parts of the Moroccan Meseta display a nearly complete Paleozoic sequence, folded during a Late Carboniferous (mainly Early Westphalian) tectonic event (Michard 1976, 1982, Hollard 1978). Deformation is concentrated within the central area (Fig. 1), a former Late Devonian–Early Carboniferous

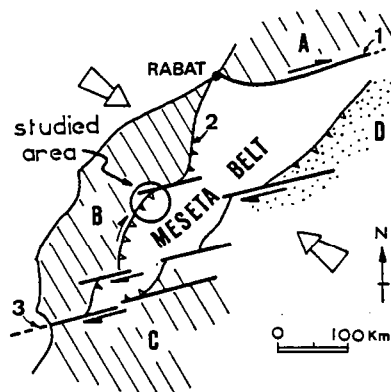


Fig. 1. Location of the studied area (Rehamna massif) in the frame of the Hercynian Meseta belt, Morocco. Ruled: relatively rigid blocks during Late Carboniferous orogeny. A: Caledonian block; B: Western Meseta block; C: Pre-Sahara foreland. Dots (D): Late Devonian fold belt. Large arrows: regional shortening direction. Half arrows: main transcurrent faults. 1: Rabat-Tifet fault zone; 2: Western Meseta shear zone; 3: Tizi n'Test fault zone. Triangles: thrust faults.

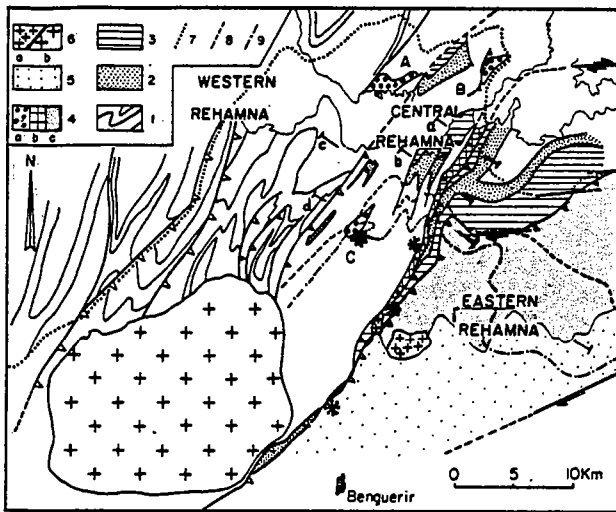


Fig. 2. Geological sketch map of the Rehamna massif (from Michard 1982). 1: Cambrian; 2: Lower Ordovician; 3: Upper Ordovician–Silurian; 4: Devonian (a: conglomerates; b: limestones and quartzites; c: shales and quartzites); 5: Viséan; 6: Hercynian granites (a: leucogranites; b: calcalkaline granite); 7–9: Barrovian metamorphism isograds (7: muscovite +; 8: biotite +; 9: garnet and staurolite +). Stars: kyanite occurrences. Triangles: thrust faults. A, B, C: areas for measurements of strained pebbles (Fig. 11). a, b, c: cross-sections, Fig. 3. d: cross-section, Fig. 10. Areas without ornament and with a serrated limit (south of A, east of B): Cretaceous cover.

basin which was limited by uplifted, relatively rigid blocks on its N, W and S boundaries, and by a Late Devonian foldbelt to the E (Michard & Piqué 1979, Marhoumi *et al.* 1983). In the central and western Meseta (Hercynian foldbelt *s.s.*), deformation is strikingly heterogeneous; narrow zones of strong deformation and high-grade metamorphism contrast with larger, moderately folded areas, with low-grade metamorphism. The narrow, deformed zones show a steeply dipping foliation and are commonly spatially associated with syn- to late kinematic granites (Piqué 1979, Lagarde & Choukroune 1982, Lagarde & Roddaz 1983). The mean Hercynian shortening direction was NW–SE as indicated by foliation trajectories, major fold trends and syn-folding conjugate wrench faults. Folds usually verge westward, consistent with displacement on late thrusts (Guezou & Michard 1976, Michard *et al.* 1978, Cornee *et al.* 1982).

The Rehamna Massif

Synmetamorphic deformation of the Rehamna Massif occurred during the Westphalian. Three structural domains may be recognized (Figs. 2 and 3). The Eastern Rehamna massif (Ordovician to Late Viséan) is characterized by overturned, westward-verging folds. Their axes are frequently curved and the stretching lineation is down-dip. The central Rehamna (Cambrian to Middle Devonian) is a strongly folded area with moderately inclined folds. Fold axes are subhorizontal or slightly curved. Stretching is very intense and the stretching lineation is subparallel to fold axes. This area is a part of the western Meseta shear zone which extends from Rabat to the southwesternmost Meseta (Fig. 2) and has been shown to involve dextral displacements during the

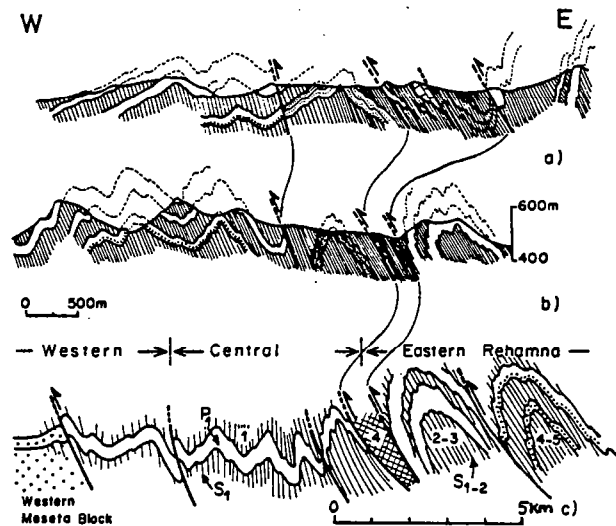


Fig. 3. Structural cross-sections in the Rehamna massif (location: Fig. 2); a & b: two cross-sections showing the evolution, from north (a) to south (b), from upright to reclined folds, in northern central Rehamna, and the westward-verging folds of eastern Rehamna (from Piqué *et al.* 1982). c: schematic cross-section parallel to regional thrust movement; from east to west, the reclined folds of eastern Rehamna progressively change into nearly upright folds in the westernmost central Rehamna and in the Western Meseta Coastal block. 1 to 5: stratigraphic units, as for Fig. 2).

Hercynian compression (Piqué *et al.* 1980). The Western Rehamna (Cambrian–Ordovician) belongs to the western Meseta coastal block where folds and associated cleavages of the more easterly zones are less important (Guezou & Michard 1976).

Recrystallization occurred during two main phases of metamorphism (Michard 1976, Hoepffner *et al.* 1982): (i) a prograde, Barrovian metamorphism grading up to amphibolite facies in the southernmost parts of central and eastern Rehamna (Fig. 2); (ii) a contact, high-temperature, low-pressure metamorphism around granitic plutons. These plutons consist of leucogranitic and calcalkaline granites, showing alkaline tendency (Fig. 2) (Cherotsky & Choubert 1973).

POLYPHASE DEFORMATION

Three main phases of syn-metamorphic deformation were recognized in the Rehamna massif (Piqué *et al.* 1982).

First phase (D_1)

The D_1 deformation give rise to NNE-trending, WNW-facing folds, during prograde metamorphism in the greenschist facies. Outside the Barrovian metamorphic zones, D_1 forms the major deformation phase. F_1 folds show a variation in style from class 1C to class 2 (Fig. 4). S_1 cleavages, associated with F_1 folds, cross-cut bedding planes and cleavage fans related to lithological variations may be observed. Cleavage-bedding intersections form well-developed lineations parallel to fold hinges, which plunge gently to the N (Fig. 5a).

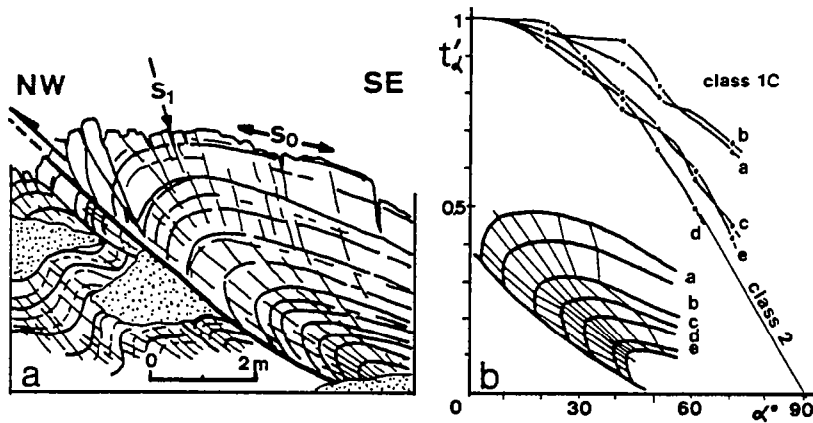


Fig. 4. D_1 folding. (a) NW facing F_1 folds in the Lower Ordovician quartzite, northern part of the thrust zone between eastern and central Rehamna (from Pique *et al.* 1982). (b) $t'\alpha$ plot (Ramsay 1967, p. 361) for some F_1 -folded layers from (a), showing variation from class 1C to class 2. Inset shows dip isogons.

Second phase (D_2)

The D_2 deformation occurred mainly within the Barrovian metamorphic zones and accompanied the climax of the metamorphism. The increase of D_2 deformation may be correlated with the increase of metamorphic grade. In the eastern Rehamna units, D_2 is characterized by a ductile westward thrusting. S_1 cleavage and bedding are deformed by F_2 folds with an S_2 axial plane-foliation (Figs. 6a & b). The intensity of F_2 folding increases toward south central Rehamna, where F_2 folds become isoclinal and strongly sheared in the eastward-dipping S_2

foliation (Fig. 6c). F_2 fold axes are curved in the S_2 axial-plane foliation and show a great variation in plunge (Fig. 5b). Away from F_2 fold hinges, S_1 and S_2 form a composite S_{1-2} foliation which is ubiquitous in the highly metamorphic zone of eastern and central Rehamna.

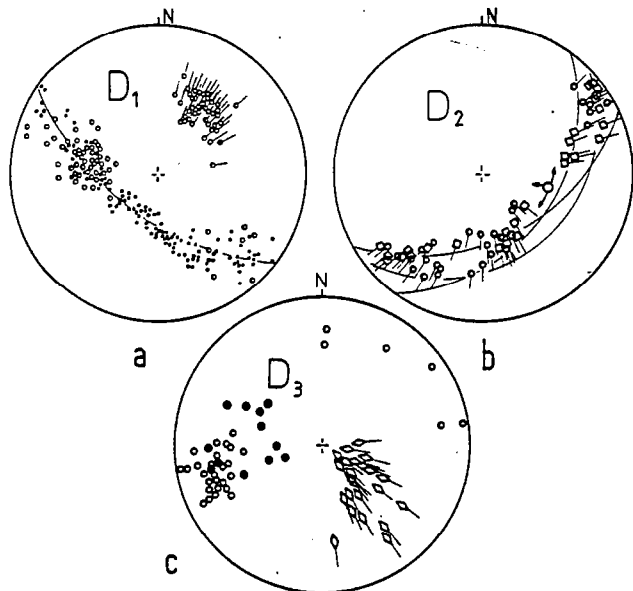


Fig. 5. Fold orientation data (Wulff stereonet, lower hemisphere projection). (a) D_1 phase in northern central Rehamna. Dots: bedding; open circles: S_1 cleavage; circle-and-line symbols: intersection lineations (F_1 fold axes). (b) dispersion of D_1 - D_2 linear structures during D_2 thrusting in eastern Rehamna; circles: F_1 - F_2 fold axes; squares: intersection lineations; circle with arrows: constructed slip line (Hansen 1971). (c) D_3 phase; two sets of small structures are distinguished: an S_3 crenulation cleavage (open circles), axial planar for F_3 upright folds (lozenges), and S_{3c} shear bands (closed circles), an extensional crenulation cleavage which develops in the vicinity of the granitic plutons (from Jenny 1974 and personal data).

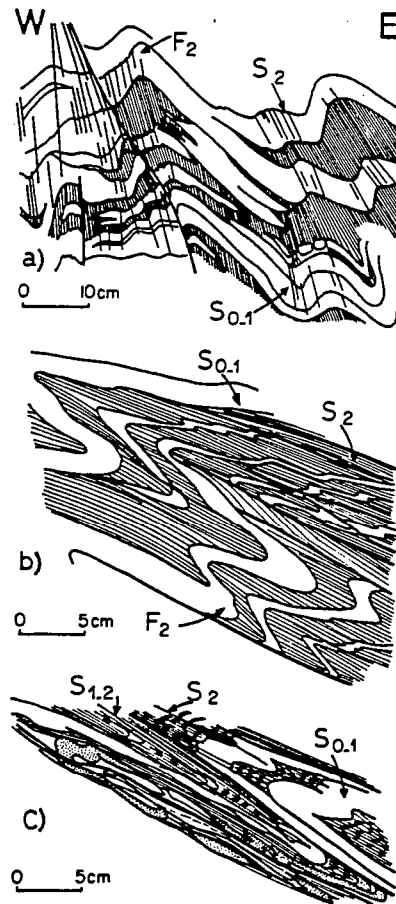


Fig. 6. Change in F_2 fold geometry related to increasing D_2 thrusting shear in the micaschists with quartzitic layers (white) from eastern Rehamna. (a) inclined F_2 folds with an S_2 axial plane cleavage oblique to the $S_{0.1}$ tectonic bedding. (b) reclined, asymmetrical F_2 folds associated with discrete thrust planes, nearly parallel to the S_2 foliation; (c) reclined, isoclinal F_2 folds, strongly sheared along the S_2 foliation. Away from fold hinges, S_1 and S_2 form a composite foliation S_{1-2} (from Jenny 1974 and Pique *et al.* 1982).

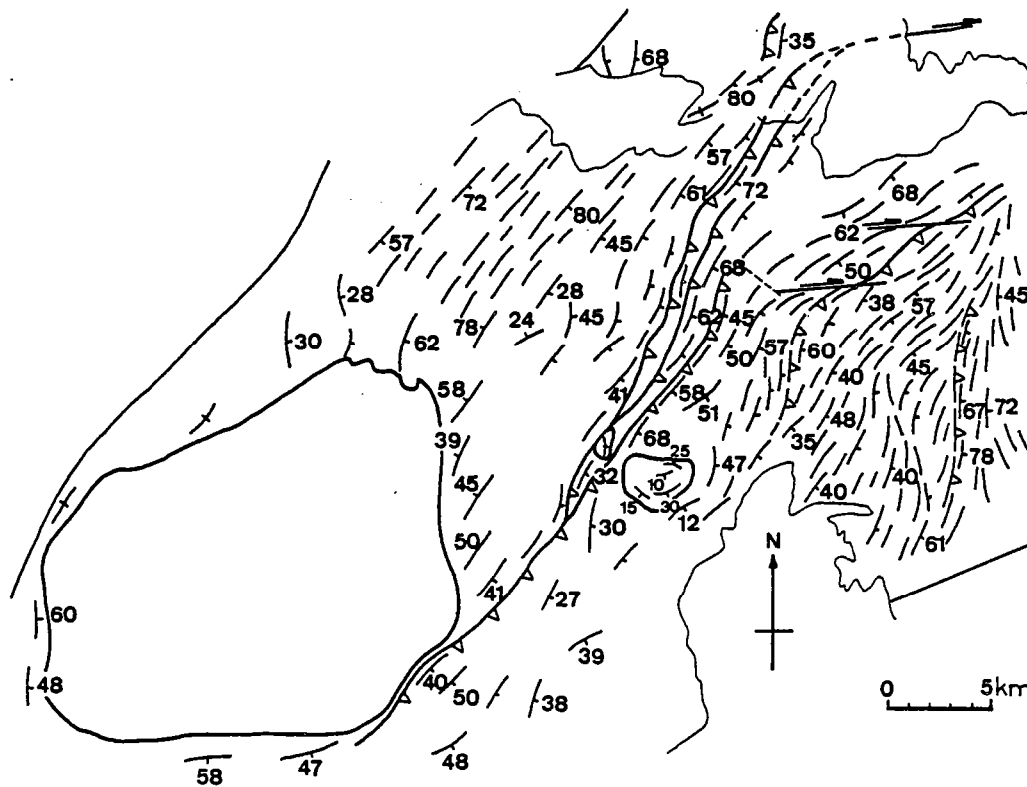


Fig. 8. Foliation trajectories map, showing the regional NE-SW trend and eastward dip of the foliation. Note its curvature along ENE-WSW trending, dextral strike-slip faults. Triangles: main ductile thrust zones. Geological limits: see Fig. 2.

Third phase (D_3)

The D_3 deformation is contemporaneous with granitic plutons emplaced during the late recrystallization of Barrovian metamorphism. D_3 is characterized by a weak S_3 crenulation cleavage, axial-planar to late upright folds. Around granitic plutons, in the strongly deformed central zone, the S_3 cleavage consists of shear bands (S_{3c}) indicating further extension parallel to S_{1-2} , in non-coaxial conditions of strain (Fig. 7e) (Platt & Vissers 1980, White *et al.* 1980).

STRAIN PATTERNS

Strain trajectories

Flattening-plane (S_1 or S_{1-2}) trajectories are characterized by (Fig. 8) a regional NE-SW trend, a general eastward dip, dextral curvature and sigmoidal patterns along dextral ENE strike-slip faults, and parallelism of S_{1-2} with the leucogranite boundary but local cross-cutting relationships with the western calc-alkaline pluton boundary.

Stretching directions (λ_1) are indicated by long axes of pressure shadows, long axes of strained pebbles or elongate, clastic or metamorphic minerals. λ_1 trajectories are characterized by (Fig. 9) a progressive decrease in plunge from E to W: λ_1 is steeply down-dip in the eastern Rehamna and shallow plunging in the central Rehamna. They have an arcuate pattern with northward plunges in

the northern parts of central Rehamna and southward plunges in the southern parts and an increase in plunge along discrete westward thrust zones. However, the thrust zone separating eastern from central Rehamna (zone 4, Fig. 3) shows an intense subhorizontal stretching normal to the thrust transport direction.

Shear-strain gradients

In the strongly deformed zone including central Rehamna and westernmost zones of eastern Rehamna, synkinematic D_1 - D_2 garnets are particularly suitable for strain-gradient analysis. Both the sense of garnet rotation and the asymmetry of the associated pressure shadows in the (λ_1 , λ_3) sections (e.g. Malavielle *et al.* 1982) indicate a component of dextral, reverse shearing along the λ_1 direction (Figs. 7a & c). Values of shear strain γ_a were obtained from measurement of the rotation angle ω of the garnet porphyroblasts, assuming $\gamma = 2\omega$ (Rosenfeld 1970, Olsen 1983). The γ_a values were correlated with γ_b values obtained by comparing the actual length/width ratios for the pressure shadows in (λ_1 , λ_3) sections with the calculated ratios for mathematical models (Malavielle *et al.* 1982).

From east to west, shear strain increases as the plunge of λ_1 decreases (Fig. 10): $\gamma \leq 2$ in eastern Rehamna ($\omega \leq 60^\circ$) and $\gamma > 6$ in central Rehamna, where garnet rotation ω reaches 180° (Fig. 7c). In zones of intense subhorizontal stretching (strained metaconglomerates of central Rehamna, or the strongly deformed zone separating central from eastern Rehamna), the occur-

Stretching normal to thrust displacement, Morocco

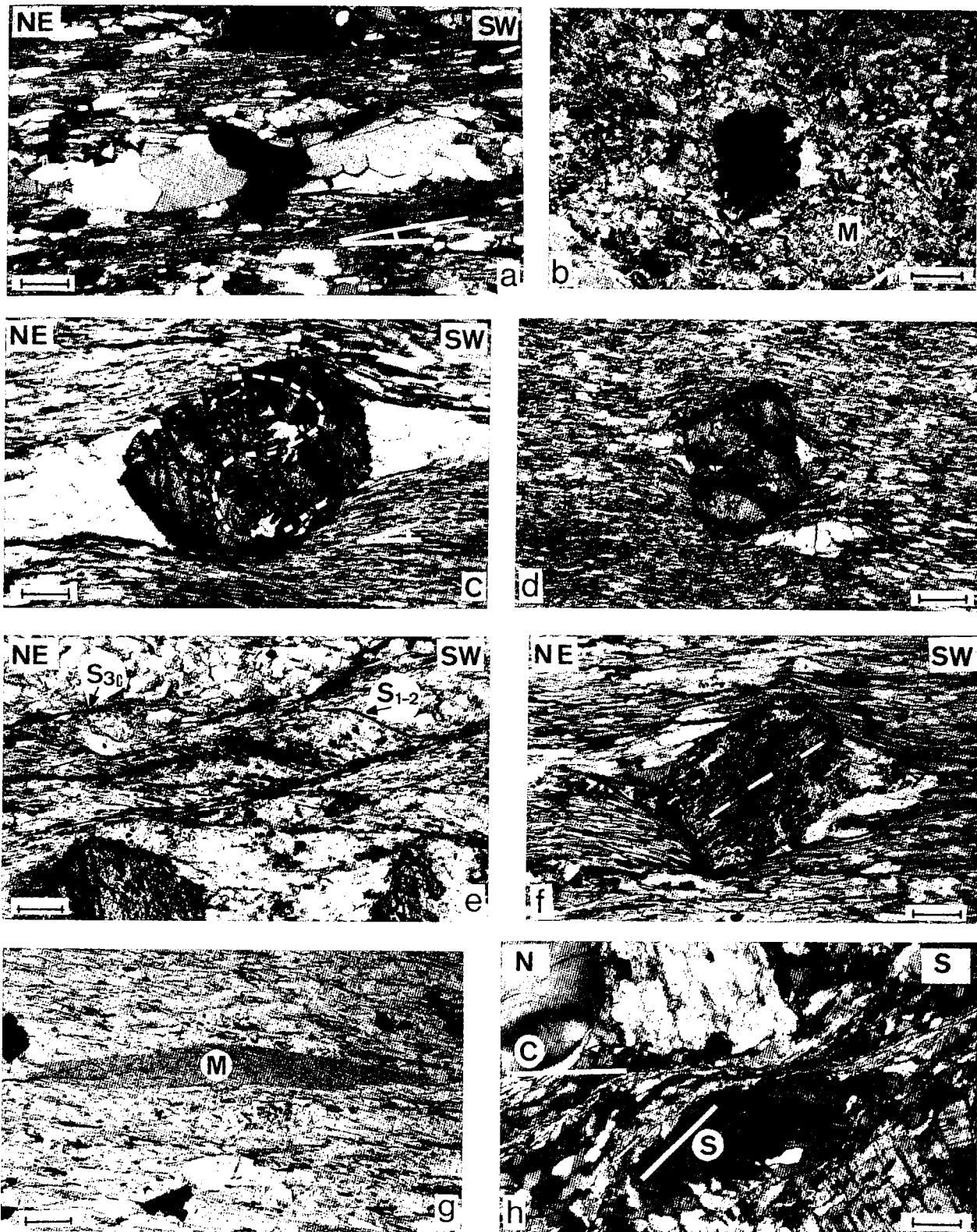


Fig. 7. Microstructures from central Rehamna. Scale bar: 200 μm . (a-d & g) D_1 - D_2 phase, Devonian metaconglomerates and micaschists nearby. In $\lambda_1\lambda_3$ section (a, c & g), asymmetrical pressure shadows around framboidal pyrites (a) and helicitic garnet phenoblasts (c) indicate dextral wrenching. Micaceous clastic grains are elongated (g). In $\lambda_2\lambda_3$ section (b, d), cleavage is less developed, pressure shadows are much smaller and symmetrical around pyrite (b) and garnets (d), micaceous clastic grains are circular (b), (e, f & h) D_3 phase, close to or within the granitic plutons. (e) sinistral shearbands (S_{3c}) close to the eastern side of the western pluton; (f) sinistral rotation of a staurolite phenoblast from the country rock between the eastern leucogranitic plutons; (h) S/C surfaces within the easternmost pluton (6a, Fig. 2), indicating normal dextral shear, related to pluton emplacement.

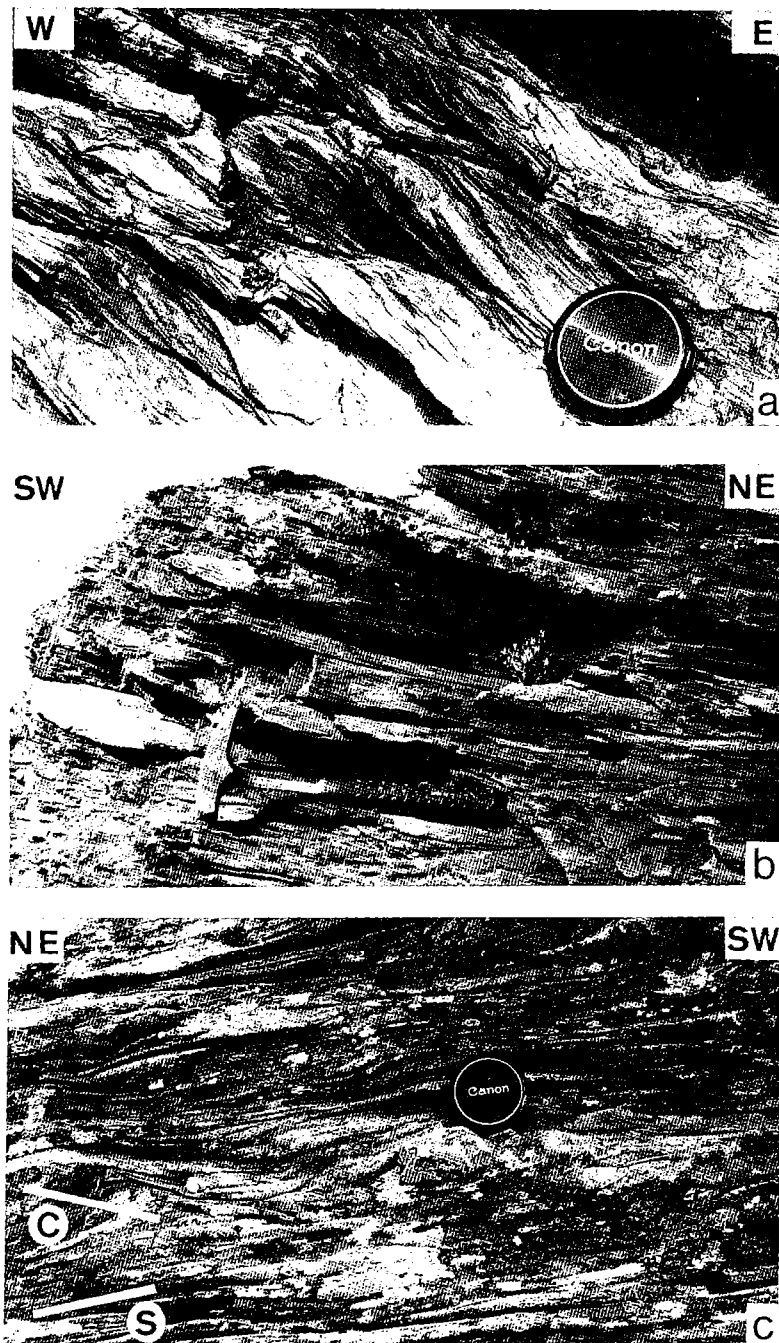


Fig. 12. Medium scale structures in central Rehamna metaconglomerates. (a) *S/C* surfaces (Berthé *et al.* 1979) indicating westward thrusting with extensional laminar flow. Area B, Fig. 2; the outcrop is roughly parallel to the $\lambda_1\lambda_3$ plane. (b) strongly stretched metaconglomerates, area C, Fig. 2. Hammer handle parallel to the stretching lineation. (c) *S/C* surfaces in the $\lambda_1\lambda_3$ plane, indicating, reverse, dextral wrenching. Same area as (b).

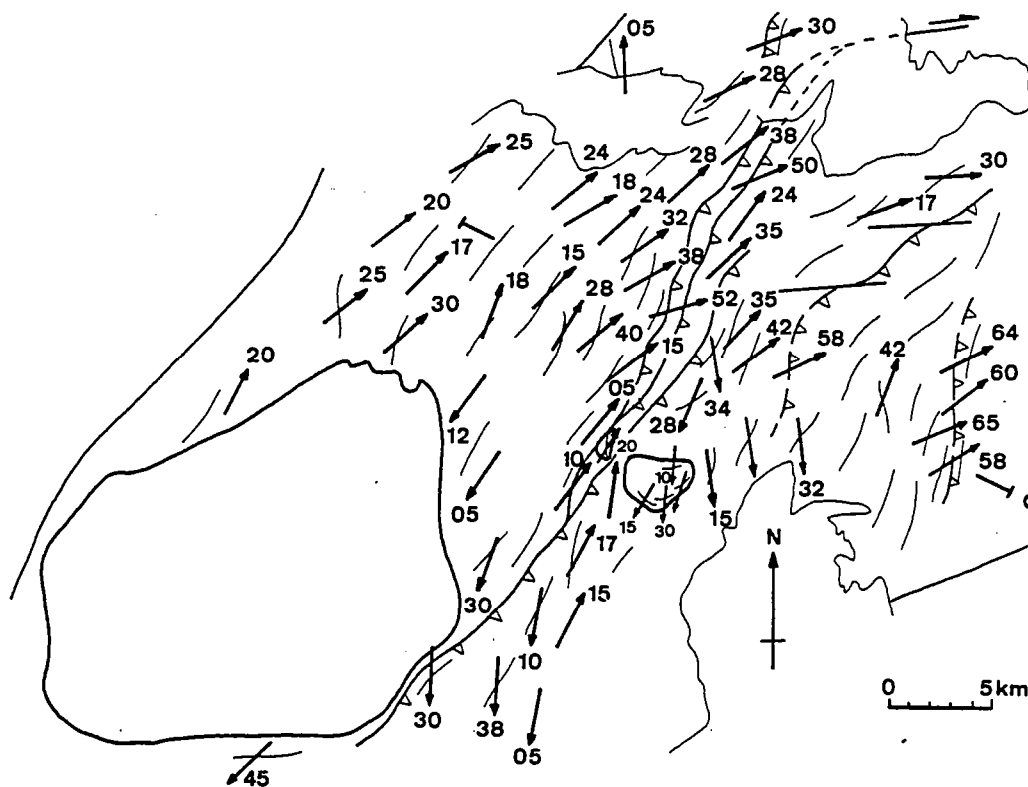


Fig. 9. Stretching lineation map. Note the progressive decrease of plunge from east to west. Arrows: stretching lineation. d: location of the cross-section, Fig. 10. Other symbols as for Fig. 8.

rence of dextral shear bands confirms the sense of shear and indicates an extensional laminar flow in conditions of non-coaxial strain (Platt & Vissers 1980).

In southern central Rehamna, the strain gradients and dextral sense of shear related to D_1 - D_2 phases are locally perturbed during the D_3 phase, associated with emplacement of granitic plutons. Around and between these plutons, the dextral shear is locally converted into sinistral shear as shown by rotation of staurolite phenoblasts that crystallized during the D_2 - D_3 interval (Hoepffner *et al.* 1982) and by numerous sinistral shear bands S_{3c} (Figs. 7e & f).

Finite-strain ellipsoid

The shape of the finite-strain ellipsoid was measured from various ellipsoidal markers, or approximated from microtectonic observations (Flinn 1965, Schwerdtner *et al.* 1977) and from the preferred orientation of micas, measured by X-ray goniometry. This method (Le Corre 1978) allows the planar fabric to be measured by two parameters: S , the schistosity index, and R , the fabric intensity index (Fig. 10). The results of this study can be summarized as follows.

In most places in eastern Rehamna, where suitable strain markers are lacking, we deal with $S > L$ tectonites (Flinn 1965) with a strong planar fabric of micas (Fig. 10) and chocolate-tablet boudinage of the competent layers. These suggest a shape parameter $k < 1$ for the finite-strain ellipsoid.

In thrust zones of eastern Rehamna and in southern central Rehamna S and R both decrease (Fig. 10). This

decrease may be correlated with a change of fabric symmetry from $S > L$ tectonites to $L > S$ tectonites. In thrust zones, the main composite foliation (S_{1-2}) is crenulated parallel to the stretching direction. In southern central Rehamna, microscopic observations in (λ_1, λ_3)

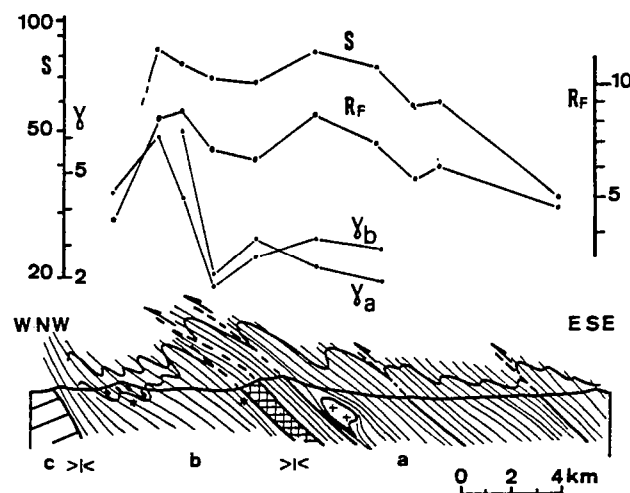


Fig. 10. Strain gradients and mica fabric intensity, along a cross-section parallel to the regional thrust transport (location of the cross-section: d, Fig. 2 and 9). (a) eastern Rehamna; (b) central Rehamna; (c) western Meseta block. S (schistosity index) and R_F (mica fabric intensity) parameters (Le Corre 1978) increase with increasing metamorphic grade, except in thrust zones, where $L > S$ tectonites develop. Shear values γ along the λ_1 direction (parallel, oblique or normal to the regional thrust transport: Fig. 9) increase from eastern to central Rehamna. γ_a values were obtained from garnet rotation ω , γ_b from length/width (l/w) ratios of pressure shadows (see text). 7 stations, 15 to 25 measurements/station (Mean values, from east to west: $\omega = 55^\circ, 65^\circ, 90^\circ, 60^\circ, 180^\circ$; $l/w = 3.10, 3.47, 3.05, 2.00, 4.27, 6.27, 4.33$).

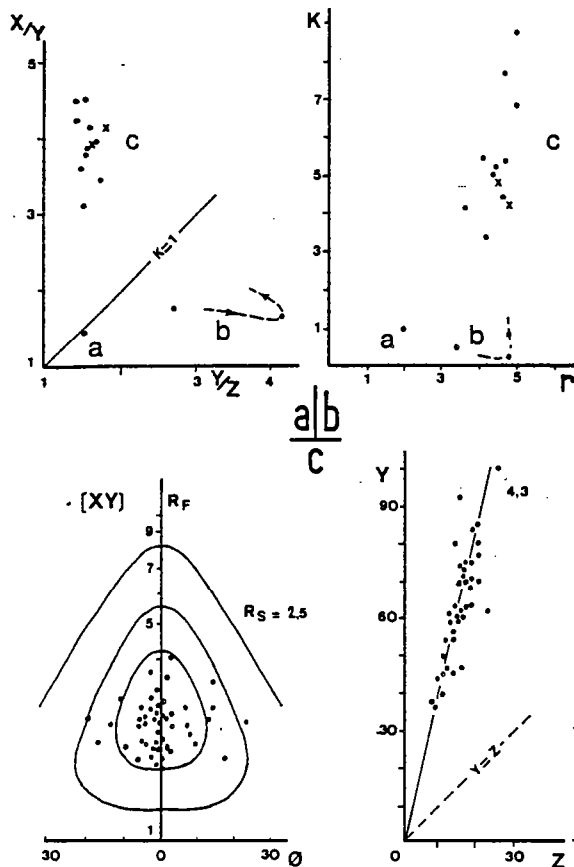


Fig. 11. Shape of finite-strain ellipsoid. Upper diagrams (a & b): central Rehamna metaclastics (a, b, c ellipsoids correspond respectively to measurements within the areas A, B, C, Fig. 2). Dots: pebble measurements (Pique 1973, 1975). x: quartz-porphroclast measurements (40 to 150 measurements for one symbol). a: Flinn diagram (X , Y , Z are the finite strain ellipsoid axes ($\sqrt{\lambda_1}$, $\sqrt{\lambda_2}$, $\sqrt{\lambda_3}$). b: Plot of $k = (X/Y - 1)/(Y/Z - 1)$ vs $r = X/Y + Y/Z - 1$. Lower diagrams (c): contact metamorphism zone around the western granitic pluton (6b, Fig. 2). Measurements on contact metamorphism spots. R_f/ϕ diagram (Ramsay 1967, left) in the XY plane, and Y/Z plot (right) in the perpendicular plane, indicate an oblate ellipsoid, with $k = 0.45$.

and (λ_2 , λ_3) sections are consistent with a constriction-type finite-strain ellipsoid. In (λ_1 , λ_3) sections, pressure shadows around framboidal pyrites and helicitic patterns within garnets are conspicuous (Figs. 7a & c). Strain markers are strongly elliptical (Fig. 7b) and cleavage is well developed. In (λ_2 , λ_3) sections, pressure shadows are virtually lacking, strain markers are nearly circular and cleavage is less obvious (Figs. 7b & c).

In central Rehamna, various ellipsoidal markers allowed more precise strain measurement to be done. Measurements on strained pebbles (Pique 1973, 1975) as well as on isolated quartz crystals indicate a change, from north to south, in the shape of the finite-strain ellipsoid. This change corresponds with strain and metamorphic gradients. In the northwestern part of central Rehamna, on the margin of the Western Meseta Coastal Block (Fig. 2, area A), Paleozoic formations are weakly deformed and recrystallized. Pebbles from Lower Devonian conglomerates are fractured and slightly stretched. λ_1 is subhorizontal and values of axial ratios lead to plane-strain ellipsoids ($k = 0.9$) (Fig. 11a). In the northeastern part of central Rehamna, near the

lateral tip of eastern Rehamna thrust (Fig. 2, area B), values of axial ratios of conglomerate pebbles give oblate finite-strain ellipsoids. Within this zone, flattening increases from north to south (from $k = 0.46$ to $k = 0.21$) as strain intensity increases (from $r = 3.46$ to $r = 4.82$) (Fig. 11a) (Pique 1975). To the south of this zone, a crenulation develops and affects the previously flattened pebbles. This crenulation, which is parallel to the thrust transport direction, indicates an evolution from an oblate to prolate finite-strain ellipsoid. In southern central Rehamna, at the frontal tip of the eastern Rehamna thrusts (Fig. 2, area C), strained pebbles and microscopic markers are strongly stretched (Fig. 12b), and indicate a constriction-type finite-strain ellipsoid, with $3.5 < k < 8.7$ (Fig. 11a) (Pique 1975). The plot of k vs r for the same areas (Fig. 11b) shows that there is no simple relation between the shape of finite-strain ellipsoid (k parameter) and the increasing strain (r parameter): k increases from 0.2 to 8.7 with nearly constant values of $r \approx 5$. The shape of the finite-strain ellipsoid may be interpreted with reference to the deformation history as discussed below.

Granitic pluton deformation

Granite emplacement took place during the D_3 phase, after the climax of Barrovian metamorphism. This emplacement post-dated most of the syn-metamorphic deformation, as shown by overlapping of contact andalusites on retromorphic staurolites (Michard 1976, Hoepffner *et al.* 1982). However, deformation is well developed in leucogranitic plutons (6a, Fig. 2). In contrast, the western calc-alkaline pluton (6b) is weakly deformed. The deformation can be summarized as follows: leucogranites present a planar fabric (Fig. 8) with S/C mylonitic zones (Fig. 7h) (Berthé *et al.* 1979). This fabric includes a stretching lineation which is parallel to the regional lineation of the country rock (Fig. 9) and contact metamorphic spots are stretched along the same direction. Finite-strain analysis near the top of the westernmost batholith indicates an oblate strain ellipsoid with $k \approx 0.4$ (Fig. 11c), which is consistent with mathematical models for synkinematic plutons (Brun 1981). S_{3c} shear bands (Fig. 7e) are developed between the plutons and are explained, either by a thermal softening of the rocks close to the intrusions (Brun & Vigneresse 1981), and/or by increasing shear due to pluton ballooning (Brun 1981). This deformation pattern may be related to an interference between the regional strain field and pluton ballooning. Therefore, the granites of the Rehamna massif may be considered as syn- to late-kinematic plutons.

MOVEMENT HISTORY

Thrust-wrench shear criteria

A model of thrust-wrench shearing is proposed to account for the strain pattern (Fig. 13). Westward ductile

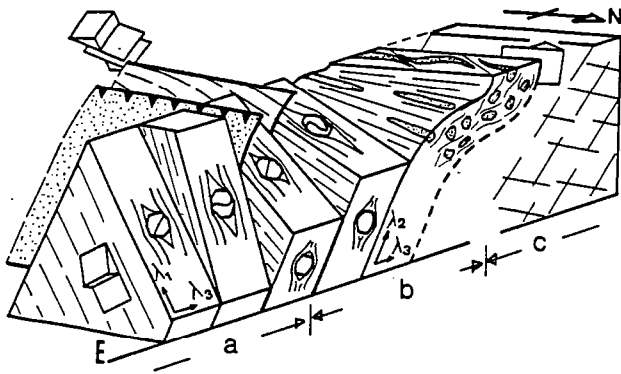


Fig. 13. D_1 - D_2 kinematics in the studied area. (a) eastern Rehamna; (b) central Rehamna; (c) Western Meseta block (as on cross-section, Fig. 10, located on Fig. 9) Change in deformation kinematics within the curved S_{1-2} foliation ($\lambda_1\lambda_2$ plane) from westward thrusting to dextral wrenching is indicated by synkinematic garnets, stretched pebbles (dotted) and shear bands.

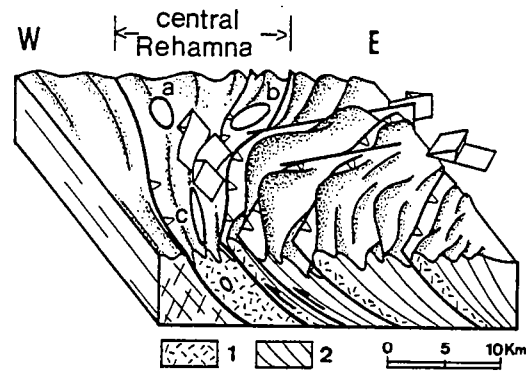


Fig. 14. Idealized model for strain-displacement relationships in the Rehamna massif. Central Rehamna folds are located at the frontal and lateral tips to eastern Rehamna thrust units and strained against the relatively rigid Western Meseta Coastal block. a, b, c: areas of finite strain ellipsoid measurements, Fig. 11 (same as A, B, C, Fig. 2). 1: $k > 1$ zones; 2: $k < 1$ zones (k = shape parameter for the finite strain ellipsoid, Fig. 11).

thrusting, dominant in the eastern Rehamna, is shown by (i) the general eastward dip of the foliation, (ii) overthrusting, at the map scale, of eastern toward central Rehamna and the consequent juxtaposition of different stratigraphic units (Figs. 2 & 3), (iii) overturned folds, of kilometric scale, verging to the west, (iv) the curvature of F_2 minor folds axes about a down-dip slip line (Hansen 1971) in the S_{1-2} foliation (Fig. 5b) (Pique *et al.* 1982), (v) the occurrence of ductile thrust zones with steeply plunging lineations and (vi) S/C surfaces indicating a westward sense of shear (Fig. 12a).

Dextral wrenching, dominant in central Rehamna, is indicated by (i) the parallelism of λ_1 to the shallow plunging axes of major folds, as expected in wrench tectonics (Odonne & Vialon 1983) and (ii) dextral, non-coaxial deformation criteria in the (λ_1, λ_3) plane (rotated garnets, asymmetrical pressure shadows and dextral shear bands) (Figs. 7a, 7c, & 12c).

Westward thrusting and dextral wrenching were combined during the same tectonic evolution as suggested by (i) the spatial continuity between zones with steeply plunging lineations and zones with horizontal lineation (Figs. 8 and 9) and (ii) the deformation chronology, for both types of zones, relative to the same metamorphic event. In this model (Fig. 13), the interpretation of relationships between displacement finite elongation and pattern must take into account the progressive change of thrusting into reverse wrenching. This change of movement along the same, curved composite foliation (S_{1-2}) is used here to explain the longitudinal stretching normal to the regional thrust direction, observed in central Rehamna.

Finite strain ellipsoid and differential movement

The variation in strain ellipsoid shape observed in central Rehamna (Fig. 11a) may be related to the combination of different movements at the frontal and lateral tips to a major thrust zone, as showed by Coward & Potts (1983). In zone a (Figs. 11 and 14; A in Fig. 2), the slight subhorizontal stretching and the $k \approx 1$ finite strain ellip-

soid indicate a moderate finite simple shear. In this zone, dextral wrenching is the main component of strain. In zone b (Fig. 11 and 14; B in Fig. 2), the strain path is more complex as shown by the evolution from oblate to prolate strain ellipsoid. In this zone the major thrust shear is combined with a dextral transcurrent shear related to an ENE lateral thrust ramp. Such a combination occurs between the frontal and lateral tips to a thrust zone; it is normally associated with layer-parallel shortening and produces an oblate finite-strain ellipsoid (Coward & Potts, 1983). Further evolution from oblate to prolate strain may be related to an increase of the thrusting shear associated with an extensional laminar flow, as indicated by the occurrence of shear bands (Fig. 12a). Zone c (Figs. 11 and 14; C in Fig. 2) is located at the frontal tip of the thrust zone. The main component of shear is a dextral wrenching with an intense extensional flow (Fig. 12c). Thrusting shear is indicated there by the shallow eastward dip of the foliation and by fold asymmetry. Such a combination of displacements produced a prolate finite strain ellipsoid and gave rise to the longitudinal stretching lineation. This longitudinal extension along the thrust zone front accommodates a N-S material escape and was probably favoured by the increasing of central Rehamna shortening at the frontal tip to the thrust zones and the thermal softening of the highly metamorphosed rocks of southern central Rehamna and the consequent rheological contrast with the adjacent Western Block. For that reason, longitudinal displacements in central Rehamna were probably easier than transverse ones.

CONCLUSIONS

Superposed structures in the Rehamna massif result from a progressive non-coaxial strain history, which evolved as metamorphism and associated thermal softening developed. Southern central Rehamna is the most highly metamorphosed and strongly deformed area. The finite-strain pattern indicates westward thrust-

ing, dominant in eastern Rehamna, and N-S dextral wrenching, dominant in central Rehamna. A longitudinal stretching lineation developed parallel to the thrust front, nearly normal to the regional thrust direction and was associated with a prolate finite-strain ellipsoid.

A model of thrust-wrench shearing is proposed to account for this complex strain pattern. In this model, the progressive change from thrusting into wrenching shear from east to west is related to variations in deformation kinematics at the frontal and lateral tips of a major westward thrust zone. The variation in shape of the finite-strain ellipsoid is related to the combination of different movements.

A similar complex tectonic history is already known in the European Variscan belt (Matte & Ribeiro 1975, Gapais & Lagarde 1977, Brun & Burg 1982). The Rehamna structure exemplifies the tectonics of the intra-continental Hercynian foldbelt of Morocco.

Acknowledgements—We are greatly indebted to D. Gapais, C. Hoepffner, A. Pique, A. W. B. Siddans and the anonymous reviewers for critical reviews of the manuscript.

REFERENCES

- Berthé, D., Choukroune, P. & Jegouzo, P. 1979. Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granite: example of the South Armorican shear zone. *J. Struct. Geol.* **1**, 31–42.
- Brun, J. P. 1981. Instabilités gravitaires et déformation de la croûte continentale. Application au développement des dômes et des plutons. Thèse d'Etat, Université de Rennes.
- Brun, J. P. & Burg, J. P. 1982. Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican area: a corner effect during continental collision. *Earth Planet. Sci. Lett.* **61**, 319–332.
- Brun, J. P. & Vignerresse, J. P. 1981. Interference and interactions between crustal shear and leucogranite diapirism in southern Brittany. *Terra Cognita* **1**, 93.
- Butler, R. 1982. A structural analysis of the Moine thrust zone between Loch Eriboll and Foinaven, N.W. Scotland. *J. Struct. Geol.* **4**, 19–29.
- Cherotzky, G. & Choubert, G. 1973. Recueil d'analyses de roches éruptives et métamorphiques du Maroc. *Notes Mém. Serv. Mines Carte géol. Maroc* **239**, 1–120.
- Cornee, J. J., Muller, J. & Sougy, J. 1982. Styles et âges de mise en place des nappes hercyniennes dans le massif des Rehamna (Maroc). *C.r. hebdom. Séanc. Acad. Sci., Paris* **294**, 1107–1110.
- Coward, M. P. 1984. The strain and textural history of thin-skinned tectonic zones: examples from the Assynt region of the Moine thrust zone, NW Scotland. *J. Struct. Geol.* **6**, 89–99.
- Coward, M. P. & Potts, G. J. 1983. Complex strain patterns at the frontal and lateral tips to shear zones and thrust zones. *J. Struct. Geol.* **5**, 383–399.
- Fisher, M. J. & Coward, M. P. 1982. Strains and folds within thrust sheets: an analysis of the Heilam sheet, NW Scotland. *Tectonophysics* **88**, 291–312.
- Flinn, D. 1965. On the symmetry principle and the deformation ellipsoid. *Geol. Mag.* **102**, 37–45.
- Gapais, D. & Lagarde, J. L. 1977. Utilisation de la texture du quartz pour l'étude comparative des directions d'allongement et de cisaillement: exemple des gneiss de Champtoceau (Massif armoricain). *C.r. hebdom. Séanc. Acad. Sci., Paris* **284D**, 2467–2470.
- Guezou, J. C. & Michard, A. 1976. Note sur la structure du môle mésétien dans l'Ouest des Rehamna (Maroc hercynien). *Sci. géol. Bull. Strasb.* **29**, 171–182.
- Hansen, E. 1971. *Strain Facies*. Springer, New York.
- Hoepffner, C., Jenny, P., Pique, A. & Michard, A. 1982. Le métamorphisme hercynien dans le massif des Rehamna. *Notes Mém. Serv. Mines Carte géol. Maroc* **303**, 103–149.
- Hollard, H. 1978. L'évolution hercynienne au Maroc. *Z. dt. geol. Ges.* **129**, 495–512.
- Jenny, P. 1974. Contribution à la géologie structurale des Rehamna. Unpublished, 3^e cycle thesis, Strasbourg.
- Lagarde, J. L. & Choukroune, P. 1982. Cisaillements ductiles et granitoides syntectoniques: l'exemple du massif hercynien des Jebilet. *Bull. Soc. géol. Fr., 7 Ser.* **24**, 299–307.
- Lagarde, J. L. & Roddaz, B. 1983. Le massif plutonique du Tichka (Haut-Atlas occidental, Maroc): un diapir syntectonique. *Bull. Soc. géol. Fr., 7 Ser.* **25**, 389–395.
- Le Corre, C. 1978. Approche quantitative des processus synschisteux. L'exemple du segment hercynien de Bretagne centrale. Thèse d'Etat, Université de Rennes.
- Lisle, R. J. 1984. Strain discontinuities within the Seve-Köli Nappe complex, Scandinavian Caledonides. *J. Struct. Geol.* **6**, 101–110.
- Malavielle, J., Etchecopar, A. & Burg, J. P. 1982. Analyse de la géométrie des zones abritées: simulation et application à des exemples naturels. *C.r. hebdom. Séanc. Acad. Sci., Paris* **294D**, 279–284.
- Marhoumi, M. R., Hoepffner, C., Doubinger, J. & Rauscher, R. 1983. Données nouvelles sur l'histoire hercynienne de la Meseta orientale au Maroc: âge dévonien des schistes de Debdou et du Mekkam. *C.r. hebdom. Séanc. Acad. Sci., Paris* **297B**, 69–72.
- Matte, P. & Ribeiro, A. 1975. Forme et orientation de l'ellipsoïde de déformation dans la virgation hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypothèses sur la genèse de l'arc ibéro-armoricain. *C.r. hebdom. Séanc. Acad. Sci., Paris* **280D**, 2825–2828.
- Michard, A. 1976. Eléments de géologie marocaine. *Notes Mém. Serv. Mines Carte géol. Maroc* **252**, 1–408.
- Michard, A. 1982. La Massif paléozoïque des Rehamna. *Notes Mém. Serv. Mines Carte géol. Maroc* **303**, 7–12.
- Michard, A., Hoepffner, C., Hollard, H. & Jenny, P. 1978. Le couloir de cisaillement calédonno-hercynien de Meseta occidentale sur la transversale de Mechraben-Abbou (Rehamna, Maroc). *Bull. Soc. géol. Fr., 17 Ser.* **20**, 889–894.
- Michard, A. & Pique, A. 1979. The Variscan belt in Morocco: structure and developmental model. In: *The Caledonides in the U.S.A.* (edited by Wones, D.). *Virginia Tec. Mem.* **2**, 317–322.
- Odonne, F. & Vialon, P. 1983. Analogous models of folds above a wrench fault. *Tectonophysics* **99**, 31–46.
- Olensen, N. 1983. Heterogeneous strain of a phyllite as revealed by porphyroblast-matrix relationships. *J. Struct. Geol.* **4**, 481–490.
- Pique, A. 1973. La déformation des conglomérats dans les zones métamorphiques des Rehamna (Meseta marocaine). Passage de la fracturation au flux plastique. *Sci. géol. Bull. Strasb.* **26**, 219–244.
- Pique, A. 1975. La déformation des conglomérats dans les zones métamorphiques des Rehamna (Meseta marocaine). Passage du plissement au cisaillement. *Sci. géol. Bull. Strasb.* **26**, 205–213.
- Pique, A. 1979. Evolution structurale d'un segment de la chaîne hercynienne: la Meseta marocaine nord-occidentale. *Sci. géol. Bull. Strasb.* **32**.
- Pique, A., Jeannette, D. & Michard, A. 1980. The Western Meseta shear zone, a major and permanent feature of the Hercynian belt in Morocco. *J. Struct. Geol.* **2**, 55–61.
- Pique, A., Guezou, J. C., Hoepffner, C., Jenny, P., Jeannette, D. & Michard, A. 1982. Tectonique du massif des Rehamna. Evolution de la déformation dans les zones métamorphiques hercyniennes. *Notes Mém. Serv. Mines Carte géol. Maroc* **303**, 86–127.
- Platt, J. P. & Vissers, R. L. M. 1980. Extensional structures in anisotropic rocks. *J. Struct. Geol.* **2**, 397–410.
- Ramsay, J. G. 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill, New York.
- Rosenfeld, J. L. 1970. Rotated garnets in metamorphic rocks. *Spec. Pap. geol. Soc. Am.* **S 129**.
- Schwerdtner, W. M., Bennet, P. J. & James, W. 1970. Application of L-S fabric scheme to structural mapping and paleostain analysis. *Can. J. Earth Sci.* **14**, 1021–1032.
- White, S. H., Burrows, S. E., Carreras, J., Shaw, N. D. & Humphrey, F. J. 1980. On mylonites in ductile shear zones. *J. Struct. Geol.* **2**, 175–187.

Le massif plutonique du Tichka (Haut Atlas Occidental, Maroc) : un diapir syntectonique

par JEAN-LOUIS LAGARDE ** et BERNARD RODDZ *

Mots clés. — Granite, Composition calco-alcaline, Orogénie hercynienne, Syntectonique, Diapirisme, Chevauchement. Domaine Atlasique Maroc (Massif Tichka).

Résumé. — Les granitoïdes du Tichka, situés sur la marge sud de la méséta marocaine, sont des granitoïdes syntectoniques mis en place pendant la structuration hercynienne post-viséenne. Leurs caractéristiques géométriques et structurales sont explicables par l'interférence entre une mise en place de type diapirique et une déformation régionale combinant un cisaillement tangentiel et décrochant. Le cisaillement tangentiel correspond à un chevauchement vers le Sud et le cisaillement décrochant est relié à la présence d'un décrochement ductile dextre de direction Est-Nord-Est situé sur la bordure sud du massif.

The Tichka massif, Morocco : A syntectonic diapir

Abstract. — The Tichka massif is located in the southern part of the Moroccan meseta belt. It shows syntectonic hercynian granitoids emplaced during post-viséan deformation. Strain patterns result from interference between diapiric emplacement and regional shear. Dextral ENE transcurrent shear and south thrusting are the main manifestations of the regional shear.

INTRODUCTION.

La structuration post-viséenne de la méséta marocaine s'est accompagnée de la mise en place de nombreux granitoïdes intrusifs. Ces granitoïdes sont pour la plupart des granites de type calco-alcalin mis en place à différents niveaux de la série paléozoïque. Leur origine est attribuée à une fusion de la croûte induite par la montée de plutons basiques d'origine mantellique [Vogel *et al.*, 1976]. Parmi ces granitoïdes, ceux du Tichka, dans le Haut-Atlas, présentent plusieurs particularités :

1) Ils affleurent à la base de la série paléozoïque (base du Cambrien) alors que la plupart des granitoïdes de la méséta marocaine sont montés dans des niveaux relativement élevés de la série pouvant aller jusqu'au Namurien dans le cas du granite du Ment (Plateau central) [Termier, 1936].

2) On y note la présence de roches plutoniques basiques associées aux formations granitiques acides alors que ces roches n'apparaissent pas ou peu dans les granites montés plus haut dans la série.

3) Les granitoïdes du Tichka et leur encaissant se trouvent à la limite sud de la méséta marocaine et sont eux-mêmes bordés, au Sud, par des formations non affectées par la phase post-viséenne [Petit, 1976] (fig. 1). Ils présentent de ce fait un grand intérêt pour la reconstitution de l'évolution géodynamique de ce segment de chaîne.

Par ailleurs, des travaux récents [Berthe *et al.*, 1979 ; Iglesias et Choukroune, 1980 ; Brun et Pons, 1981] ont permis de montrer que la mise en place des granitoïdes hercyniens d'Europe occidentale s'accompagnait généralement d'une déformation

régionale cisailante. Il était donc intéressant d'étudier les conditions de mise en place des granitoïdes du Tichka afin de voir quel était le régime global de déformation.

Dans cette note, sont présentées les principales caractéristiques géométriques et structurales des

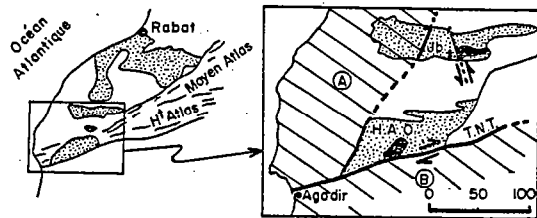


FIG. 1. — Situation des granitoïdes du massif du Tichka.

En pointillés les massifs hercyniens du Sud de la meseta marocaine et leurs granitoïdes (taches noires) : Jb : massif des Jebilet ; H.A.O. : Haut Atlas Occidental et les granitoïdes du Tichka. En hachurés les bordures « rigides » de la méséta marocaine [d'après Petit, 1976 et Piqué, 1979] : A : bloc ouest mésétien ; B : bloc sud mésétien ; T.N.T. : décrochement du Tizi n'Test.

FIG. 1. — Map showing the distribution of the principal hercynian massifs (dots) and associated granitoids (black), of the south Moroccan meseta belt : Jb : Jebilet Massif ; H.A.O. : western High Atlas and Tichka granitoids. Rigid margins of the meseta belt (diagonal lines) [after Petit, 1976 and Piqué, 1979] A : West mesetian block ; B : South mesetian block ; T.N.T. : Tizi n'Test Fault.

* Dépt. de géologie, Fac. des sciences, Marrakech (Maroc).

** Dépt. de géol., Fac. des sciences, Marrakech (Maroc) et Centre armoricain d'étude structurale des socles (C.N.R.S.), Univ. de Rennes, 35042 Rennes (France).

Note déposée le 23 juillet 1982, présentée à la séance du 25 octobre 1982 ; manuscrit définitif reçu le 28 janvier 1983.

granitoïdes du Tichka. Ces caractéristiques sont ensuite utilisées pour la reconnaissance du régime global de déformation ayant présidé à la mise en place des granitoïdes.

L'EXEMPLE ÉTUDIÉ.

Le massif du Tichka est un massif granitique d'environ 320 kilomètres carrés. Il affleure dans le Haut-Atlas occidental au sein de séries paléozoïques épimétamorphiques essentiellement cambriennes mais sa mise en place est datée du Westphalien [Termier *et al.*, 1972].

H. et G. Termier [1971] ont mis en évidence (fig. 2) dans ce massif la coexistence de quatre principaux termes pétrographiques :

- 1) des roches magmatiques basiques (gabbros et diorites) ;
- 2) des roches magmatiques acides (leucogranites et monzogranites) ;
- 3) des roches témoignant d'une fusion partielle de l'encaissant (gneiss migmatitiques) ;
- 4) des bandes de terrain sédimentaire non digérées (schistes et surtout calcaires) qui dessinent

un « grand mouvement tournant » dans le Sud du massif. Plus récemment, Vogel et Walker [1975] ont montré qu'on avait affaire dans ce massif à deux magmas acides et basiques non miscibles. La montée du magma basique d'origine mantellique étant, pour eux, à l'origine de la formation du magma acide.

Du point de vue du métamorphisme, le massif du Tichka appartient à un domaine à métamorphisme épizonal [Termier et Termier, 1971]. A l'approche des granitoïdes, on note cependant une brusque augmentation du métamorphisme. Nous retiendrons à la suite de H. et G. Termier [1971] que ce métamorphisme se concentre dans une auréole entourant les granitoïdes. La disposition de l'isograde de la biotite qui moule étroitement les granitoïdes est à ce sujet significative (fig. 2a). Dans cette auréole, il est possible de mettre en évidence une zéonographie avec apparition, à l'approche des granitoïdes, de minéraux syncinématiques tels que : biotite, cordiérite, andalousite et localement sillimanite [Termier et Termier, 1971]. Bien que l'auréole de métamorphisme soit d'ordre kilométrique, notamment au Nord-Est du massif, il est à noter que l'essentiel du métamorphisme se concentre dans la plupart des cas dans les dernières centaines, voire

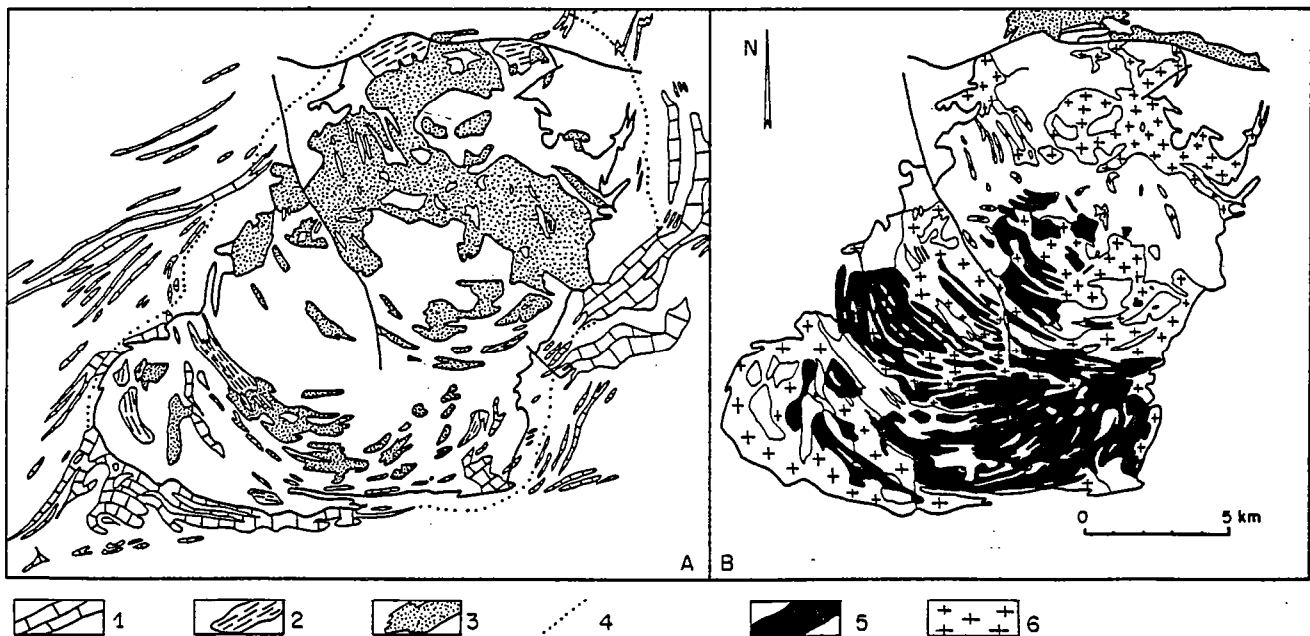


FIG. 2. — Les différentes formations du massif du Tichka [d'après G. et H. Termier, 1971].

A : formations sédimentaires et encaissant remobilisé : 1 : bancs carbonatés ; 2 : enclaves sédimentaires dans les granitoïdes ; 3 : gneiss de l'encaissant remobilisé ; 4 : isograde de la biotite ; B : formations magmatiques : 5 : magmas basiques (gabbros et diorites) ; 6 : magmas acides (granites).

FIG. 2. — Map of the Tichka massif [after G. et H. Termier, 1971].

A : sedimentary rocks and metamorphised country rocks ; 1 : carbonates ; 2 : country rocks included in the granitoids ; 3 : gneissified country rocks ; 4 : biotite isograd ; B : magmatic rocks ; 5 : mafic magmas (gabbros and diorites) ; 6 : granitic magmas.

dizaines de mètres à l'approche des granitoïdes. Il est à noter que cette auréole disparaît pratiquement sur la bordure sud du massif.

Sur le plan structural, les granitoïdes du Tichka se trouvent au cœur d'une zone à schistosité sub-verticale. Cette schistosité, dont l'âge post-viséen peut être démontré à l'Est du massif [Petit, 1976], a une direction régionale subméridienne à Nord-Nord-Est. Elle apparaît une trentaine de kilomètres à l'Est des granitoïdes du Tichka et disparaît progressivement vers l'Ouest. Dans la partie sud du massif, les granitoïdes et leur encaissant sont limités par un des accidents majeurs de la chaîne hercynienne marocaine, le décrochement du Tizi n'Test [Petit, 1976 ; Proust *et al.*, 1977], qui s'intègre, à plus grande échelle, à un faisceau de failles de direction Est-Nord-Est désigné sous l'appellation d'accident Sud Atlasique [Choubert et Marçais, 1952 ; Rod, 1962 ; Mattauer *et al.*, 1972 ; Michard *et al.*, 1975]. Cet accident, pour lequel une extension transcontinentale a été envisagée [Mattauer *et al.*, 1972] sépare à l'époque hercynienne, deux domaines structuraux distincts [Petit, 1976 ; Michard et Piqué, 1979] (fig. 3) : au Nord, le domaine de la

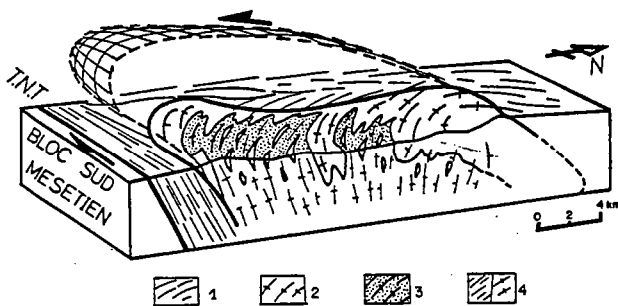


FIG. 3. — Bloc diagramme schématisant la forme en dôme chevauchant vers le Sud des granitoïdes du Tichka.

1 : encaissant micaschisteux ; 2 : granites et gneiss ; 3 : roches plutoniques basiques ; 4 : trajectoires de schistosité. Compte tenu de la géométrie générale des dômes et de l'allure des contacts granitoïdes — encaissant, la partie nord devrait être proche du toit de la coupole granitique alors que la partie sud devrait être proche de la zone pédonculaire.

FIG. 3. — A three dimensional model showing the south thrusting of the Tichka granitoids.

1 : pelitic country rocks ; 2 : granites and gneisses ; 3 : basic rocks ; 4 : foliation trajectories. Contacts granitoids — country rocks indicate a dome-shaped geometry with the top of the granitic dome in the northern part and the tail-end in the southern part of the massif.

méséta marocaine métamorphisé et déformé pour l'essentiel lors de la phase post-viséenne et au Sud le bloc sud-mésétien peu affecté par la déformation hercynienne.

PRINCIPALES CARACTÉRISTIQUES GÉOMÉTRIQUES ET STRUCTURALES DES GRANITOÏDES DU TICHKA.

1) *Caractéristiques géométriques.* Les granitoïdes du Tichka forment une ellipse allongée dans une direction Nord-Nord-Est qui est aussi la direction des trajectoires principales de déformation régionale.

Ils peuvent être schématiquement divisés en deux secteurs [Termier et Termier, 1982] (fig. 2) : 1) au Nord, un secteur dans lequel affleurent essentiellement des gneiss et des migmatites résultant de la remobilisation et de la fusion partielle de l'encaissant. Au sein de ces formations apparaissent des roches magmatiques de composition granitique à granodioritique ; 2) au Sud, un secteur dans lequel affleurent essentiellement les roches magmatiques basiques (gabbros et diorites) qu'accompagnent ici aussi des restes d'encaissant remobilisé et des granites.

Cartographiquement, ces différentes formations se répartissent en bandes concentriques d'épaisseur déca- à hectométriques. Ces bandes sont clairement visibles dans toute la moitié sud du massif où elles correspondent à l'alternance de formations volcano-sédimentaires, dioritiques, granitiques et gneissiques.

L'étude des relations spatiales entre ces diverses formations et leur encaissant fait apparaître la forme en dôme des granitoïdes (fig. 3) : 1) dans la partie nord, le contact entre les granitoïdes et l'encaissant plonge systématiquement vers l'extérieur et on peut voir en plusieurs endroits les formations de l'encaissant reposer à plat sur les granitoïdes ; 2) dans le secteur sud, au contraire, le contact entre les granitoïdes et l'encaissant est généralement penté vers l'intérieur du dôme.

Cette géométrie particulière permet de penser qu'on se rapproche, dans ce secteur, de la zone pédonculaire qui caractérise la base des dômes lors des mises en place de type diapirique [Ramberg, 1967 ; Woïdt, 1978 ; Brun, 1981]. Ceci expliquerait alors la faible quantité d'encaissant remobilisé observable dans ce secteur ainsi que la concentration en cet endroit du matériel basique plus dense.

Une telle juxtaposition, à l'affleurement, entre des zones proches du toit du dôme et des zones plus profondes est permise en partie par la différence d'altitude entre le Nord et le Sud du massif mais surtout par un chevauchement des granitoïdes vers le Sud qui induit un basculement du dôme vers le Nord (fig. 3).

2) *Caractéristiques structurales.*

Les granitoïdes du Tichka sont largement structurés. Ils présentent une structure planaire inégalement développée dont les trajectoires (fig. 4) suivent la courbure générale des formations lithologiques (fig. 2) et soulignent la forme en dôme des granitoïdes. Cette structure planaire peut donc être

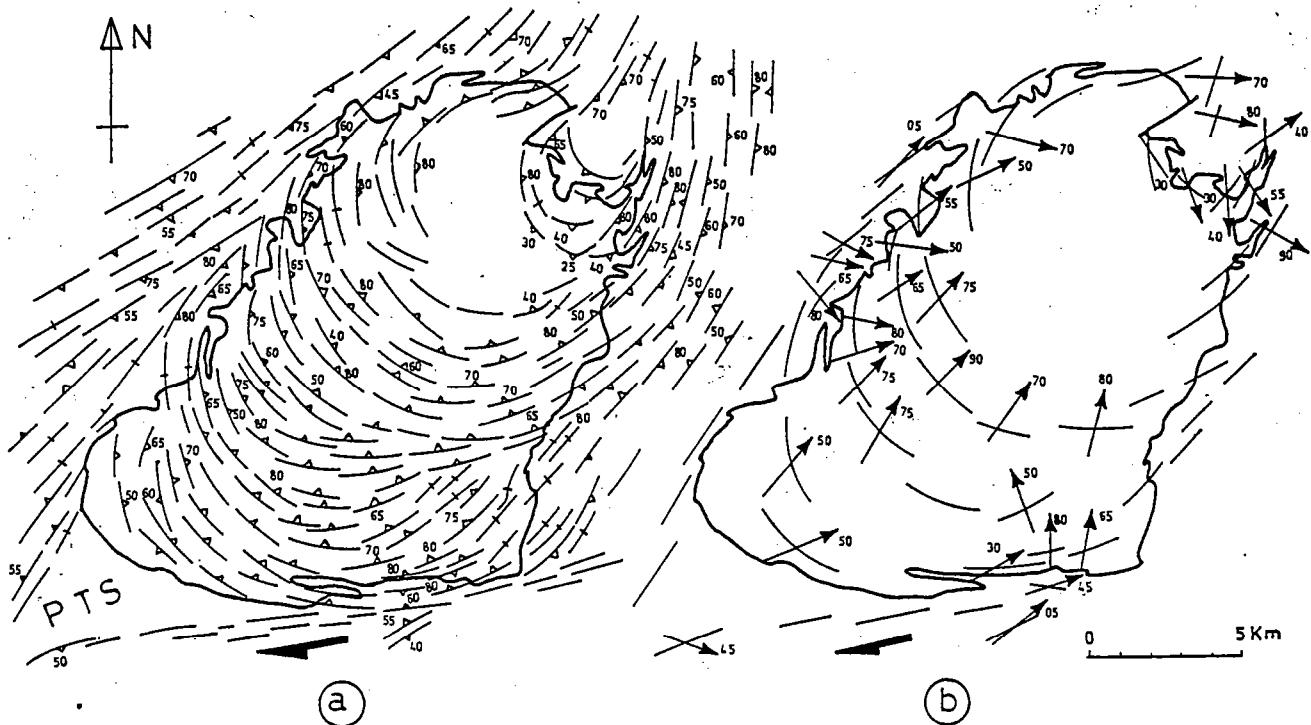


FIG. 4. — a) Trajectoires de schistosité dans le massif du Tichka — Le caractère syntectonique de la mise en place des granitoïdes est mis en évidence par le passage en continuité de la schistosité de l'encaissant avec les structures planaires des granitoïdes ainsi que par la présence de points triples de schistosité (P.T.S. notamment au Sud-Ouest du massif). La localisation de ces points triples en bout d'ellipse et le fort plongement de la schistosité témoignent d'une déformation régionale cisailante décrochante. b) Linéations d'étirement dans les granitoïdes et à leur périphérie. Le fort plongement de ces linéations est à rattacher au chevauchement des granitoïdes vers le Sud.

FIG. 4. — a) Foliation trajectories in the Tichka massif. The criteria used to demonstrate that granitoids were emplaced syntectonically are (1) geometric continuity between pluton internal fabric and country rock cleavage, (2) development of foliation triple points (see in the SW of the granitoids). The location of foliation triple at the extremities of the pluton and the strongly dipping foliation attest to the transcurrent shear component. b) Stretching lineation map — Note that the strongly NE plunging lineation attest to the southern thrusting shear component.

considérée comme contemporaine de la formation du dôme et de la mise en place du pluton.

Cartographiquement, la structure planaire des granitoïdes dessine des contours elliptiques emboîtés et décalés vers le Nord-Est. Cette asymétrie dans la structure interne du pluton traduit son déversement vers le Sud (fig. 3).

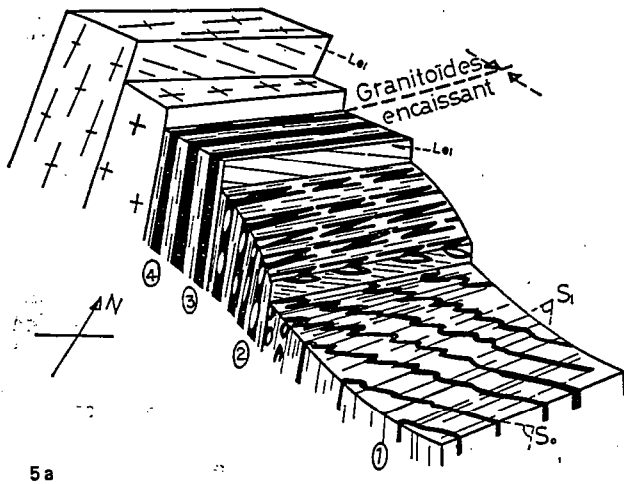
Les linéations d'étirement dans les granitoïdes sont fortement plongeantes et se rapprochent généralement de la ligne de plus grande pente du plan de foliation (fig. 4 b) sauf sur la bordure sud où le plongement des linéations d'étirement diminue progressivement à l'approche de l'encaissant (fig. 5).

De forts gradients d'intensité de déformation sont associés au gradient thermique lié à la mise en place du pluton. Ces gradients se traduisent, à l'approche des granitoïdes, par une augmentation de la déformation et par une évolution typologique de la schistosité régionale. On passe ainsi en quelques centaines de mètres d'une schistosité de fracture oblique sur la stratification à une schistosité de

flux puis à une foliation localement mylonitique (fig. 5). Le développement et l'évolution de la schistosité régionale apparaît donc comme étroitement contrôlé par l'anomalie thermique accompagnant l'intrusion des granitoïdes ce qui, en d'autres termes, signifie que la mise en place des granitoïdes est, en partie au moins, synchrone du raccourcissement régional ayant donné naissance à la schistosité.

La schistosité de l'encaissant recoupe localement les contacts du pluton. Elle passe alors en continuité géométrique avec la structure planaire des granitoïdes (fig. 4), ce qui témoigne ici aussi du synchronisme entre la schistogenèse régionale et la structuration des granitoïdes [Brun, 1981].

Les trajectoires de schistosité délimitent des zones triangulaires appelées points triples de schistosité [Ledru et Brun, 1977]. Ces points triples caractérisés par une déformation de type constriction [Brun, 1981], sont observables aux extrémités sud-ouest et dans une moindre mesure nord-est du massif (fig. 4).



Leur présence qui suppose un gonflement du pluton [Cloos, 1925 ; Brun, 1981] est un critère de diapirisme [Woïdt, 1978] et leur interprétation fait appel à l'interférence entre le gonflement du pluton et le raccourcissement régional [Brun, 1981].

SCHÉMAS DE DÉFORMATION FINIE.

Les schémas de déformation finie obtenus par une cartographie des trajectoires principales de déformation (trajectoires du plan d'aplatissement et de la linéation d'étirement) (fig. 4) ont été interprétés par comparaison avec les modèles de Brun et Pons [1981]. Dans ces modèles, deux cas d'interférence entre la mise en place d'un diapir et une déformation régionale cisailante sont examinés.

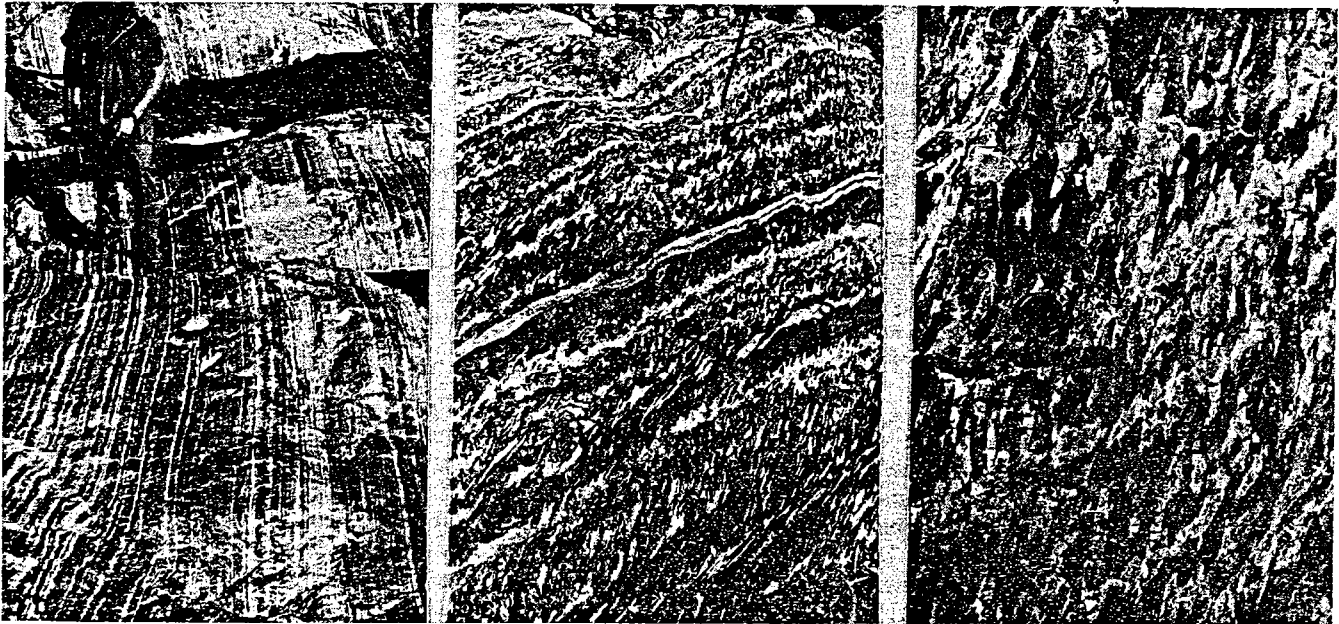


FIG. 5a. — Un exemple de gradient de déformation en bordure des granitoïdes dans des formations volcano-sédimentaires d'âge cambrien inférieur (Sud du massif du Tichka). Dans ces formations la stratification a une direction initiale subéquatoriale (1) alors que la schistosité, tout d'abord concentrée dans des bancs centimétriques, a une direction Est-Nord-Est. A l'approche des granitoïdes, la déformation s'intensifie et on peut observer la transposition progressive de la stratification dans la schistosité. (2) Des plis à plans axiaux parallèles à la schistosité s'individualisent au niveau des bancs compétents. (3) Ces plis sont rapidement étirés dans la schistosité suivant une direction plongeant de 30 à 40° vers l'Est. (4) La jonction de plis issus de bancs différents aboutit à la formation d'une pseudo stratification parallèle à la schistosité.

b) — Stade 4 — La stratification est entièrement transposée. Le litage est ici d'origine tectonique.

c) — Stade 2, 3, (Plan XZ) montrant l'initiation de plis synschisteux au niveau des bancs compétents.

d) — Stade 3 — Plan YZ montrant des sections de plis en fourreau (voir par exemple au-dessus de la pièce donnant l'échelle).

FIG. 5a. — *Volcano-detritic formations in the south of the Tichka massif : an example of strain gradient on the granitoids margins. (1) Bedding (So) initial trending is subequatorial and cleavage (SI), initiated in centimetric layers, has a ENE direction. (2) Strain increases in intensity from the country rocks to the granitoids and we note a progressive transposition of bedding into cleavage SI. Axial plane folds initiate in competent layers. (3) Folds are curved within the axial planes and fold axial directions are statistically centred about the stretching lineation direction (ENE with a NE plunging). (4) Folds from different layers associate and form a new layering parallel to cleavage.*

b) — *Stage 4 — Tectonic bedding with complete transposition of the stratigraphic bedding.*

c) — *Stage 2, 3 (XZ plane) — Incipient formations of folds associated with schistosity in competent beds.*

d) — *Stage 3 — YZ plane showing sections of folds (e.g. above the coin).*

Dans le premier cas, la déformation régionale correspond à un cisaillement tangentiel (fig. 6a). Dans le deuxième cas, cette déformation correspond à un décrochement (fig. 6c). D'une telle comparaison, il ressort que les granitoïdes du Tichka combinent ces deux cas d'interférence et témoignent d'une déformation cisailante à la fois tangentielle et décrochante (fig. 6b).

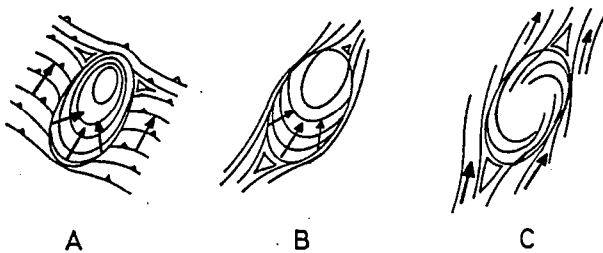


FIG. 6. — Schémas de déformation finie résultant de l'interférence entre la mise en place d'un diapir (ellipse) et une déformation régionale [A et C d'après Brun et Pons, 1981]. Lignes : trajectoires de schistosité ; grands triangles : points triples ; flèches : linéations d'étirement. A : cas d'une déformation régionale de type cisaillement tangentiel. C : cas d'une déformation régionale de type cisaillement ductile décrochant. B : cas intermédiaire où la déformation régionale est une combinaison de cisaillement tangentiel et décrochant (cas du Tichka).

FIG. 6. — *Finite strain patterns resulting from interference between diapiric granitoid body emplacement and regional shear [A and C after Brun et Pons, 1981]. Pattern A : regional thrusting shear type ; Pattern C : regional transcurrent shear type ; Pattern B : regional strain with thrusting shear and transcurrent shear components (Tichka type).*

L'existence d'une composante de cisaillement tangentiel est soulignée par l'asymétrie de la structure interne du pluton. Cette asymétrie se traduit dans le cas présent par un étirement et un chevauchement du pluton vers le Sud (fig. 3) ; le fort plongement des linéations d'étirement dans les granitoïdes et à leur périphérie immédiate (fig. 4b).

La composante de cisaillement décrochant est, par contre, soulignée par : l'étirement parallèlement aux trajectoires principales de déformation régionale de l'ellipse que dessinent les granitoïdes ; le fort pendage de la schistosité (fig. 4a) ; la localisation des points triples de schistosité en bout d'ellipse (fig. 4a).

Cette déformation cisailante décrochante peut être reliée à l'existence d'un décrochement ductile qui serait situé sur la bordure sud du massif, à l'emplacement de l'accident du Tizi n'Test [Petit, 1976]. A ce niveau en effet les trajectoires de schistosité présentent une configuration sigmoïdale caractéristique des décrochements ductiles [Ramsay et Graham, 1970] avec passage progressif d'une direction Nord-Nord-Est à une direction Est-Nord-Est [Proust *et al.*, 1977] (fig. 4). Une telle configuration

que l'on retrouve également plus à l'Est [Petit, 1976] est compatible avec l'existence d'un décrochement ductile dextre et de direction Est-Nord-Est [Proust *et al.*, 1977]. La diminution du plongement des linéations d'étirement dans les granitoïdes du Sud du massif (fig. 5) peut également être rattachée à cette déformation cisailante ce qui tendrait à prouver que l'accident du Tizi n'Test fonctionnait déjà en décrochement ductile pendant la mise en place et la structuration du pluton.

A la lumière de ces observations, il semble donc que le régime global de déformation ayant présidé à la mise en place des granitoïdes du Tichka soit un régime essentiellement cisailant. Les deux composantes du cisaillement (décrochement et chevauchement) apparaissent comme étroitement liées et leur combinaison expliquerait que le chevauchement des granitoïdes se fasse vers le Sud-Sud-Ouest et non pas vers le Sud-Est qui est la direction du raccourcissement hercynien.

CONCLUSION.

L'analyse géométrique et structurale des granitoïdes du Tichka a permis de montrer : 1) une géométrie en dôme et un gonflement du pluton qui sont des critères de diapirisme ; 2) la simultanéité entre la mise en place du pluton et la déformation régionale, ce qui témoigne du caractère syntectonique des granitoïdes.

L'étude des schémas de déformation finie obtenus par la cartographie des trajectoires principales de déformation montre par ailleurs que la déformation régionale est une déformation cisailante à la fois tangentielle et décrochante. La déformation tangentielle correspond à un chevauchement vers le Sud et la déformation décrochante peut être reliée à l'existence d'une mégazone de cisaillement ductile dextre et de direction Est-Nord-Est située au Sud du massif, à l'emplacement de l'accident Sud Atlantique.

Sur un plan plus général, il est intéressant d'intégrer la déformation des granitoïdes du Tichka dans le contexte des granitoïdes hercyniens du Maroc. En effet, des travaux récents montrent que les granitoïdes intrusifs du massif des Jebilet, situés une centaine de kilomètres au Nord du massif du Tichka, sont également des granitoïdes syntectoniques [Lagarde et Choukroune, 1982]. Ces granitoïdes sont spatialement liés à des zones de cisaillement ductile subméridiennes senestres d'âge post-viséen. La mise en évidence dans le massif du Tichka, d'une relation entre la mise en place des granitoïdes, également post-viséenne [Termier *et al.*, 1972], et un cisaillement ductile dextre de direction Est-Nord-Est permet alors de penser que l'on a affaire,

dans la méséta marocaine à des zones de cisaillement ductile conjuguées. Le raccourcissement régional qu'elles supposent a une direction Nord-Ouest-Sud-Est qui est tout à fait comparable avec celle déjà obtenue dans d'autres secteurs du Maroc [Allary *et al.*, 1976].

Le caractère syntectonique des granitoïdes hercyniens ainsi que leur relation avec des zones de cisaillement ductile conjuguées subméridiennes senestres et Est-Nord-Est dextres semble donc être une

des caractéristiques de la tectonique post-viséenne dans la chaîne hercynienne du Maroc.

Remerciements. Ce travail a été effectué dans le cadre d'un contrat, A.T.P. « Géodynamique ». (Resp. P. Choukroune, Ph. Matte.) Nous remercions J.-P. Brun et P. Choukroune du Laboratoire de géologie structurale de Rennes ainsi que D. Gasquet, C. Le Corre et J.-P. Petit pour leurs remarques et suggestions.

Références

- ALLARY A., LAVENUE J. et RIBEYROLLE M. (1976). — Étude tectonique et microtectonique d'un segment de chaîne hercynienne dans la partie sud-orientale du Maroc Central. *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc*, 261, p. 112-169.
- BERTHE D., CHOUKROUNE P. et JEGOUZO P. (1979). — Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granite: exemple of the South Armorican shear zone. *J. Struct. Geol.*, 1, p. 31-42.
- BRUN J.-P. (1981). — Instabilités gravitaires et déformation de la croûte continentale. Application au développement des dômes et des plutons. Thèse d'état. Rennes.
- BRUN J.-P. et PONS J. (1981). — Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non-coaxial deformation, Sierra Morena, Southern Spain. *J. Struct. Geol.*, 3, p. 219.
- CHOUBERT G. et MARÇAIS J. (1952). — Histoire géologique du domaine de l'Anti-Atlas. *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc*, n° 100.
- CLOOS H. (1925). — Einfürung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen (Granittektonik). Berlin Borntraeger, 194 p.
- IGLESIAS M. et CHOUKROUNE P. (1980). — Shear zones in the Iberian Arc. *J. Struct. Geol.*, 2, p. 63-68.
- LACARDE J.-L. et CHOUKROUNE P. (1982). — Cisaillement ductile et granitoïdes syntectoniques: l'exemple du massif hercynien des Jebilets. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXIV, n° 2, p. 299-307.
- LEDRU P. et BRUN J.-P. (1977). — Utilisation des fronts et des trajectoires de schistosité dans l'étude des relations entre tectonique et intrusion granitique: exemple du granite de Flamanville (Manche). *C.R. Ac. Sc.*, Paris, p. 1199-1202.
- MATTAUER M., PROUST F. et TAPPONNIER P. (1972). — Major strike-slip fault of late hercynian age in Morocco. *Nature*, 237, p. 160-162.
- MICHARD A., WESTPHAL M., BOSSERT A. et HAMZEH R. (1975). — Tectonique de blocs dans le socle atlas-mésétien du Maroc: une nouvelle interprétation des données géologiques et paléomagnétiques. *Earth Plan. Sc. Lett.*, 24, p. 363-368.
- MICHARD A. et PIQUÉ A. (1979). — The variscan belt in Morocco: structure and developmental model. I.G.C.P. Blacksburg, Virginia, 317-322.
- PETIT J.-P. (1976). — La zone de décrochements du Tizi n'Test (Maroc) et son fonctionnement depuis le Carbonifère. Thèse 3^e cycle, Montpellier.
- PIQUÉ A. (1979). — Évolution structurale d'un segment de la chaîne hercynienne: la méséta marocaine nord-occidentale. *Sc. Géol., Mém.*, Strasbourg, 253 p.
- PROUST F., PETIT J.-P. et TAPPONNIER P. (1977). — L'accident du Tizi n'Test et le rôle des décrochements dans la tectonique du haut Atlas occidental (Maroc). *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XIX, n° 3, p. 541-551.
- RAMBERG H. (1967). — Gravity, deformation and the earth's crust, Londres, Academic Press, 214 p.
- RAMSAY J.-G. et GRAHAM R. H. (1970). — Strain variation in shear belts. *Canad. J. Earth Sc.*, 7, p. 786-813.
- ROD E. (1962). — Fault pattern, northwest corner of Sahara Shield. *Amer. Ass. Petr. Geol. Bull.*, 46, p. 529-534.
- TERMIER H. (1936). — Études géologiques sur le Maroc central et le Moyen-Atlas septentrional. *Notes Mém. Serv. Mines Carte géol. Maroc*, 33, 1566 p.
- TERMIER G. et TERMIER H. (1971). — Le massif granitodioritique du Tichka (Haut Atlas occidental, Maroc). Les régions et les terrains. *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc*, 216, 240 p.
- TERMIER G., TERMIER H., LEUTWEIN F. et SONET J. (1972). (1972). — Sur l'âge varisque des plutonites du massif du Tichka (Maroc). *Bull. Soc. Fr. Minéral. cristallogr.*, 95, p. 124-127.
- TERMIER G. et TERMIER H. (1982). — Le massif granitodioritique du Tichka (Haut Atlas occidental marocain): essai d'un vision d'ensemble. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, t. 294, p. 1275-1278.
- VOGEL T. A. et WALKER B. M. (1975). — The Tichka Massif, Morocco an example of contemporaneous acidic and basic plutonism. *Lithos*, 8, p. 29-38.
- VOGEL T., WILLIAMS E., PRESTON J. et WALKER B. (1976). — Origin of the late Paleozoic plutonic Massifs in Morocco. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 87, p. 1753-1762.
- WOJDT W. D. (1978). — Finite elements calculation applied to salt dome analysis. *Tectonophysics*, 50, p. 369-386.

16. STRUCTURAL CHARACTERISTICS OF SYNTECTONIC PLUTONS WITH SPECIAL REFERENCE TO LATE CARBONIFEROUS PLUTONS FROM MOROCCO.

INTRODUCTION

The aim of this paper is to present some characteristics of strain patterns around granitic plutons emplaced in shallow crustal levels during regional deformation events. These plutons ascent as diapiric tailed bubbles detached from their source (RAMBERG, 1970 ; BRUN & PONS, 1981 ; SOULA, 1982 ; HANMER & VIGNERESSE, 1983) or assembled incrementally in their site of final emplacement by successive magma pulses (review in PITCHER, 1979). In some cases the final emplacement of plutons involves radial expansion called ballooning (PITCHER & BERGER, 1972 ; HOLDER, 1979 ; RAMSAY, 1981 ; BRUN & PONS, 1981 ; MENEILLY, 1982 ; BATEMAN, 1985).

Shallow crustal plutons give rise to thermal softening (WHITE & KNIPE, 1978 ; BRUN & COBBOLD, 1980) in the surrounding rocks (aureoles) and induce rheological heterogeneities in the crust. When the final emplacement of plutons interferes with a regional deformation, thermal softening favours the concentration of deformation in the aureoles (PITCHER & BERGER, 1972 ; SANDERSON & MENEILLY, 1981 ; MENEILLY, 1982 ; BATEMAN, 1985). Strain patterns around such syntectonic plutons reflect both regional strain and intrusion effects (LEDRU & BRUN, 1977 ; PITCHER, 1979 ; BRUN & PONS, 1981).

This paper shows that analysis of strain patterns in various plutons-country rocks sets point out prominent characteristics which are useful to estimate the relative timing of pluton emplacement and deformation.

Characteristics used here concern (1) distribution of plutons, (2) shape of plutons, (3) orientation of plutons with respect to the regional strain field, (4) microstructural evolution, distribution and intensity of the deformation, (5) finite strain trajectories and variations of strain ellipsoid shapes, (6) syntectonic contact metamorphism, (7) orthogneissification processes, (8) Relative effects of intrusion and regional deformation.

Late carboniferous plutons emplaced in the intracontinental hercynian belt of Morocco exemplify this study.

LATE CARBONIFEROUS PLUTONS OF MOROCCO

Late carboniferous plutons of Morocco are post collisional Hercynian granitoids emplaced between 330 and 270 ma (TISSERANT, 1977 ; MRINI, 1985) in shallow crustal paleozoic levels (8 to 10 km depth).

Mineralogical and geochemical data (VOGEL & al., 1976 ; MRINI, 1985 ; ROSE, 1987) allow to distinguish three basic petrographic groups : biotite granodiorites, two micas monzogranites and alkaline subsolvus granites. Biotite granodiorites (Jebilet, Zaer, Tichka granodiorite) (Fig 1) are dominant. They display I type or mixed S and I type characteristics (CHEMSSEDDOHA, 1986 ; MRINI, 1985) and coexist locally with mantle derived basic magmas (Tichka pluton) (TERMIER & TERMIER, 1971 ; VOGEL & al., 1976 ; GASQUET & al., 1988). Two micas monzogranites are related to typical S type suites derived from metasedimentary source rocks (MAHMOOD & BENNANI, 1984). They are intrusive into lower paleozoic sediments (Oulmes pluton) (TERMIER & al., 1950 ; AIT OMAR,

CARACTERISTIQUES STRUCTURALES DES GRANITES EPIZONAUX

1986) or into biotite granodiorites (Zaer pluton), (GIULIANI & SONET, 1982). They also form little pods or leucocrate envelops around granodiorites. Alkaline subsolvus granites emplaced along crustal fractures during late hercynian time (270 ma), and constitute high level discordant intrusions (Azegour and Rehamna plutons) (AIT AYAD, 1987 ; MABKHOUT & al., 1988).

Thermally softened aureoles around plutons are usually 1 to 2 km wide. They are characterized by low pressure andalusite-sillimanite metamorphism indicating high geothermal gradients (HALL, 1971).

Several models have been proposed for the formation of these granitic plutons. VOGEL & al. (1976), suggest a partial fusion of the lower crust, at the top of intrusive mantle material, during initial continental rifting. MAHMOOD & BENNANI (1984), arguing on the S type characteristics of peraluminous biotite granodiorites, proposed a crustal origin. In this model, granite melts generate by partial melting of pelitic sediments and heat source is related to the intrusion of basic magmas along deep-seated fractures. MRINI (1985) presented Sr, Nd, Pb isotope data which indicate a composite origin. Two micas monzogranites would result from partial melting of metasedimentary lower crust and biotite granodiorites would result from mixing between crustal melts and variable amounts of mantle derived components. LAGARDE (1987) proposed a model involving partial melting of the lower crust and emplacement of shallow crustal plutons during a post collisional intracontinental deformation.

This late carboniferous deformation which is the main Hercynian tectonic event in the Moroccan meseta belt (MICHARD, 1976 ; MICHARD & PIQUE, 1979) is strongly heterogeneous. Narrow metamorphic and highly deformed zones (PIQUE & al., 1980 ; LAGARDE & MICHARD, 1986) contrast with larger weakly deformed areas with very low grade metamorphism (PIQUE, 1982). In the deformed areas foliation dips steeply eastwards and strikes NE-SW parallel to regional fold axes (Fig. 2). The stretching lineation is subparallel to the slightly plunging fold axes.

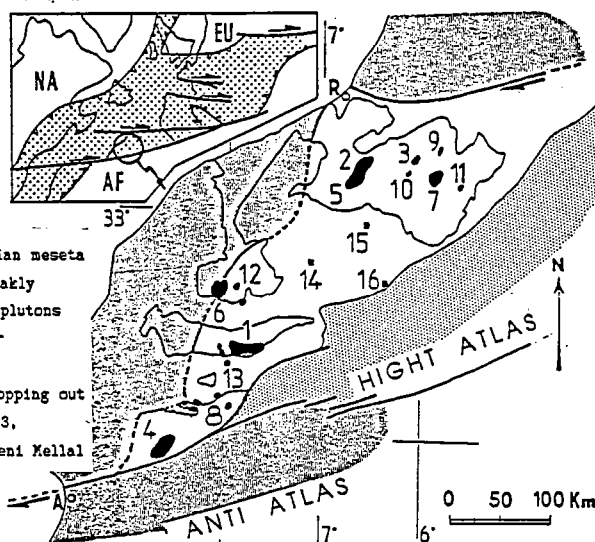


Fig. 1 : Location of the late carboniferous plutons within the Hercynian meseta belt, Morocco. Meseta belt (white) is surrounded by areas which are weakly deformed during the late carboniferous orogeny (dark grey). Granitic plutons (black), from older to younger ones : 1, Jebilet granodiorite ; 2, Zaer granodiorite ; 3, Oulmes monzogranite ; 4, Tichka granitoids ; 5, Zaer monzogranite ; 6, Rehamna monzogranite ; 7, Kent granodiorite. Non cropping out granitoids (gravity data), (VAN DEN BOSCH, 1974 ; BERNARDIN, 1988): 13, Marrakech pluton ; 14, El Bourouj pluton ; 15, Oued Zem pluton ; 16, Beni Mellal pluton. R, Rabat ; A, Agadir.

Such a regional pattern is compatible with transcurrent shear displacements during the hercynien shortening (LAGARDE, 1985). Shear zones occur in two sets with ENE dextral and SSE sinistral displacements (Fig. 2). The occurrence of zones showing overturned westward-verging folds, flat lying foliation and down-dip stretching lineation indicate that a westward thrusting is locally combined with the regional wrenching (LAGARDE & MICHARD, 1986).

PLUTON FINAL EMPLACEMENT AND REGIONAL DEFORMATION.

In the moroccan meseta belt, various features indicate that final emplacement of plutons interferes with the late carboniferous regional deformation.

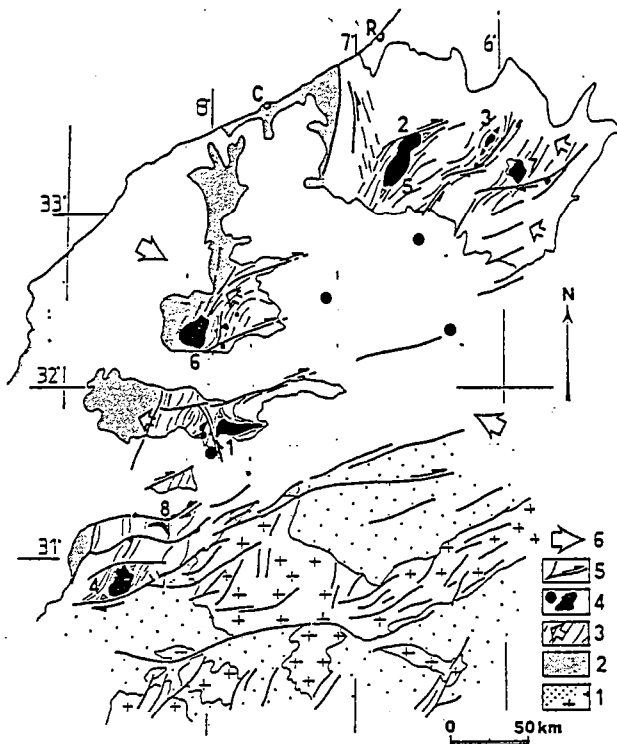


Fig. 2 : Schematic structural map of the Moroccan Meseta belt and adjacent areas. 1, Proterozoic (crosses) and Paleozoic basement (dotted) in the pre-saharian foreland ; 2, weakly deformed coastal block ; 3, Meseta belt and Paleozoic massives (from north to south : Central meseta, Rehamna, Jebilet, Occidental high Atlas), cleavage trajectories (thin lines) and general vergence (arrows) ; 4, late carboniferous plutons (numbers refer to Fig. 1), black circles indicate non cropping out plutons recognized by geophysical investigations ; 5, basement fractures and late carboniferous shear zones ; 6, direction of regional shortening.

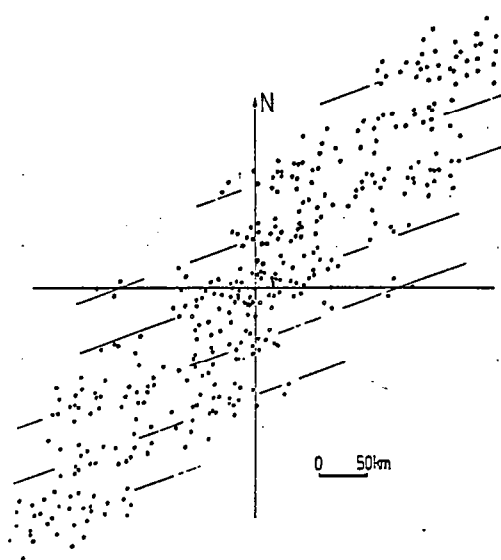


Fig. 3 : Autocorrelation analysis of pluton distribution showing a clustering along the NW-SE trend of the belt and discrete ENE ridges spaced of about 40 to 50 kms. Ridges are parallel to deep Proterozoic faults within the basement.

DISTRIBUTION OF PLUTONS.

Syntectonic plutons present a non random distribution and tend to be aligned along structural lineaments (VIGNERESSE & BRUN, 1983 ; BURG & al., 1984 ; BUSSEL & PITCHER, 1985 ; HUTTON, 1988).

At map scale moroccan plutons are aligned along a NE-SW direction parallel to the general trend of the belt. This is also revealed by autocorrelation analysis (LEYMARIE, 1968 ; FRY, 1979) which shows a good clustering along the NE-SW direction. In this clustering however, plutons distribute along ridges striking ENE-WSW and spaced of about 40 to 50 kms (Fig. 3). The comparison of pluton distribution with map scale lineaments shows that pluton

CARACTERISTIQUES STRUCTURALES DES GRANITES EPIZONAUX

alignements are parallel to the NE-SW and ENE-WSW proterozoic faults of the basement (Fig. 2).

This good correlation is consistent with magma ascent along preexisting deep faults. These faults were reactivated at Hercynian time and formed the locus of both Hercynian intrusions and shear displacements (LAGARDE, 1985).

At the late hercynian time the structural control on pluton distribution is supported by the occurrence of discordant alkaline intrusions located at the intersection of NE-SW and ENE-WSW cross faults (Rehamna and Azegour granitic complexes), (6,8 Fig. 2).

Rows of plutons regularly spaced along ridges parallel to crustal faults are consistent with Ramberg's experiments (RAMBERG, 1970 ; 1981) which model development, ascent and geometrical evolution of domes and plutons. These experiments further point out that the occurrence of discontinuities in source layers or overburden favours such localised magma ascent. Discontinuities control the formation of elongated domes which then give rise to spaced little intrusions. According to these models the control of magma ascent by zones of crustal weakness suggests a rather large ductility contrast between granites and surrounding rocks, at least during the magmatic stage.

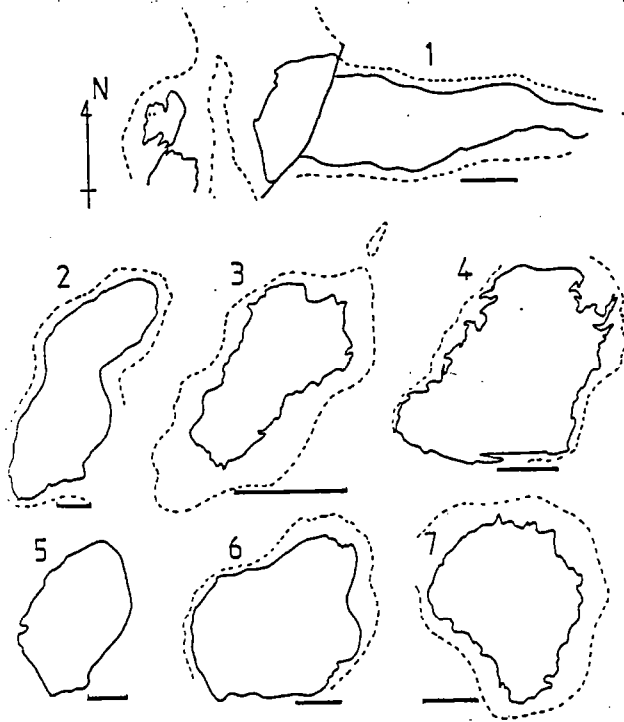


Fig. 4 : Outcrop shape and orientation of Moroccan plutons. 1, S-I type Jebilet granodiorite (319 ± 10 Ma, TISSERANT, 1977) ; 2, I-S type Zaer granodiorite (303 ± 13 Ma, KRIFI, 1985) ; 3, S type Oulmes monzogranite (291 ± 7 Ma, HUON, 1985) ; 4, I type Tichka granitoids (≈ 285 Ma, GASQUET & al., 1988) ; 5, S type Zaer monzogranite (279 ± 11 Ma, KRIFI, 1985) ; 6, I-S type Rehamna monzogranite (275 ± 7 Ma, TISSERANT, 1977) ; 7, S-I type Xent granodiorite (270 Ma, KRIFI, 1985). Dotted lines : inner thermal aureole (scale bar : 5 kms).

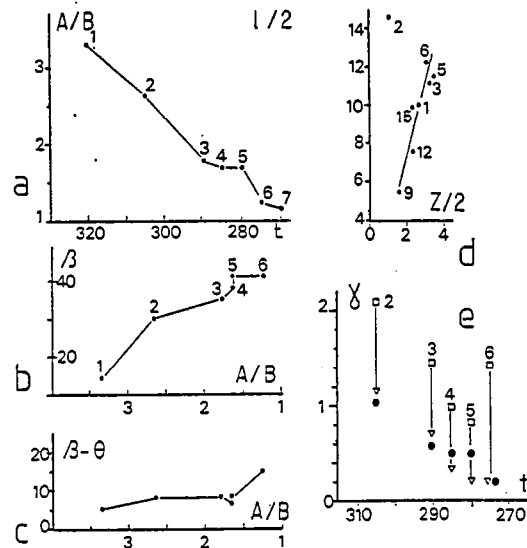


Fig. 5 : Characteristics of pluton shapes and orientations (numbers as on 1) : a, progressive decrease of pluton ellipticity (A/B) as a function of emplacement timing (t). b, diagram of computed long axis ($L/2$) versus degree ($Z/2$) (see, Fig. 5) showing that the vertical tabular shape is rather independent of the size of plutons. c, pluton long axis obliquity to the regional ENE shear plane (β) as a function of time (t) and of pluton ellipticity (A/B). Smaller obliquities correspond to higher axial ratio of plutons. d, pluton long axis obliquity to the regional schistosity ($\beta-\theta$). e, progressive decrease of the shear strain γ as a function of time (t). Shear strain γ is registered by pluton shape (black circles), and by pluton obliquity to the regional shear plane (β) (triangles). The bulk regional strain is registered by schistosity obliquity to the regional shear plane (θ) (squares).

SHAPE OF PLUTONS.

Shape of plutons is one of the expressions of the dominant tectonic environment (HUTTON, 1988). Circular shapes are most usual in post tectonic or anorogenic intrusions (BONIN, 1982). On the contrary, mathematical models

CARACTERISTIQUES STRUCTURALES DES GRANITES EPIZONAUX

(BRUN & PONS, 1981) indicate that interferences between pluton ballooning and regional simple shear result in predominant elliptical shapes. Moreover plutons directly bounded by shear zones display slight asymmetrical tear drop shapes which characterize syntectonic emplacements and constitute useful kinematic indicators (BERTHE & al. 1979 ; VIGNERESSE & BRUN, 1983).

In the moroccan meseta, most pluton shapes can be approximated by NE-SW ellipses whose principal axes range from 9 to 40 kms with an average value around 20 Kms (Fig. 4). Local asymmetrical tear-drop shapes, indicating the sense of shear, are observed in plutons bounded by ductile wrench faults (Jebilet and Tichka plutons). Pluton ellipticity decreases as a function of emplacement timing (Fig. 5a). Plutons emplaced before 300 MA are characterized by long axes of 30 to 40 kms in length and high ellipticity ratios ($A/B > 2.5$), (Jebilet and Zaer granodiorites ; 1,2 Fig. 4). Plutons emplaced between 300 MA and 280 MA have quite similar ellipticity ratios (≈ 1.7), (Oulmes and Zaer two micas monzogranites, Tichka granodiorites ; 3,5,4 Fig.4). A third group correspond to plutons with low ellipticity ratios ($A/B < 1.3$), emplaced at about 270 MA (Ment granodiorites and Rehamna monzogranites ; 6,7 Fig. 4).

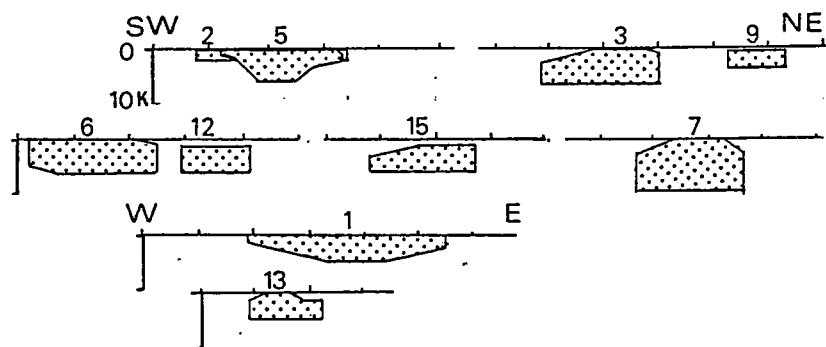


Fig. 6 : Vertical shape and depth of pluton floors obtained from gravity data and showing dominant tabular shapes (after BERNARDIN, 1988), (numbers as on Fig. 1).

Gravity data have allowed to compute the vertical shape and the depth of the plutons (VAN DEN BOSCH, 1974 ; BERNARDIN, 1988). All the plutons of the meseta are tabular and relatively thin. BERNARDIN (1988) estimated a 3 - 6,5 kms thickness for most of the plutons with a minimum value of 2 kms for the strongly eroded Zaer granodiorite (GIULIANI, 1982) and a maximum value of 9.45 Kms for the ment granodiorite (Fig. 6). Tabular shapes (vertical ellipticity) are independant of the size of plutons (Fig. 5b)

Pluton shape must be interpreted with caution. However the following points may be noted.

(1) Three basic pluton shapes directly dependant on the intrusion mechanisms can be distinguished :

- Thin tabular shapes estimated by gravity data are consistent with the outward-sloping contacts observed in most moroccan plutons. Tabular shapes may be related either to vertical flattening of tailed globules, when pluton ascent is stopped (PITCHER, 1979 ; BRUN & PONS, 1981) or to granite emplacement by multipulses of magma along crustal fractures leading to in-situ assembled flat plutons. In this point of view the long and narrow E-W Jebilet granodiorite (1 Fig. 4) would be emplaced along a preexisting E-W

CARACTERISTIQUES STRUCTURALES DES GRANITES EPIZONAUX

crustal discontinuity driving magma ascent and giving rise to a tongue-shaped flat pluton expanding and wedging into weakly deformed country rocks (Fig. 7a).

- The occurrence of inward-dipping floor in the Zaer (GIULIANI, 1982 ; MAHMOOD, 1985) and Tichka granodiorite (TERMIER & TERMIER, 1971 ; LAGARDE & RODDAZ, 1983) provides some evidences of tailed globule shapes , and suggests a diapiric intrusion. In the Tichka pluton (4 Fig. 4) diapirism is also supported by (i) the strong shouldering aside of country rocks leading to a large deformed aureole, (ii) the occurrence of recumbent folds underneath the southward spreading lobe of the diapir (iii) numerous buckle folds in the front of the lobe, in cambrian sedimentary units (Fig. 7b).

- The flat-lying sheets of alkaline granite (Rehamna and Azegour intrusions ; 6,8 Fig. 4) display characteristics of discordant cauldrons (flat roofs, steep sides, concentric patterns, fracturing of the roof and block subsidence) (Fig. 7c). They are compatible with pull-apart and local subsidence along large-scale fractures.

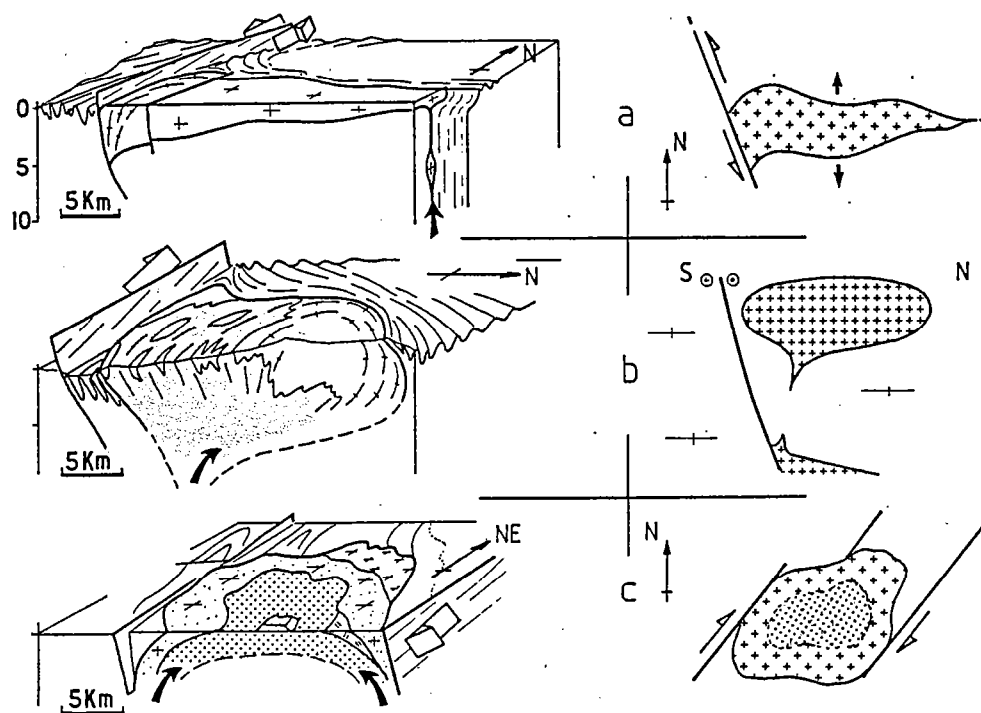


Fig. 7 : 3 D shapes and emplacement mechanisms of studied plutons.

a. tabular shape (Eastern Jebilet pluton) and weakly deformed country rocks compatible with pluton emplacement along an extensional E-W fault, in a shear zone termination. b. tailed globule shape with inward dipping floor (Tichka pluton) consistent with a diapiric ascent inducing a strong deformation of adjacent country rocks (1. granitoids ; 2. diorites and gabbros). Asymmetric pluton shape (eccentric foliation trends and northwards eccentric acidic roof) imply that pluton did not rise vertically. c. concentric flat-lying sheets of alkaline granites (Rehamna), suggesting local cauldron subsidence and pull apart along a major crustal wrench fault (Western Keseta Shear Zone).

2) Three dimensional asymmetric shapes imply that plutons did not rise vertically (TALBOT, 1977) and may further indicate inclined melting source layers (TALBOT, 1974). This is the case of the Tichka pluton where asymmetric shape is indicated by eccentric foliation trends and by the northwards eccentric acidic roof (LAGARDE & RODDAZ, 1983) (Fig. 7b). Such a three dimensional shape would indicate a northwards inclined melting source interface consistent with the occurrence of southwards thrusting locally combined to dextral wrenching along the Tizi n'Test fault (MATTAUER & al., 1972 ; PETIT, 1976), (Fig. 7b).

(3) Shape depends on the ductility contrast between pluton and country-rocks (RAMBERG, 1970 ; WHITEHEAD & LUTHER, 1975 ; VOIDT, 1978 ; SOULA, 1982).

Concordant diapirs with inward dipping floor and blob shape indicate a rather low ductility contrast as it would be between a largely crystalline pluton and its aureole. On the contrary discordant sheet-like intrusions indicate larger contrasts.

PLUTON ORIENTATIONS.

Syntectonic plutons are oriented with respect to the regional strain field (BRUN & PONS, 1981 ; HUTTON, 1982 ; VIGNERESSE & BRUN, 1983 ; HUTTON, 1988).

Pluton orientations are described by the obliquity of pluton long axis with respect to the regional shear plane (β) and to the regional schistosity ($\beta-\theta$). The main features concerning orientation of studied plutons may be summarized as follows :

(1) Pluton long axes are oriented in a NE-SW direction, subparallel to the regional trend of the belt. This orientation clearly demonstrates the influence of a regional NW-SE shortening during pluton emplacement (LAGARDE, 1985). The transverse orientation of the E-W Jebilet granodiorite is an exception compatible with pluton emplacement along an extensional E-W fault in a shear zone termination (Fig. 7a).

(2) Pluton long axes are clearly oblique to the regional ENE shear plane (β values) and slightly oblique to the regional NE-SW schistosity ($\beta-\theta$), (Fig. 5 c,d). This obliquity suggests that plutons are less reoriented towards the regional shear plane than schistosity. In terms of regional shear strain this angular obliquity correspond to a difference of about 0.5 to 1 γ between the regional strain and the local strain recorded by plutons (Fig. 5e).

(3) The plot of pluton long axes obliquity to the regional shear plane (β) versus axial ratio and emplacement timing shows the correlation between pluton orientation (β), pluton ellipticity (A/B) and emplacement timing (Fig. 5). Lower obliquities are observed for higher axial ratio of older plutons. Inversely higher obliquities correspond to lower axial ratio of younger plutons.

This demonstrates that the older plutons are less oblique to the regional shear plane than are younger ones, i.e that the regional shear strain γ recorded by pluton orientation decreases progressively between 320 and 270 ma (Fig. 5e).

MICROSTRUCTURAL EVOLUTION, DISTRIBUTION AND INTENSITY OF THE DEFORMATION.

The emplacement of syntectonic plutons at shallow crustal levels exert an influence on the microstructural evolution, the distribution and the intensity of the deformation. They concur to the ductile deformation of country rocks, induce the development of superimposed small-scale structures and give rise to an increase in finite strain intensity.

CARACTERISTIQUES STRUCTURALES DES GRANITES EPIZONAUX

Late carboniferous plutons of the moroccan meseta exemplifie this different points.

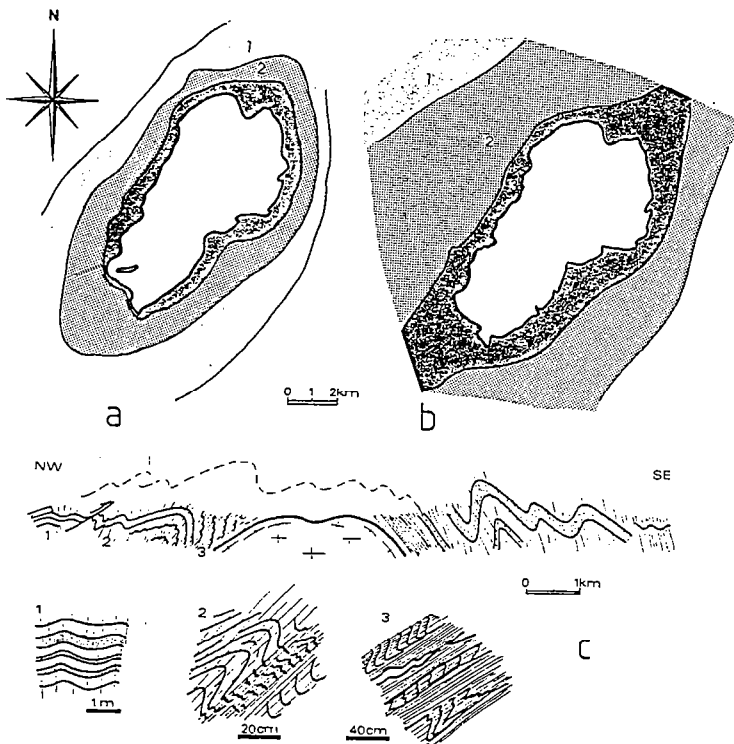


Fig. 8 : Example of deformation pattern and microstructural evolution around a syntectonic pluton (Oulmes monzogranite). a, thermal aureole centered on the pluton (1, Kuscovite-chlorite zone ; 2, biotite zone ; 3, biotite-andalusite ± cordierite, grenat, sillimanite zone). b, typologic evolution of schistosity (1, discrete crenulation cleavage ; 2, differentiated crenulation cleavage ; 3, composite foliation). c, cross section showing progressive strain increase towards the oulmes pluton and evolution from weakly developed S₁ crenulation cleavage, axial plane of upright open F₁ folds (1), to composite S₁₋₂ foliation axial plane of asymmetric type 2 folds verging towards the pluton

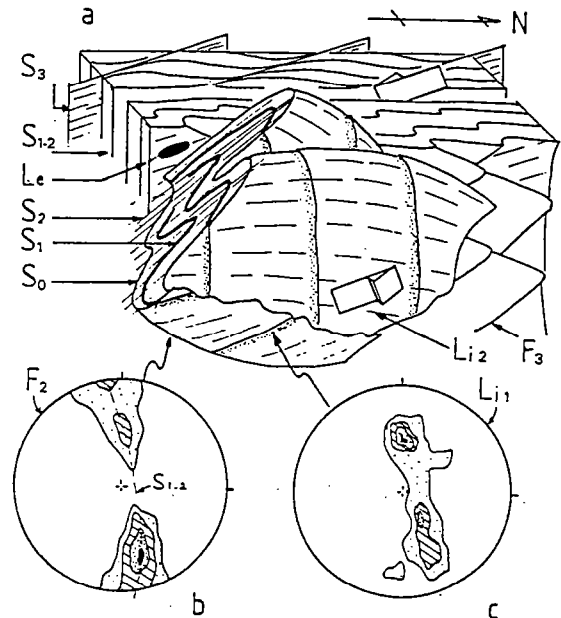
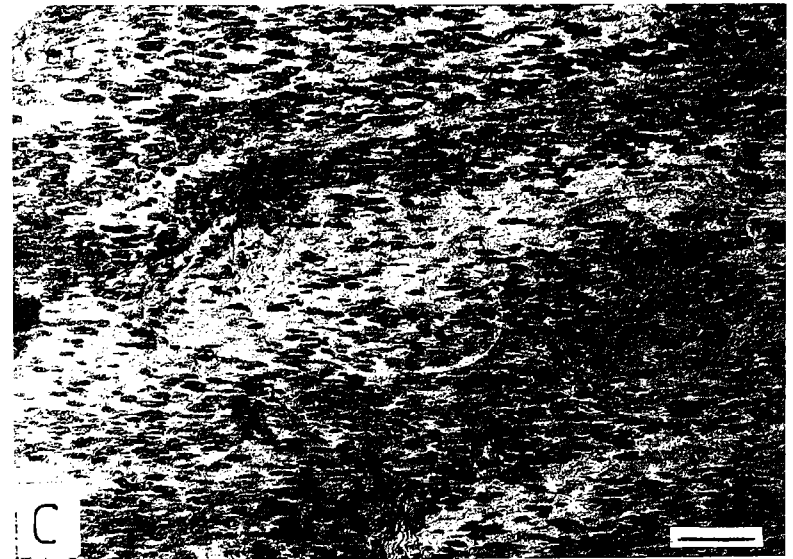
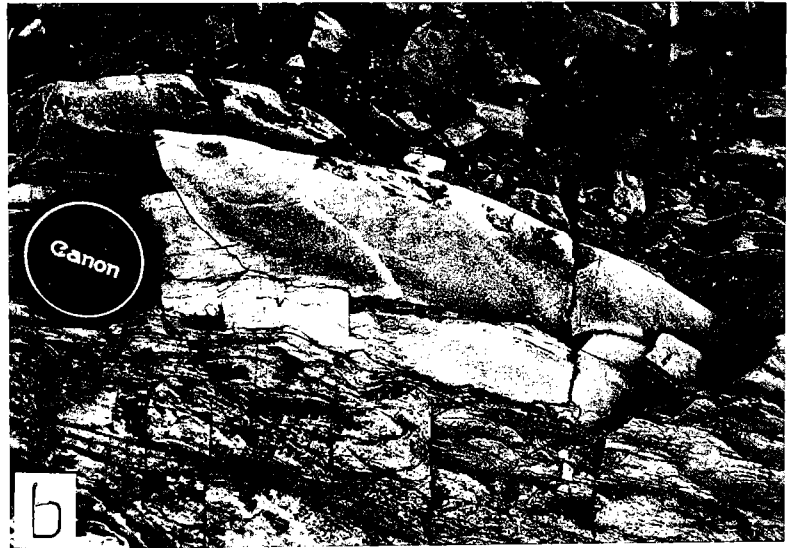


Fig. 10 : a, sketch depicting superimposed microstructures across a strongly sheared pluton aureole (Yarrakech shear zone), bedding (S₀), superimposed cleavages (S₁, S₂, S₁₋₂, S₂), folds (F₂, F₃), intersection lineations (L₁, L₂), stretching direction (C_e). b, fold axis dispersion resulting from shearing along the S₁₋₂ foliation (shear direction plunges slightly to the south) measurements, contours 1, 5, 10, 24 (%). c, dispersion of the L₁ intersection lineation on the F₂ folds, (55 measurements, contours 2, 10, 12, 20 %).

(1) Plutons influence the distribution of the regional deformation as indicated by the close correspondance between areas of emplacement and deformed zones (Fig. 2). Ductile deformation extends as far as thermal aureoles (Fig. 8a) and the ductility of country rocks increases near plutons by a combination of heating and hydrolytic weakening (AIT OMAR, 1986 ; LE CORRE & SAQUAQUE, 1987). Outside the zones of thermal softening, the moroccan meseta appears as a weakly deformed area locally non foliated (PIQUE, 1982).

(2) Plutons control the microstructural evolution in the surrounding rocks. This evolution is characterized by the progressive development of superimposed small-scale structures along strain gradients :

- In the outermost zones of the aureoles ductile deformation initiate by a weakly developed crenulation cleavage (S₁) steeply dipping and axial plane to metric, upright, open and gently plunging F₁ folds (Fig. 8c ; Fig. 9a).
- Closer to the contact, at about 1 to 2 kms, the bedding S₀ is progressively transposed in the S₁ cleavage which becomes penetrative and constitute the main anisotropy of the rock. This evolution includes mechanical rotations of detrital minerals and syntectonic recrystallisations of micas (PIQUE, 1982 ;



CARACTERISTIQUES STRUCTURALES DES GRANITES EPIZONAUX

Fig. 9 : a, upright open F_1 folds with axial plane crenulation cleavage (outer aureole of the Oulmes pluton). b, L_1 intersection lineation deformed on a F_2 fold strongly sheared in the S_{1-2} composite foliation (inner aureole of the Jebilet pluton deformed along the Marrakech shear zone). c, elliptical strain markers within thermal aureoles (elongated contact metamorphism spots, $\lambda_1 \lambda_2$ section) (scale bar : 2 cm). d, strain markers in granites (dark aggregates of quartz-tourmaline, monzogranite dykes, Jebilet pluton). e, syntectonic andalusite porphyroblasts with rotated inclusion trails (Jebilet pluton aureole) (scale bar : 500 μ m).

AIT OMAR, 1986). Asymmetric F_1 folds are of type 1 c to 2 (RAMSAY, 1967). They are verging and facing to the plutons (Fig. 8c).

- In the innermost zones of the aureoles (0.5 to 1km) deformation increases strongly and becomes polyphase. S_1 cleavage and bedding are deformed by F_2 folds with S_2 axial plane foliation. Away from F_2 fold hinges, S_1 and S_2 are parallel and form a composite S_{1-2} foliation accompanied by the growth of contact metamorphism porphyroblasts. S_1 cleavage is only preserved in F_2 fold hinges, in few psammite bands and within inclusion trails of andalusite porphyroblasts.

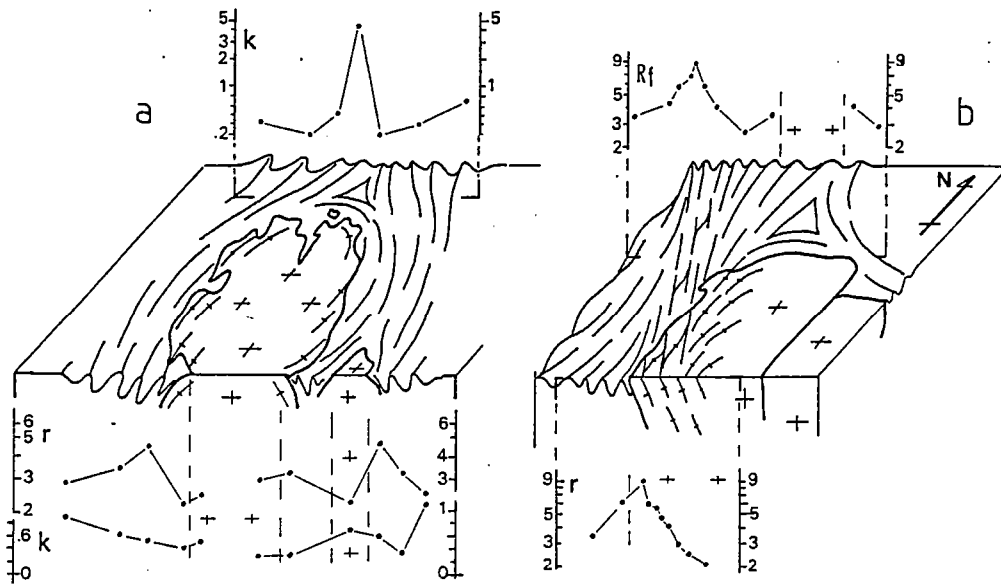


Fig. 11 : Example of finite strain profiles across shallow crustal syntectonic plutons and their aureoles. a, $r = (\lambda_1/\lambda_2 + \lambda_2/\lambda_3 - 1)$ profile shows a strain increase towards pluton boundaries and low strain intensities in the core of plutons and in peripheral hornfels (a) ; k profiles indicate dominant oblate strain ellipsoid (AB section) evolving to prolate ellipsoid in schistosity triple points (CD section), (central Jebilet granodiorite). b, highest strain intensities (r and R_f profiles) are measured across pluton margins deformed by regional shear zones (E Jebilet granodiorite).

Where plutons emplaced along a regional shear zone as in the Jebilet massif, the strain intensity near pluton boundaries still increases (Fig. 10). F_2 folds are strongly sheared in the S_{1-2} composite foliation. F_2 fold axes curve in the shearing plane and rotate towards the stretching direction giving rise

CARACTERISTIQUES STRUCTURALES DES GRANITES EPIZONAUX

to a great variation in plunge. In the highest sheared zone F_2 fold limbs are destroyed and only F_2 fold hinges are preserved (Fig. 9 b ; Fig. 10). The S_{1-2} foliation is deformed by F_3 conjugate kink folds (BERTHE & BRUN, 1980), symmetrically disposed about the stretching direction and consistent with the sinistral sense of shear (Fig. 10). A third cleavage develops locally. It consists of S_3 shear bands indicating extension parallel to S_{1-2} in a non coaxial regime (PLATT & VISSERS, 1980).

This microstructural evolution leading to local refolding and complex lineation patterns is related to a same progressive, rather than polyphase, deformation (LAGARDE & CHOUKROUNE, 1982).

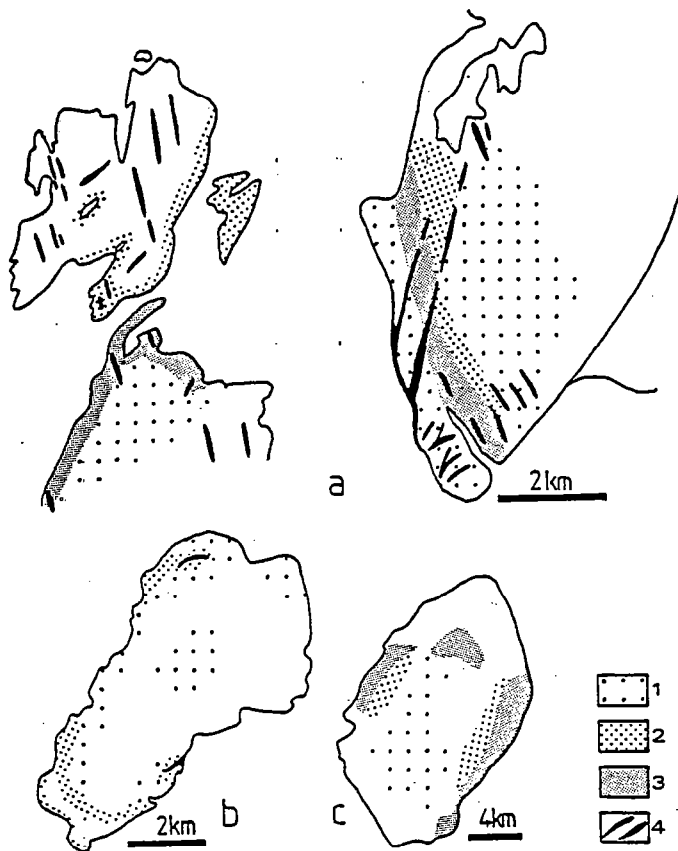


Fig. 12 : Evolution of internal microtextures with increasing strain towards outer parts of plutons. a, central and eastern Jebilet granodiorites ; b, Oulmes monzogranite ; c, Zaer monzogranite. 1, weakly deformed zones with discrete S schistosity ; 2, C-S protomylonites with dominant S surfaces ; 3, C-S mylonites with dominant C surfaces ; 4, ultramylonites. In Jebilet granodiorites, syn cooling ultramylonites cut across peripheral C-S orthogneisses and display geometric and kinematic compatibilities with the regional shortening.

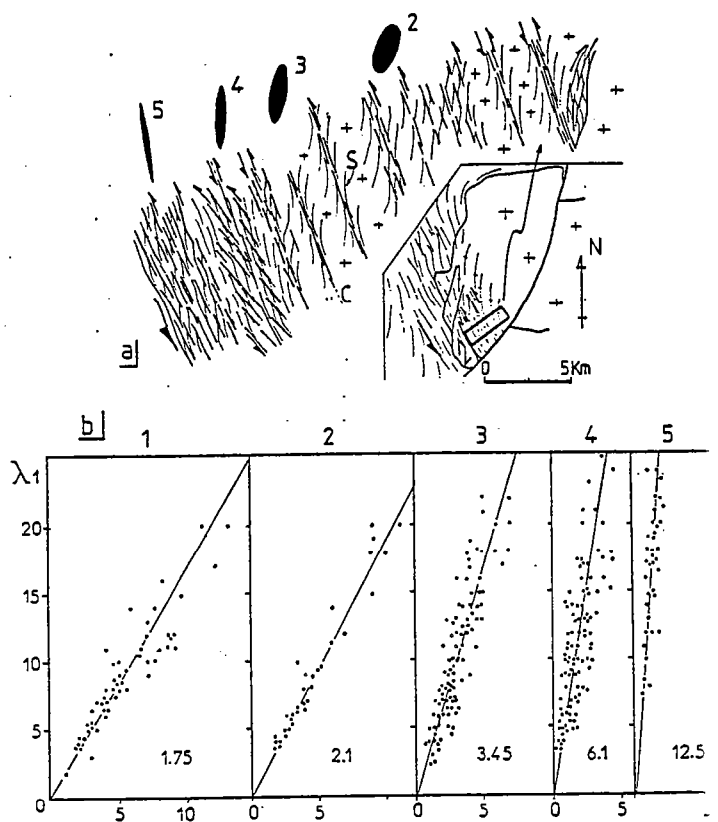


Fig. 13 : Evolution of mesoscopic structures within the strongly sheared Jebilet granodiorite. Increasing strain is marked by the transition from originally non foliated granite to C-S mylonites indicating sinistral sense shear (a) and by finite strain measurements made on elliptical deformed xenoliths (b).

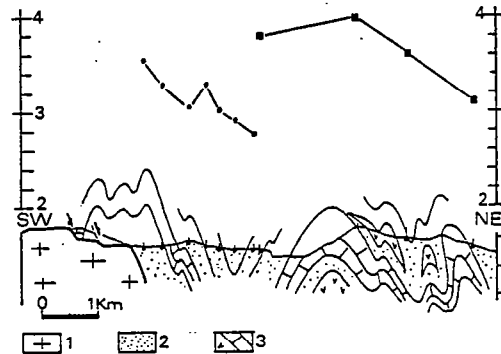
(3) The influence of pluton emplacement on strain intensity patterns may be estimated by finite strain measurements made on elliptical deformed objects. Within country-rocks measurements are made on pseudomorphs after cordierite (Fig. 9c) and reduction spots (CHEMSSEDOHA, 1986 ; LE CORRE & SAQUAQUE, 1987 ; AIT AYAD, 1987). Within plutonic rocks, finite strain measurements are made on xenoliths and on dark aggregates of quartz-tourmaline showing a low

ductility contrast with host granitic rocks (Fig. 10d). Samples are cut parallel to the principal planes of the strain ellipsoid and computations, for elliptical markers, are done following the R_F/ϕ method (RAMSAY, 1967 ; DUNNET, 1969 ; DUNNET & SIDDANS, 1977). The estimation of strain intensity is obtained from r parameter computation ($r = \lambda_1/\lambda_2 + \lambda_2/\lambda_3 - 1$) (WATTERSON, 1968). The preferred orientation of micas, measured by X-Ray texture goniometry, is quantified by a fabric intensity index R_F (LE CORRE, 1978) which shows the same variations than the r parameter, (Fig. 11).

Strain intensity patterns present the following characteristics :

- Within plutons, strain is generally low but increases towards pluton margins. A good assessment of this strain increase is also given by the microtextural evolution from non foliated granites to protomylonites, C-S mylonites and ultramylonites. This evolution emphasizes that strains concentrate in the outer parts of plutons (Fig. 12) but the rather low values of strain measured in these zones (LE CORRE & SAQUAQUE, 1987) (Fig 11), are incompatible with a strong lateral expansion of plutons. Ultramylonites are well developed in Central and Eastern Jebilet plutons (Fig. 12 a). They cut across peripheral C-S mylonites and display an asymmetric pattern discussed latter.
- Within country rocks, strain intensity profiles are characterized by a progressive increase towards pluton boundaries (Fig. 11a). This strain increase is consistent with the observed microstructural evolution and the aureole folds tightening. Low strain intensities are measured in well developed hornfells.
- Highest strain intensities are measured near pluton margins which are strongly sheared along regional transcurrent shear zones as exemplified by the sharp drop of strain towards the Marrakech shear zone (LAGARDE & CHOUKROUNE, 1982) (Fig. 13). Lower strain intensities are measured in the envelopes of the discordant intrusions (Fig. 14).

Fig.14 : State of strain around a late tectonic pluton (Azegour monzogranite). Pretectonic markers as reduction spots (black squares) record the bulk strain whereas strain markers introduced during pluton emplacement as contact metamorphism spots (dots) record strain accumulated since pluton emplacement. The difference of strain state between reduction spots and metamorphic spots is related to the delay of pluton emplacement with respect to the beginning of the regional deformation. 1, Azegour monzogranite ; 2, cambrian pelites ; 3, cambrian carbonates and mafic rocks. (see Fig. 16 for cross-section location).



Strain intensity patterns allow us to estimate the relative timing of intrusion and deformation. When pluton emplacement occurs after the beginning of the regional deformation, pre-tectonic markers as reduction spots record the bulk strain of country rocks whereas pluton related markers as metamorphic spots only record strain increments since pluton emplacement. So strain profiles using strain markers introduced during pluton emplacement (contact metamorphism spots) will indicate lower intensities than strain profiles using pre-tectonic markers. Comparison of strain profiles around the Azegour alkaline intrusion (8, Fig. 2) exemplify this delay of pluton emplacement in comparison with the beginning of the regional deformation. It emphasizes the late tectonic emplacement of the discordant alkaline intrusions of Morocco, (Fig. 14).

CHANGES IN ORIENTATION AND SHAPE OF THE STRAIN ELLIPSOID :

Syntectonic emplacement of plutons is associated with changes in orientation and shape of the strain ellipsoid.

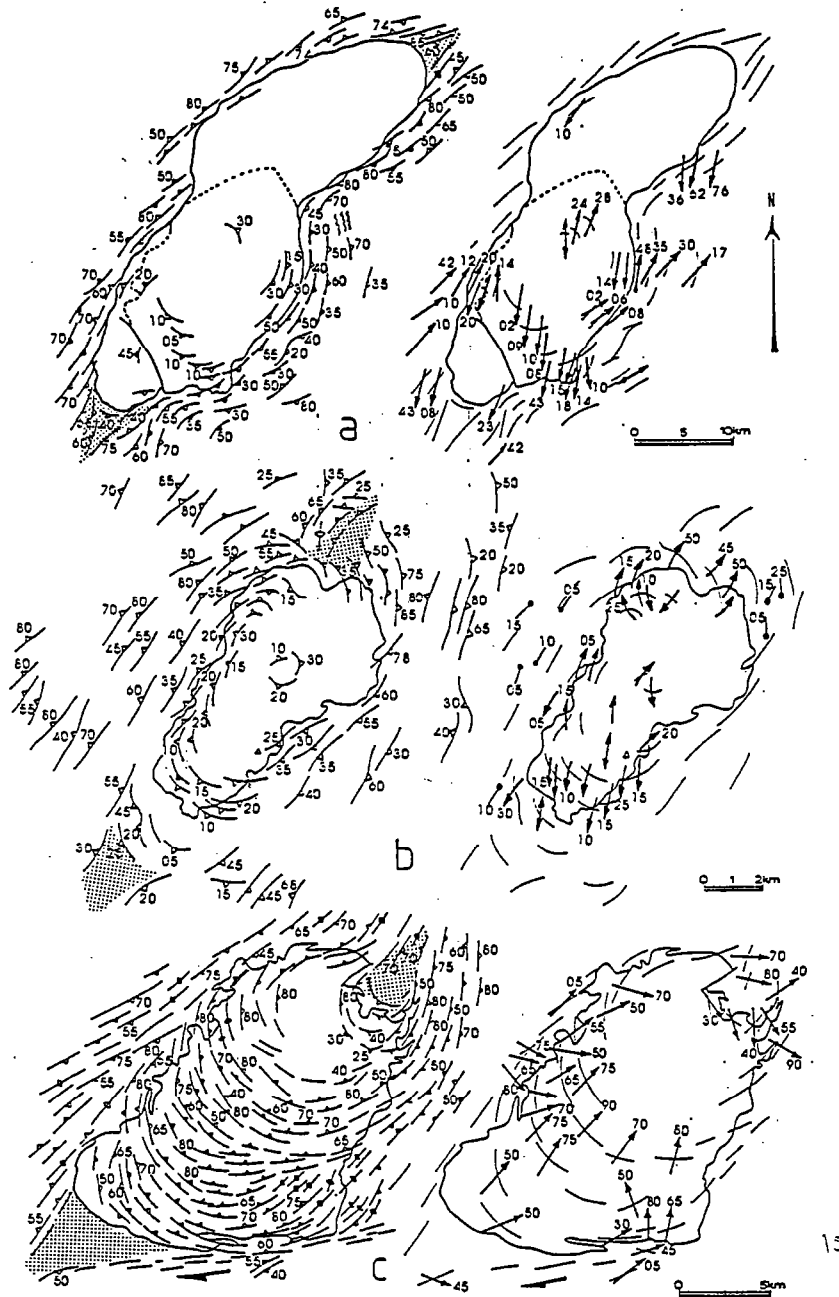


Fig. 15 : Example of foliation and stretching lineation maps in and around syntectonic plutons, (a, Zaer ; b, Oulmes ; c, Tichka).

Foliations are characterized by (i) a dominant NE-SW orientation correlable with the NW-SE regional shortening, (ii) a geometrical continuity between aureole and pluton foliations leading to elliptical trend lines, (iii) foliation triple points (dots) at the extremities of pluton ellipses, (iv) helicoidal trend compatible with transcurrent motion (b, Oulmes), (v) eccentric trends related to an asymmetric shape (c, Tichka).

At the top of plutons stretching lineation display rectilinear trends parallel to the regional stretching (a,b). Below the equatorial plane of plutons stretching lineations become down dip and display radial patterns (c).

CARACTERISTIQUES STRUCTURALES DES GRANITES EPIZONAUX

- (1) Patterns of finite strain trajectories (flattening plane and λ_1 orientations) reflect the synchronism between aureole structures and regional structures :
- Where foliation is lacking outside the thermally softened areas, the boundaries of the aureoles show a foliation oriented NE-SW, conformable to the regional strain field (Fig. 15 a,b).
 - Where present, the regional foliation shows a geometrical continuity with the aureole foliation and there is no geometric incompatibilities between regional structures and structures of the aureole (Fig. 15c ; Fig. 16a).
 - Most stretching lineations of the aureoles present rectilinear patterns oriented in the direction of pluton long axes and of regional stretching. The only observed curvatures of the lineation trends are related to local transcurrent shear zones as around Jebilet granodiorites (Fig. 16a).
- Perturbations of the regional strain field, related to pluton emplacement, can be detected on the maps of finite strain trajectories :
- In the innermost parts of the aureoles, structures are conformable to pluton boundaries. Fold axes and foliations tend to become parallel or slightly oblique to the contact of the pluton. They form curved or elliptical trend lines contrasting with the rectilinear trends observed further out (Fig. 15).

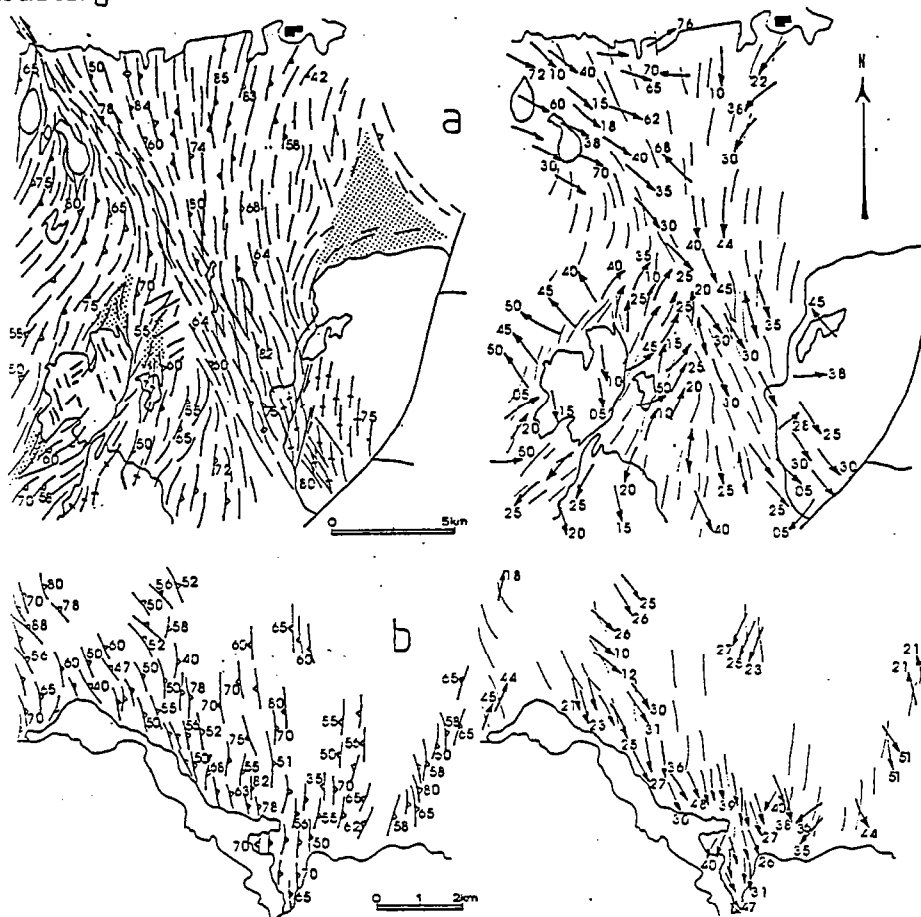


Fig. 16 : a, Strain perturbations related to pluton emplacement along a regional shear zone (Jebilet granodiorites), (dots, foliation triple points). Virgation of foliation in both country-rocks and pluton and curvature of stretching lineations are consistent with a $KFV-SSE$ sinistral motion. b, finite strain trajectories around a late tectonic intrusion (Azegour monzogranite). Granitic intrusion cuts across the regional foliation but the stretching direction near granite, indicated by elongated contact metamorphism spots, is conformable to the regional stretching.

CARACTERISTIQUES STRUCTURALES DES GRANITES EPIZONAUX

- Trends of pluton foliations are generally continuous with those of the aureole (Fig. 15 ; Fig. 16). This suggests a rather low ductility contrast between the pluton and the inner aureole. Internal helicoidal foliations show a regular sense of obliquity with respect to pluton boundaries (Fig. 15b).
- Foliation triple points (BRUN & PONS, 1981 ; BRUN, 1983 ; BATEMAN, 1984), develop at the extremities of NE-SW elongate plutons. They correspond to weakly deformed triangular zones where a foliation parallel to pluton interface initiate at a high angle to the NE-SW regional foliation. In these zones both foliations are, in turn, locally shortened and crenulated bearing out their synchronism. Foliation triple points are generally related to the interference between pluton ballooning and regional shortening (BRUN & PONS, 1981, BRUN, 1983). However the occurrence of such configuration of foliation around shallow crustal plutons emplaced without conspicuous lateral expansion (Fig. 11 a) would indicate that foliation triple points can develop without significant pluton ballooning.
- Above the equatorial plane and at the top of plutons, internal stretching lineations do not follow the foliation curvature. They are are slightly plunging and strike NE-SW parallel to pluton long axes (Fig. 15 a,b). Below the equatorial plane of plutons, stretching lineations become down dip and display radial patterns (Fig. 15 c).

(2) Strain ellipsoid shapes are described by the K parameter ($K = (\lambda_1/\lambda_2 - 1)/(\lambda_2/\lambda_3 - 1)$), (FLINN, 1962). Around moroccan plutons K values range from 0.1 to 8.7 suggesting significant changes in strain ellipsoid shapes :

- In country rocks K value progressively decreases towards plutons indicating a progressive increase of flattening ($0.1 < K < 1$). Deformed pluton margins display also oblate strain ellipsoids (Fig. 11a ; Fig. 17a). This progressive flattening is consistent with microtectonic observations as chocolat-tablet boudinage of competent layers, microscopic observations as conspicuous pressure shadows in (λ_2, λ_3) sections and by the strong planar fabrics of micas measured by X Ray-texture goniometry (CHEMSEDDOHA, 1986).

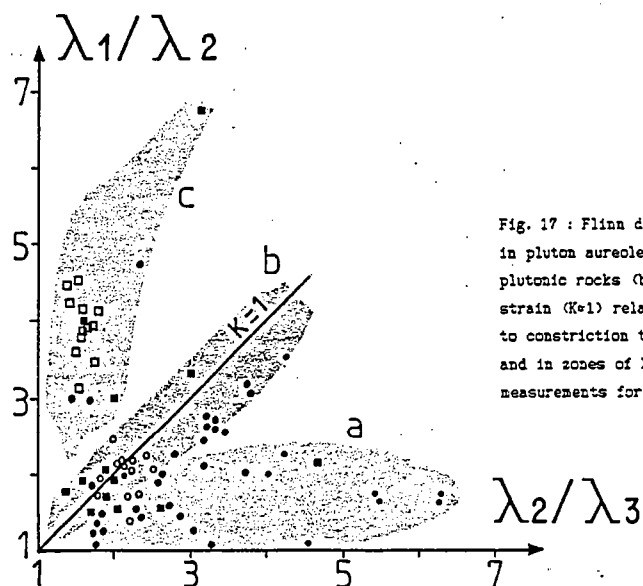


Fig. 17 : Flinn diagram showing (a) a dominant flattening type strain ($K < 1$) in pluton aureoles, (black circles, Jebilet and open circles, Azegour) and plutonic rocks (black squares, Jebilet), (b) a slight trend towards plane strain ($K=1$) related to measurements made along shear zones, (c) an evolution to constriction type strain ($K > 1$) in schistosity triple points (Jebilet) and in zones of high shear strain, (open squares, Rehanna). (25 to 150 strain measurements for one symbol).

- At the extremities of plutons, K-value increases towards the schistosity triple points. A constriction type strain ($1 < K < 5$) develops in these zones (Fig. 11a ; Fig. 17c). The change in strain ellipsoid shape is accompanied by a change of fabric from S>L tectonites to L>S tectonites.

A strong flattening strain around plutons evolving to constrictional strain in foliation triple points, as described here, is consistent with the evolution of strain fields predicted by mathematical models of interference between regional simple shear and pluton ballooning (BRUN & PONS, 1981). Nevertheless deformation history around a rising diapir modeled by creeping flow past a rigid sphere (CRUDEN, 1988) clearly demonstrates that the occurrence of flattening type strain around an intrusive body do not imply that intrusion involves ballooning.

- Plane strain ellipsoids are measured within shear zones. Where shear strain increases, finite strain measurements indicate an evolution from plane strain to prolate finite strain ellipsoid, (LAGARDE & MICHARD, 1986), (Fig. 17b,c). These variations of finite strain field reflect once more the control of plutons and adjacent shear zones on the evolution of late carboniferous deformation in morocco.

SYNTECTONIC CONTACT METAMORPHISM :

The occurrence of syntectonic contact metamorphism is a discriminant characteristic which provides good evidence of pluton emplacement during a regional tectonic event (PITCHER & BERGER, 1972 ; MENEILLY, 1982 ; BATEMAN, 1985). In the meseta belt the heating of the aureoles by heat loss from the magma (HARRISON & CLARKE, 1977 ; SPERA, 1980 ; KNAPP & NORTON, 1981), give rise to a contact metamorphism showing the following characteristics:

(1) Contact metamorphism is concentrated in aureoles of few kilometers width, centered on granitic intrusions (Fig. 8a). Metamorphism in the aureoles contrasts strongly with the anchizonal to upper epizonal country rocks metamorphism where highest grade areas show quartz, muscovite, chlorite assemblages (HUVELIN, 1977 ; PIQUE, 1982).

(2) Contact metamorphism assemblages consist of Bi, And, cord \pm Sill. This assemblage indicate HT-BP metamorphism with estimated PT conditions of 2.5 Kb and about 600° (GIULIANI, 1982).

(3) Metamorphic zonations, from outermost to innermost parts of the aureoles consist in three main zones : muscovite-chlorite zone, biotite zone, andalousite-cordierite zone (\pm garnet, sillimanite), (Fig. 8a). In these assemblages cordierite is often pseudomorphosed and forms millimetric to centrimetric spots of micas and quartz.

(4) Contact metamorphism porphyroblasts show a syntectonic growth with respect to the foliation. Andalousite exhibits rotated inclusion trails (Fig. 9e). A post tectonic growth of contact porphyroblasts as biotite and andalousite may be locally observed. It indicates that the thermal relaxation outwear the country rocks deformation.

(5) When plutons emplaced along a regional shear zone, the rotation of contact porphyroblasts is consistent with the regional sense of shear.

ORTHOGENEISSIFICATION PROCESSES :

Orthogneissification processes have been analysed in order to describe two basic features, each one being diagnostic of a syntectonic emplacement. The first feature is the occurrence of HT microstructures indicating that deformations have occurred during the early stage of pluton emplacement. The second feature is the occurrence of microstructural variations recording the

decrease in T^* accompanying pluton cooling (GAPAIS, 1987). These two criteria can be observed in the late carboniferous plutons of Morocco.

(1) HT microstructures are mainly preserved when pluton intrusion has interfered with a weak regional deformation as in the Oulmes and Zaer monzogranites. There, intrusive effects predominate over regional effects. Country-rock foliation disappears away from plutons and the dip of this foliation is mainly controlled by the dip of pluton interface. HT orthogneisses are located near pluton-country rocks interfaces. They display homogeneous penetrative foliations (Fig. 18a) and shear bands are unusual (AIT OMAR, 1986).

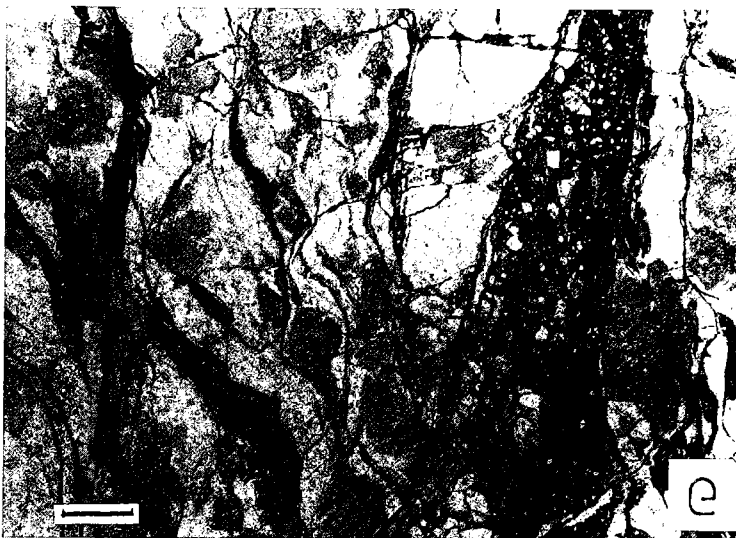
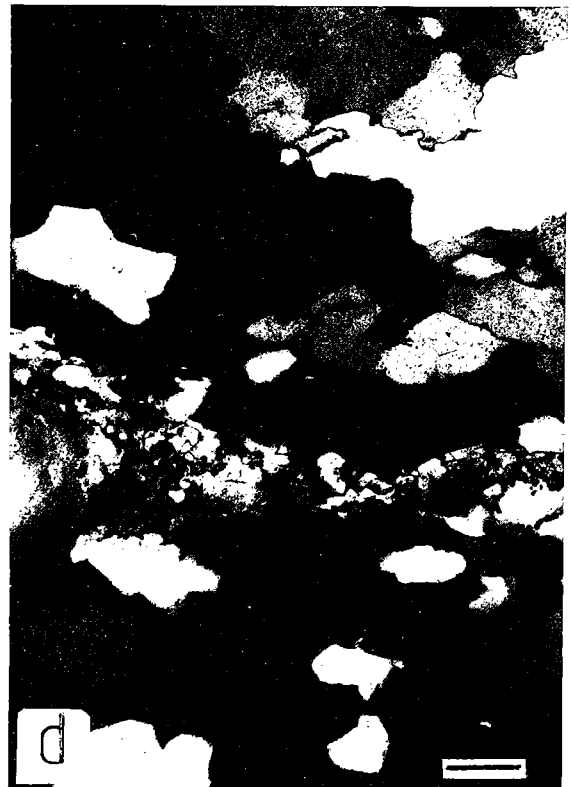
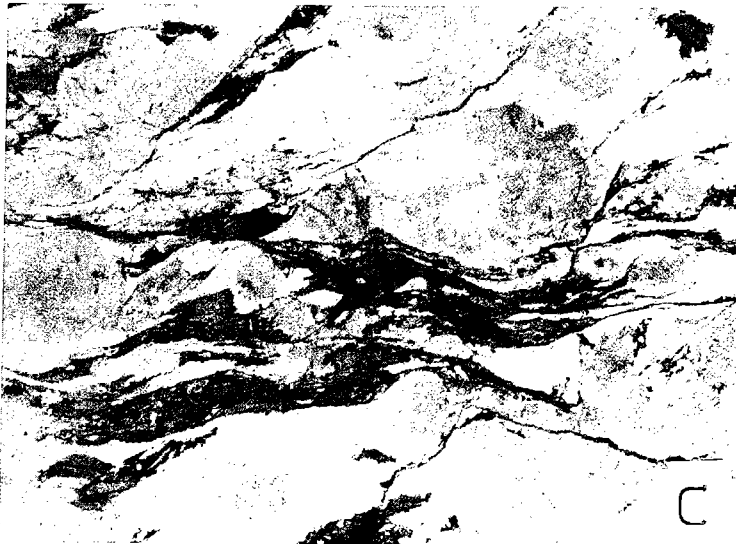
At the microscale, orthogneisses are made of a homogeneous matrix including small quartz and feldspars grains with no clear shape fabric (Fig. 18b). The crystallographic orientation of quartz grains is very slight suggesting a syntectonic progressive reorientation and misorientation of subgrains (POIRIER & NICOLAS, 1975 ; SIMPSON, 1983). Such a fabric is consistent with high crystallisation rate during the high temperature history of syntectonic pluton emplacement (GAPAIS, 1987).

(2) When pluton intrusion interferes with an intense regional deformation, microstructural variations record the decrease in temperature associated to pluton cooling. In such an interference, regional deformation effects predominate as in the eastern Jebilet granodiorite which is strongly sheared along a regional transcurrent SSE shear zone. From East to West, towards the shear zone, increasing strain is marked by the transition from an originally non foliated granite to typical C-S mylonites (BERTHE & al., 1979), indicating the sinistral sense of shear (LAGARDE & CHOUKROUNE, 1982), (Fig. 13). Microstructural changes that occur during this progressive orthogneissification may be summarized as follows :

- The first structures developed near the sheared margin are C-S structures defined by the association of a weak schistosity (S surfaces) and a of small scale ductile shear bands (C surfaces). Shear bands initiate within the matrix between feldspars. They consist in small aggregates of quartz, feldspars and biotites concentrated along imperfectly defined planes (Fig. 18d).
- Increasing strain, indicated by finite strain measurements (Fig. 11b), is marked by propagation and amplification of shear bands (Fig. 18c) during unstable solid state flow (BERTHE & al., 1979 ; GAPAIS & WHITE, 1982). Quartz, feldspars and micas exhibit internal deformation, grain size reduction and recrystallisation within shear bands. Quartz grains exhibit some lobate shapes showing that grain boundary migration processes are still active (GAPAIS & BARBARIN, 1986). Quartz fabric are characterized by the development of $\langle a \rangle$ axes concentration close to λ_1 and by $\langle c \rangle$ axes distributed within asymmetric crossed-girdles with a maximum close to λ_2 (Fig. 19). The fabric asymmetry is consistent with the sense of shear indicated by shear bands (GAPAIS, 1979 ; LISTER & WILLIAMS, 1979 ; BOUCHEZ & PECHER, 1981).

Fig. 18 : Orthogneissification processes. a, HT orthogneiss with homogeneous penetrative foliation (Oulmes monzogranite). b, Photomicrograph of a homogeneously foliated granite (Oulmes monzogranite), (scale bar : 300 μ m). The typical fine grained quartz-feldspars matrix, with no clear shape and crystallographic fabrics, is consistent with a high crystallisation rate during HT history of pluton deformation. c, C-S orthogneiss characterizing a heterogeneous solid state deformation (Jebilet granodiorite). d, Initiation of C surfaces within a C-S orthogneiss (Jebilet granodiorite), (scale bar : 300 μ m). C surface is composed of fine grained quartz-feldspar + mica aggregates concentrated along an imperfectly defined plane (arrowed). Note that adjacent quartz grains display characteristic lobate shapes (arrowed) which reveal extensive grain boundary migration. e, Cataclasites developed along discrete synthetic shear planes and characterizing brittle shallow-crustal conditions (C-S orthogneiss, Jebilet), (scale bar : 2mm).

CARACTERISTIQUES STRUCTURALES DES GRANITES EPIZONAUX



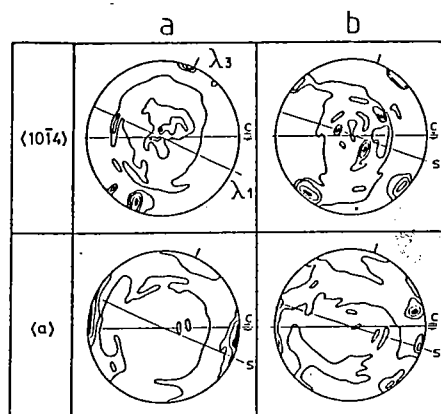


Fig. 19 : Quartz fabric (⟨a⟩ axes and 1014 pole figures) within C-S orthogneiss (Jebilet granodiorite) (after CHEMSEDDOHA, 1987). Increasing shear strain (from a to b) is marked by the progressive concentration of ⟨a⟩ axis close to λ_1 and by the distribution of c axis in asymmetric crossed-girdles. (1014 pole figures, contours : 1, 2, 3, 4 = uniform distribution. ⟨a⟩ axis, contours : 1, 2, 2.5, 3 = u.d.).

Comparable fabric have been described by GAPAIS & BARBARIN (1986). They developed at relatively low temperature by dominant ⟨a⟩ slip and rotation recrystallisation deformation mechanism. The evidence of quartz grain boundary migration tend however to range temperature of this orthogneissification process around the migration-rotation recrystallisation transition ($\approx 550^\circ$), (GAPAIS, 1987).

- Further decrease in pluton temperature is accompanied by the development of cataclasites. In these cataclasites, granite minerals are crushed along discrete synthetic shear planes, inclined at 20 to 30° from the C planes (Fig. 18e). At the mesoscopic scale, cataclasites consist in inframillimetric granite fragments lying in a moderately foliated dark gouge. At the microscopic scale the orthogneiss-cataclasite interface is marked by opaque minerals and micas. Near this boundary, millimetric clusters of feldspars, biotites and polycrystalline quartz grains are dragged out in the shearing plane. They experienced immediatly a strong grain size reduction concomittant with an alteration of feldspars and biotites. At the final stage cataclasites exhibit quartz and plagioclase angular fragments in a matrix of very fine grained quartz, plagioclase and altered feldspars. Cataclasites are then cross cutted by tension gashes with quartz crystallisations showing undulose extinctions. This cataclastic process characterizes brittle shallow-crustal conditions (SIBSON, 1977). The observed microstructural evolution implies that quartz is stronger than weakened feldspars and would indicate a low temperature of deformation ($\ll 350^\circ$) (TULLIS & YUND, 1977, 1987 ; EVANS, 1988).

Observations above emphasize that the eastern Jebilet granodiorites have emplaced and cooled during regional shearing. Synshearing microstructures recording the syntectonic cooling range from intermediate temperature shear bands ($\approx 550-600^\circ$) to low temperature cataclastic shear planes ($\ll 350^\circ$) formed at the end of the thermal reequilibration of plutons:

RELATIVE EFFECTS OF INTRUSION AND REGIONAL DEFORMATION.

In areas of pluton emplacement, intrusive effects involve (i) shouldering aside of country rocks and peripheral folding, (ii) uplift of the roof and related normal sense of shear along the outward dipping pluton interface, (iii) reverse sense of shear along the inward dipping interface, below the equatorial plane of plutons. Intrusive effects are prominent where pluton final emplacement involves ballooning (PITCHER & BERGER, 1972 ; LEDRU & BRUN, 1977 ; HOLDER, 1979 ; SANDERSON & MENEILLY, 1981 ; BRUN & PONS, 1981 ; MENEILLY, 1982). Pluton ballooning occurs when the magma ascent is stopped either by a

competent layer or by viscosity increase during granite cooling. The tail end continue to rise inducing a vertical shortening and a lateral expanding of the intrusion. Ballooning concerns mainly mesozonal diapirs (PITCHER & BERGER, 1972 ; HOLDER, 1979) emplaced as tailed bubbles (BRUN & PONS, 1981). At shallow crustal levels a most convenient process of intrusion is the assemblage of plutons, in situ, by successive magma pulses (PITCHER, 1979 ; BUSSEL & PITCHER, 1985). Little evidences of pluton expansion can be found. They are related to multipulses filling leading to an incremental increase of pluton diameter.

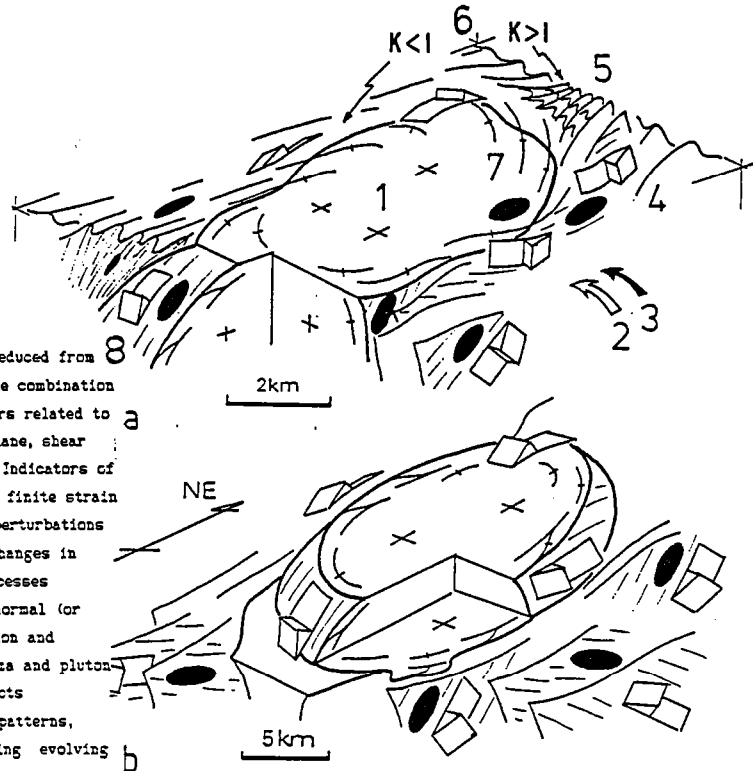


Fig. 20 : Relative effects of intrusion and regional deformation deduced from strain patterns and shear criteria. a, Within the Oulmes pluton the combination of intrusive effects (peripheral orthogneissification, normal shears related to pluton ascent) and regional effects (patterns of the flattening plane, shear criteria) attest of regional wrenching during pluton emplacement. Indicators of syntectonic emplacement : 1, orientation and shape of plutons ; 2, finite strain gradients ; 3, increase of syntectonic contact metamorphism ; 4, perturbations of finite strain trajectories ; 5, schistosity triple points ; 6, changes in shape of the finite strain ellipsoid ; 7, orthogneissification processes recording the decrease of temperature during pluton cooling ; 8, normal (or reverse) senses of shear indicating that country-rocks deformation and orthogneissification are contemporary with upwards rising of magma and pluton final emplacement. b, Within the Zaer monzogranite, intrusive effects predominate (peripheral flat lying orthogneisses with concentric patterns, normal senses of shear). They indicate a southwards normal shearing evolving to dextral thrust-wrenching in adjacent country rocks.

Relative effects of intrusion and regional deformation control the kinematic of pluton emplacement. They provide good indications on the tectonic environment during final emplacement of plutons. Kinematic is deduced from analysis of strain patterns and shear criteria (BERTHE & al. 1979 ; SIMPSON & SCHMID, 1983 ; BURG, 1987 ; BLUMENFELD & BOUCHEZ, 1988).

Relative effects of intrusion and regional deformation on strain patterns can be summarized as follows :

- Within the eastern Jebilet granodiorite, intrusive effects are not clearly registered. The western margin is deformed along the Marrakech shear zone and strain patterns are mainly controlled by the regional wrenching (Fig. 13).
- Within the central Jebilet granodiorite, weak intrusive effects can be detected. They consist in peripheral orthogneissification and normal shears related to pluton ascent (LE CORRE & SAQUAQUE, 1987). Nevertheless structures related to intrusive effects are overprinted by asymmetric conjugate shear zones with NNW-SSE sinistral and ENE-WSW dextral displacements, (Fig. 12). These shear zones emphasize the occurrence of regional deformation effects combined with intrusive effects. Shear zones initiate during pluton cooling (LE

CARACTERISTIQUES STRUCTURALES DES GRANITES EPIZONAUX

CORRE & SAQUAQUE, 1987 ; LAGARDE, 1987) but they show geometric and kinematic compatibilities with a NW-SE shortening. Moreover their asymmetric pattern (CHOUKROUNE & al., 1987) is consistent with the sinistral wrenching described in adjacent country-rocks (LAGARDE & CHOUKROUNE, 1982).

- The same interference combining regional effects and intrusive effects can be observed within the Oulmes pluton (AIT OMAR, 1985, 1986). In this pluton regional effects influence strain trajectories (Fig. 15b) and the internal helicitic pattern of the flattening plane combined with shear criteria attest of a regional wrenching during pluton emplacement, (Fig. 20a) (AIT OMAR, 1986 ; DIOT & al., 1987). Intrusive effects lead to orthogneisses concentrated in the outer parts of the pluton (Fig. 12b). Nevertheless Oulmes orthogneisses only record HT microstructures (AIT OMAR, 1986). The lack of microstructures registering medium to low temperature deformations indicates that intrusive effects quickly vanished, at the beginning of pluton cooling.

- Where intrusive effects predominate geometry and kinematic of internal deformation are mainly controlled by the shape and the motion of the rising pluton. In the lower parts of the Tichka pluton (4, Fig. 4 ; Fig. 7b), concentric and inward-dipping orthogneisses, down-dip stretching lineations and reverse senses of shear indicate upward rising of the magma. Within the slightly eroded Zaer monzogranite (5, Fig. 4), peripheral flat lying orthogneisses with concentric patterns and predominant normal shears are consistent with a southwards spreading of the pluton. In both cases intrusive effects progressively decrease in adjacent country-rocks. In the Tichka pluton, upwards rising evolves to dextral wrenching along the tizi n' Test fault (PETIT, 1976 ; LAGARDE & RODDAZ, 1983). In the Zaer pluton, southwards normal shearing evolves to dextral thrust-wrenching, (Fig. 20b).

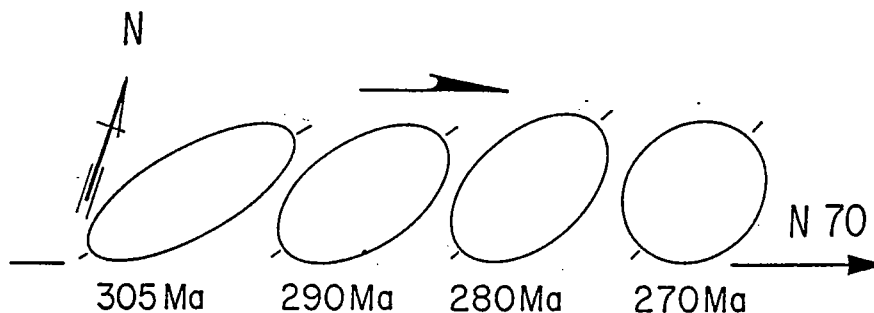


Fig. 21 : Progressive deformation of the moroccan meseta registered by syntectonic plutons. Each pluton records a short increment of regional strain. Therefore the evolution of plutons ellipticity and orientation with time reflect the evolution of the incremental strain ellipse and indicate a decreasing ENE dextral shear strain.

CONCLUSION

1) Late carboniferous plutons of morocco emplaced at shallow crustal levels, during the Hercynian and late Hercynian deformation (330 to 270 Ma). They are probably related to a partial melting of the lower crust and upper mantle (VOGEL & al., 1976 ; MAHMOOD & BENNANI, 1984 ; MRINI, 1985). This process generates hot and dry crustal derived and mantle derived melts, able to

CARACTERISTIQUES STRUCTURALES DES GRANITES EPIZONAUX

intrude low pressure regions of the upper crust (CANN, 1970), where they constitute I type, mixed I-S type and S type granitic plutons. Granites emplaced as diapiric tailed bubbles (Tichka type), as incrementally in situ assembled plutons (E Jebilet type) or as discordant cauldrons (Rehamna type).

2) Late carboniferous granitic plutons of Morocco allow to define various indicators of syntectonic emplacement at shallow crustal levels, (Fig. 20a) :

- Plutons are distributed along ridges parallel to reactivated preexisting faults and ductile deformation is mainly located in the thermally softened area surrounding plutons. These two features suggest that deep proterozoic faults focus melts at depth and localize both plutons and regional deformation within higher crustal levels.

- Plutons have in general elliptical shapes with locally asymmetrical tear-drop shapes along ductile shear zones. Pluton shape (ellipticity) and pluton orientation vary consistently according to emplacement timing during regional shearing.

- A syntectonic BP-HT contact metamorphism is observed in the aureoles. Metamorphic assemblages indicate temperature increase towards plutons. Post tectonic crystallisations are related to thermal relaxation after intrusion.

- The microstructural evolution around syntectonic plutons is characterized by the tightening of aureole folds and by the progressive development of superimposed small-scale structures along finite strain gradients. The weak and monophasic regional deformation observed away from plutons becomes progressively polyphasic near pluton boundaries.

- Perturbations of the regional strain field are related to pluton emplacement:
 - (i) Deformation is strongly heterogeneous. Finite strain gradients are detected within both country rocks and plutonic rocks. The increase in finite strain towards plutons accompanies progressive development of superimposed microstructures. Highest strain intensities are measured where shear zones bound plutons.

- (ii) Finite strain trajectories exhibit perturbations of the regional strain field around plutons (virgations of the regional flattening plane, development of structures conformable or slightly oblique to pluton boundaries, schistosity triple points). Internal structures and regional structures are contemporaneous and continuous.

- (iii) The strain ellipsoid evolves from dominant flattening types inside and outside plutons, to prolate types in the schistosity triple points. Plane strain evolving to prolate strain ellipsoids are measured in shear zones.

- Orthogneissification processes record changes in deformation mechanisms and microstructural variations related to the decrease of temperature during the thermal reequilibration between pluton and country rocks. Their analysis is critical in terms of deformation history during pluton cooling.

- Strain patterns and kinematics of plutons deformation reflect the influence of both pluton intrusion and regional deformation.

3) These data point out the outstanding contribution of syntectonic plutons in the record of geometry, intensity and kinematics of the regional deformation :

- Geometry of the regional strain field is indicated by pluton orientations, and related strain trajectories. It is characterized, in the meseta belt, by a NW-SE shortening direction (λ_3) and by an horizontal NE-SW stretching direction (λ_1).

- Variations in strain intensity are indicated by pluton shapes (evolution with time of the ellipticity ratio) and by the obliquity of pluton long axes with respect to the regional shear plane. Syncooling deformation of plutons only

records short increments of the regional strain, (short lived pluton cooling < 10⁵ years, SPERA, 1980). The evolution of plutons ellipticity and orientation will thus reflect the evolution of the incremental strain ellipse. In the moroccan meseta this evolution indicates a progressive decrease in strain intensity (decrease of ellipticity ratio and increase of pluton obliquity), (Fig. 21), suggesting that the hercynian shortening decreases between 320 and 280 Ma, and then vanishes during the late tectonic emplacement of discordant alkaline granites.

- Syntectonic plutons are reliable kinematic indicators. In the meseta belt they record extensive strike-slip motion related to ductile wrenching along preexisting crustal fractures. Wrench faults occur in two sets with SSE sinistral and predominant ENE dextral displacements. They display an asymmetric pattern (Fig.2) suggesting a non coaxial strain regime (CHOUKROUNE & al., 1987) related to crustal scale ENE dextral shearing between Africa and W Europe (MATTAUER & al. 1972 ; MATTE, 1986 ; LAGARDE, 1987).

Thereby syntectonic plutons can be used as regional strain markers, particularly in shallow crustal levels where other strain markers generally lack.

REFERENCES

- AIT AYAD, N., 1987. Modalités de mise en place du granite hercynien d'Azegour (Haut-Atlas Occidental, Maroc). Thèse 3^{ème} cycle, Univ, Marrakech, 148 p.
- AIT OMAR, S., 1985. Le pluton granitique hercynien d'Oulmès (MAROC Central) : schémas de déformation finie et cinématique de mise en place. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 301, II, n°18, 1299-1302.
- AIT OMAR, S., 1986. Modalités de mise en place d'un pluton granitique et ses relations avec la déformation régionale : l'exemple du granite hercynien d'Oulmès (Maroc Central). Thèse Univ. Rennes I, 224 p.
- BATEMAN, R., 1984. On the role of diapirism in the segregation, ascent and final emplacement of granitoid magmas. *Tectonophysics*, 110, 211-231.
- BATEMAN, R., 1985. Aureole deformation by flattening around a diapir during in situ ballooning. The Cannibal creek granite. *J. Geol.*, 93, 293-310.
- BERNARDIN, C., 1988. Interpretation gravimétrique et structure profonde de la meseta marocaine et de sa marge atlantique. *Travaux des laboratoires des Sciences de la Terre Marseille, Série B*, 29, 134 p.
- BERTHE, D. & BRUN, J.P., 1980. Evolution of folds during progressive shear in the south Armorican shear zone, France. *J. Struct. Geol.*, 2, 127-133.
- BERTHE, D., CHOUKROUNE, P. & JEGOUZO, P., 1979. Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granite : the example of the South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.*, 1, 31-42.
- BLUMENFELD, P. & BOUCHEZ, J.L., 1988. Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid state. *J. Struct. Geol.*, 10, 361-372.
- BONIN, B., 1982. Les granites des complexes annulaires. *Manuels et Méthodes* 4, Ed. B.R.G.M., 183 p.
- BOUCHEZ, J.L. & PECHER, A., 1981. The Himalayan Main Central Thrust pile and its quartz-rich tectonites in Central Nepal. *Tectonophysics*, 78, 23-50.
- BRUN, J.P., 1983. Isotropic points and lines in strain fields. *J. Struct. Geol.*, 5, 321-327.
- BRUN, J.P. & COBBOLD, P.R., 1980. Strain heating in continental shear zones a review. *J. Struct. Geol.*, 2, 149-158.
- BRUN, J.P. & PONS, J., 1981. Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non-coaxial deformation, Sierra morena, Southern Spain. *J. Struct. Geol.*, 3, 219-229.

CARACTERISTIQUES STRUCTURALES DES GRANITES EPIZONAUX

- BURG, J.P., 1987, Regional shear variation in relation to diapirism and folding, *J. Struct. Geol.*, 9, 925-934.
- BURG, J.P., BRUNEL, M., GAPAIS, D., CHEN, G.M., & LIU, G.H., 1984, Deformation of leucogranites of the crystalline Main central sheet in southern Tibet (China), *J. Struct. Geol.*, 5, 535-542.
- BUSSEL, M.A. & FITCHER, W.S., (1985), The structural control of batholith emplacement, In *Magmatism at plate edge : the Peruvian Andes*, Blackie, Halstead Press, Glasgow, 167-176.
- CANN, J.R., 1970, Upward movement of granite magma, *Geol. Mag.*, 107, 335-340.
- CHEMSEDDOHA, A., 1986, Cisaillement ductile et granites syntectoniques dans les Jebilet Centrales ; l'exemple du pluton hercynien des Oulad-Quaslam (massif des Jebilet, meseta Sud-marocaine), Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Rennes, 155 p.
- CHOUBERT, G., 1963, Histoire géologique du précambrien de l'Anti-Atlas, Notes et mem. du serv. géol. Maroc., 162, 352p.
- CRUDEN, A.R., 1988, Deformation around a rising diapir modeled by creeping flow past a sphere, *Tectonics*, 5, 1091-1101.
- DIOT, H., BOUCHEZ, J.L., BOUTALEB, M. & MACAUDIERE, J., 1987, Le granite d'Oulmes, Maroc central, Structures de l'état magmatique à l'état solide et modèle de mise en place, *Bull. soc. géol. France*, III, 1, 157-168.
- DUNNET, D., 1969, A technique of finite strain analysis using elliptical particles, *Tectonophysics*, 7, 117-136.
- DUNNET, D. & SIDDANS, A.W.B., 1971, Non random sedimentary fabrics and their modification by strain, *Tectonophysics*, 12, 307-325.
- EVANS, J.P., 1988, Deformation mechanisms in granitic rocks at shallow crustal levels, *J. Struct. geol.*, 10, 437-444.
- FLINN, D., 1962, On folding during three-dimensional progressive deformation, *Q. Jl geol. soc. Lond.*, 118, 385-433.
- FRY, N., 1979, Random points distributions and strain measurements in rocks, *Tectonophysics*, 60, 89-105.
- GAPAIS, D., 1979, Orientation préférentielles de réseau et déformation naturelles. Application aux quartzites (segment hercynien de Bretagne Centrale) et aux amphibolites (couverture des domes gneissiques de Kuopio, Finlande), Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Rennes, 261 p.
- GAPAIS, D., 1987, Les orthogneiss, Structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique, Thèse d'Etat, Univ. Rennes, 364 p.
- GAPAIS, D. & BARBARIN, 1986, Quartz fabric transition in a cooling syntectonic granite (Hermitage massif, France), *Tectonophysics*, 125, 357-370.
- GAPAIS, D. & WHITE, S.H., 1982, Ductile shear band in a naturally deformed quartzite, *Textures and Microstructures*, 5, 1-17.
- GASQUET, D., LETERRIER J., MRINI Z. & VIDAL P., 1988, Caractérisation isotopique des unités composant le massif du Tichka (Haut Atlas occidental, Maroc), 12^{ème} R.S.T., Lille, p. 61
- GIULIANI, G., 1982, Contribution à la géologie du massif granitique des Zaer (Maroc Central), Thèse 3^{ème} cycle, C.R.P.G., ENSG, Nancy.
- GIULIANI, G. & SONET J., 1982 - Contribution à l'étude géochronologique du massif granitique hercynien des Zaer (Massif central marocain), *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 294 : 139-143.
- HALL, A., 1971 - The relationship between geothermal gradient and the composition of granitic magmas in orogenic belts, *Cont. Mineral. Petrol.*, 32, 186-92.
- HANMER, S.K. & VIGNERESSE, J.L., 1980, Le mécanisme de la mise en place de diapirs syntectoniques dans la chaîne hercynienne, Exemple des massifs leucogranitiques de Locronan et de Pontivy (Bretagne Centrale), *Bull. Soc. Géol. France*, t. XXII, 2, 193-202.
- HARRISON, T.M. & CLARKE, G.K., 1979, A model of the thermal effects of igneous intrusion and uplift as applied to Quotton pluton, British Columbia, Can, *J. Earth Sci.*, 16, 411-420.
- HOLDER, M.T., 1979, An emplacement mechanism for post-tectonic granite and its implications for their geochemical features, In : M.P. Atherton and J. Atherton and J. Tamey (Editors), *Origine of Granite Batholiths : Geochemical Evidence*, SHIVU, KENT, 116-128.

CARACTERISTIQUES STRUCTURALES DES GRANITES EPIZONAUX

- HUTTON, D.H.W., 1982. A tectonic model for the emplacement of the main Donegal Granite, N.W. Ireland, *J. geol. Soc. Lond.*, 139, 625-631.
- HUTTON, D.H.W., 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: interferences from deformation studies, *Trans. Royal Soc. of Edinburgh; Earth sciences*, 79, 245-255.
- HUVELIN, P., 1977. Etude géologique et géologique du massif Hercynien des Jebilet, (Maroc), *Notes Mem. Serv. Géol. Maroc*, 232 bis, 308 p.
- KNAPP, R.B. & NORTON, D., 1981. Preliminary numerical analysis of processes related to magma crystallization and stress evolution in cooling pluton environments, *Am. J. Sci.*, 281, 35-68.
- LAGARDE, J.L., 1985. Cisaillements ductiles et plutons granitiques contemporains de la déformation hercynienne post viséenne de la méséta marocaine, *Hercynica*, 1, 1, 29-37.
- LAGARDE, J.L., 1987. Les plutons granitiques hercyniens marqueurs de la déformation crustale, Thèse d'Etat, Univ. Rennes, 371 p.
- LAGARDE, J.L. & CHOUKROUNE, P., 1982. Cisaillement ductile et granitoïdes syntectoniques : l'exemple du massif hercynien des Jebilet (MAROC), *Bull. Soc. Géol. France*, t. XXIV, n°2, 299-307.
- LAGARDE, J.L. & MICHARD, A., 1986. Stretching normal to the regional thrust displacement in a thrust-wrench shear zone, Rehamna massif, Morocco, *J. Struct. Geol.*, 8, 3/4, 483-492.
- LAGARDE, J.L. & RODDAZ, B., 1983. Le massif plutonique du Tichka (Haut Atlas occidental, Maroc) : Un diapir syntectonique, *Bull. Soc. Géol. France*, t. XXV, n°3, 389-395.
- LE CORRE, Cl., 1978. Approche quantitative des processus synchisteux, L'exemple du segment hercynien de Bretagne Centrale, Thèse d'Etat, Univ. Rennes, 381 p.
- LE CORRE, Cl. & SAQUAQUE, A., 1987. Comportement d'un système pluton-encaissant dans un champ de déformation régional : le granite du Bramram (Jebilet, Maroc hercynien), *Bull. Soc. géol. France*, t. III, n°4, 665-673.
- LEDRU, P. & BRUN, J.P., 1977. Utilisation des fronts et des trajectoires de schistosité dans l'étude des relations entre tectonique et intrusions granitiques : exemple du granite de Flamanville (Manche), *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 285, D, 1199-1202.
- LEYMARIE, P., 1968. Une méthode permettant de mettre en évidence le caractère ordonné de la distribution de certains gîtes minéraux, *Mineral. Deposita*, 3, 334-343.
- LISTER, G.S. & WILLIAMS, P.F., 1979. Fabric development in shear zones : theoretical controls and observed phenomena, *J. Struct. Geol.*, 1, 283-297.
- MABKHOUT, F., BONIN, B., AIT AYAD, N., SIRNA, C. & LAGARDE, J.L., 1988. Les massifs granitiques alcalins du permien marocain, *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 307, II, 163-168.
- MAHMOOD, A., 1985. Emplacement of the zoned Zaer pluton, Morocco, *Geol. Soc. Am. Bul.*, 96, 931-935.
- MAHMOOD, A. & BENNANI, A., 1983. S-type characteristics of the hercynian granitoids of the Central Palaeozoic Massif, Morocco, *Geol. Mag.* 121 (4), 301-309.
- MATTAUER M., PROUST F. & TAPPONIER P., 1972. Major strike-slip fault of late hercynian age in Morocco, *Nature*, 237, 160-162.
- MATTE, P., 1986. La chaine varisque parmi les chaînes paléozoïques péri atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au permo-carbonifère, *Bull. Soc. Geol. France*, (8), 1, 9-24.
- MENEILLY, A.W., 1982. Regional structure and syntectonic granite intrusion in the Dalradian of the Gweebarra Bay area, Donegal, *J. geol. Soc. London*, 139, 633-646.
- MICHARD, A., 1976. Eléments de géologie marocaine, *Notes et Mém. Ser. géol. Maroc*, 252, 408.
- MICHARD, A. & PIQUE, A., 1979. The variscan belt in Morocco : structure and developmental model, in the caledonides in U.S.A., D. Wones ed., Blackburg, *Mém.* 2 ; 317-322.
- MRINI, Z., 1985. Age et origine des granitoïdes hercyniens du Maroc : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique (Sr, Nd, Pb), Thèse Univ. de Clermont II, géochimie isotopique, 156 p.
- PETIT, J.P., 1976. La zone de décrochement du Tizi n' Test et son fonctionnement depuis le carbonifère (Maroc), Thèse 3^{ème} cycle, Montpellier.

CARACTERISTIQUES STRUCTURALES DES GRANITES EPIZONAUX

- PIQUE, A., 1982. Relations between stages of diagenetic and metamorphic evolution and the development of a primary cleavage in the north western Moroccan Meseta. *J. Struct. Geol.*, 4, 491-500.
- PIQUE, A., JEANNETTE, D., MICHARD, A., 1980. The Western Meseta shear zone, a major and permanent feature of the Hercynian belt in Morocco. *J. Struct. Geol.*, 2, 55-61.
- PITCHER, W.S., 1979. The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. *J. geol. soc. London*, 136, 627-662.
- PITCHER, W.S. & BERGER, A.R., 1972. The geology of Donegal ; a study of granite emplacement and unroofing. Wiley-Interscience, Londres, 435 p.
- PLATT, J.P. & VISSERS, R.L.M., 1980. Extensional structures in anisotropic rocks. *J. struct. geol.*, 2, 397-410.
- POIRIER, J.P. & NICOLAS, A., 1975. Deformation-induced recrystallization due to progressive misorientation of subgrains with special reference to mantle peridotites. *J. Geol.*, 83, 707-720.
- RAMBERG, H., 1970. Model studies in relation to intrusion of plutonic bodies. In : NEWAL, G. & RAST, N. (eds). Mechanism of igneous intrusion. *Spec. Iss. Geol. J.*, 2, 261-286.
- RAMBERG, H., 1981. Gravity, deformation and the Earth's crust. Academic press, London, 452 p.
- RAMSAY, J.G., 1967. Folding and fracturing of rocks. Mc. Graw-Hill, New-York, 568 p.
- ROSE, F., 1987. Les types granitiques du Maroc hercynien. These Univ., Univ. Paris 6, 381 p.
- SANDERSON, D.J. & MENEILLY, A.W., 1981. Analysis of three-dimensional strain modified uniform distribution : andalousite fabrics from a granite aureole. *J. Struct. Geol.*, 3, 109-116.
- SIBSON, R.H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc.*, 113, 3, 191-213.
- SIMPSON, C., 1983. Strain and shape fabric variations associated with ductile shear zones. *J. Struct. Geol.*, 5, 61-72.
- SIMPSON, C. & SCHMID, S.M., 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 94, 1291-1298.
- SOULA, J.C., 1982. Characteristics and mode of emplacement of gneiss domes and plutonic domes in Central-eastern Pyrenees. *J. Struct. Geol.*, 4, 313-342.
- SPERA, F., 1980. Thermal evolution of plutons : a parameterized approach. *Science*, 207, 299-301.
- TALBOT, C.J., 1974. Fold nappes as asymmetric mantled gneiss domes and ensialic orogeny. *Tectonophysics*, 24, 259-276.
- TALBOT, C.J., 1977. Inclined and asymmetric upward-moving gravity structures. *Tectonophysics*, 42, 159-181.
- TERMIER, H., AGARD, J. & OWOJENKO, B., 1950. Les gites d'étain et de tungstène de la région d'Oulmés (Maroc central). Etude géologique, pétrographique et métallogénique. *Notes et Mém. Serv. Géol., Maroc*, n°82, 326 p.
- TERMIER, H. & TERMIER, G., 1971. Le massif granito-dioritique du Tichka (Haut-Atlas occidental, Maroc). *N. Mém. Serv. Géol. Maroc*, 216, 240 p.
- TISSERANT, D., 1977. Les isotopes du strontium et l'histoire hercynienne du Maroc, étude de quelques massifs atlasiques et mésétiens. Thèse 3^{ème} cycle, Strasbourg.
- VAN DEN BOSCH, J.W.H., 1974. Quelques principes généraux de l'interprétation gravimétrique illustrés par des exemples empruntés à la carte gravimétrique du Maroc (structure du Rif et intrusions granitiques au Maroc Central). *N. Mém. Serv. Géol. Maroc*, t. 35, n° 255, 117-136.
- VOGEL, T., WILLIAMS, E., PRESTON, J. & WALKER, B., 1976. Origin of the late Paleozoic plutonic Massifs in Morocco. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 87, 1753-1762.
- VIGNERESSE, J.L. & BRUN, J.P., 1983. Les leucogranites armoricains marqueurs de la déformation régionale : apport de la gravimétrie. *Bull. Soc. Géol. France*, t. XXV, 3, 357-366.
- WATTERSON, J., 1968. Homogeneous deformation of the gneisses of vesterland, South-West Green land. *Bull. Gronl. Geol. Unders.*, 175, 1-78.
- WHITE, S.H. & KNIPE, R.J., 1978. On the geological significance of transformations and reaction enhanced ductility. *J. geol. soc. London*, 135, 513-516.

17. GRANITES TARDI
CARBONIFERES ET GEODYNAMIQUE
HERCYNIENNE AU MAROC.

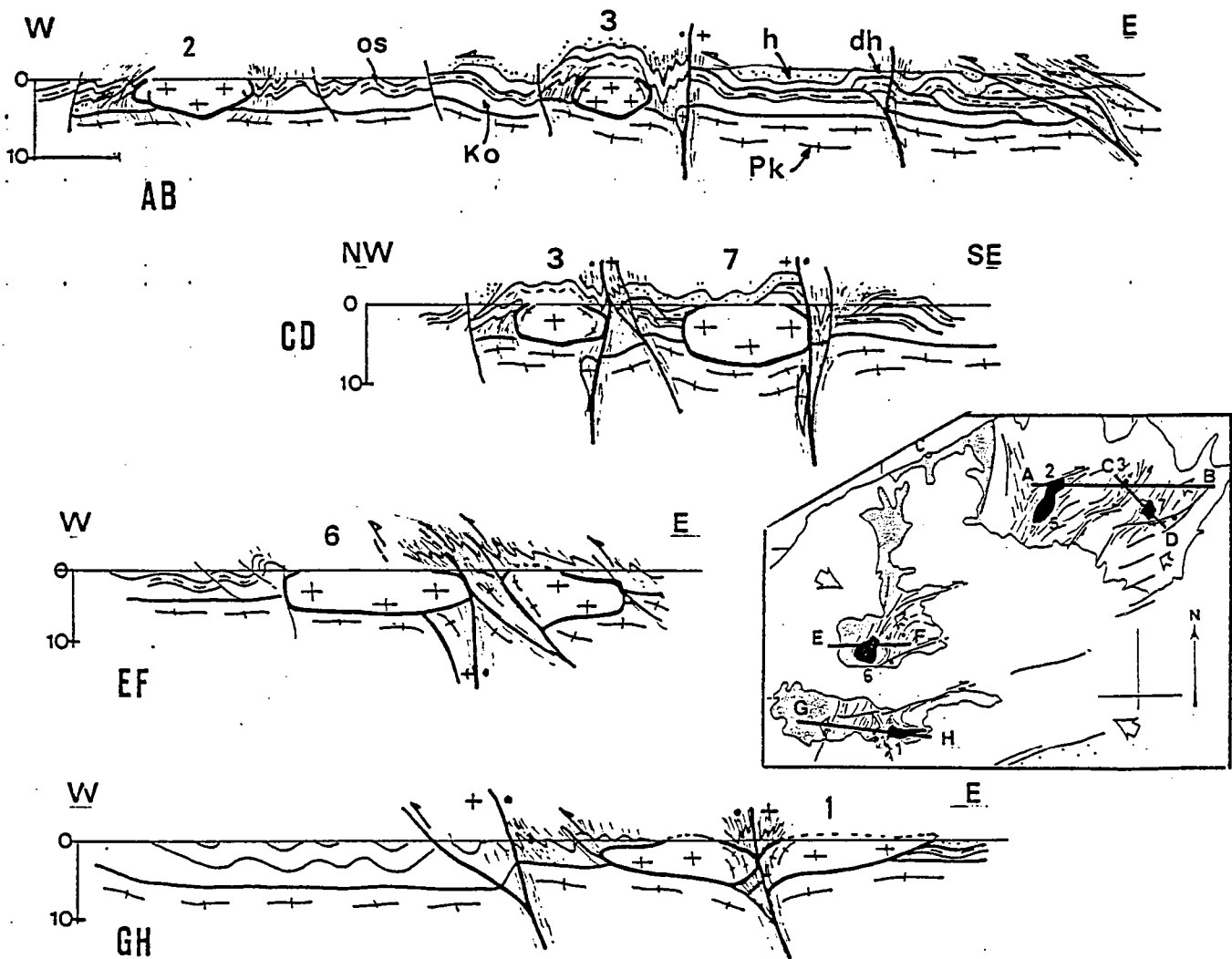


Fig. 1: Coupes illustrant le style tectonique de la déformation crustale contemporaine de la mise en place des granites de la méséta marocaine (1, Jebilet, 2, Zaer, 3, Quilmés, 6, Rehamna centraux, 7, Ment), Pk, précambrien, Ko, cambrien-ordovicien, Os, ordovicien-silurien ; Dh, dévonien-carbonifère inférieur ; h, carbonifère.

1) CONTEXTE TECTONIQUE DE MISE EN PLACE DES GRANITES HERCYNIEUNS DU MAROC :

La chaîne hercynienne du Maroc est établie sur la marge NE du craton Ouest Africain. Cette marge a subi au cours du temps une accréation continentale avec superposition de plusieurs orogénèses précambriennes (LEBLANC, 1975).

La déformation crustale post viséenne, associée à la mise en place des granites hercyniens présente les caractéristiques suivantes (Fig. 1) :

- Elle est localisée dans le domaine de la méséta et s'accompagne de structures plissées à plan axiaux très redressés et à axes peu plongeants. Des schistosités apparaissent dans les zones d'influence thermique des plutons et le long des cisaillements ductiles.
- Dans les zones relativement superficielles actuellement à l'affleurement, les zones de cisaillement ductile sont en majorité décrochantes. Toutefois la cinématique de la déformation peut varier très rapidement le long d'une même zone avec passage de mouvements décrochants à des mouvements décrochevauchants ou chevauchants. Le déversement des structures s'accroche à l'approche des bordures du domaine mésétien.
- Ce segment de chaîne s'arrête brutalement au Nord et au Sud sur des décrochements (faille Rabat-Tiflet au Nord, décrochement du Tizin'Test au Sud). De même la déformation post viséenne s'amortit très rapidement dès que l'on quitte le domaine de la méséta, aussi bien vers l'Est que vers l'Ouest.
- Les zones de cisaillements impliqués dans le raccourcissement de la méséta marocaine s'installent sur des zones de faiblesse de la lithosphère correspondant pour la plupart à des fractures préexistantes de la croûte continentale. Sur les trois familles de fractures NNE, ENE et SSE connues dans le soubassement précambriens, les familles NNE et ENE paraissent avoir été préférentiellement réactivées.

Dans ce type de déformation les déplacements horizontaux sont liés aux décrochements ductiles dont certains comme le décrochement du Tizi n'test ont valeur de faille transformante (MATTAUER & al., 1972 ; MICHARD & al., 1983).

Les chevauchements, bien que peu exprimés dans les zones superficielles, compensent quant à eux une grande partie du raccourcissement et contribuent à l'épaississement de la croûte:

- Ils induisent une tectonique de couverture de type "thin skin tectonic" (BOUMANE, 1987) (Fig. 2 a,b) avec formation de structures chevauchantes imbriquées (duplex) (MITRA & BOYER, 1986).
- Dans les niveaux plus profonds, ils s'accompagnent de cisaillements ductiles tangentiels (LAGARDE & MICHARD, 1986) contemporains d'un métamorphisme de moyenne pression (HOEPFFNER & al., 1982). Ils rejoignent probablement en profondeur les discontinuités lithosphériques subhorizontales reconnues entre - 15 et - 20 kms (Fig. 3) (WIGGER & HARDER, 1986). Ces discontinuités traduiraient un niveau de décollement intralithosphérique (SCHWARZ & al., 1986) dont la tectonique tangentielle localisée pourrait être une manifestation superficielle.

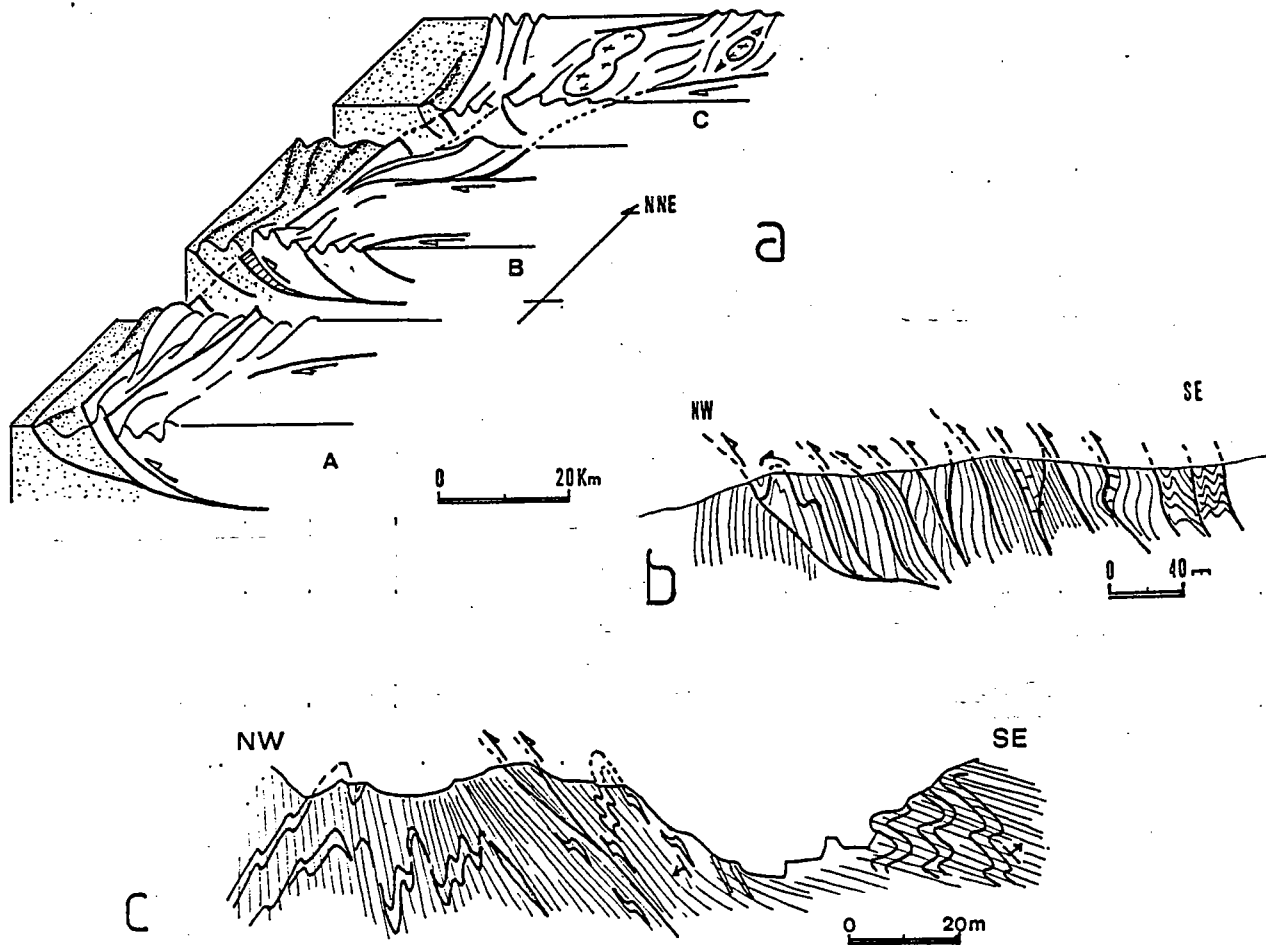


Fig. 2 : a, Chevauchement du domaine de la méséta (blanc) sur le bloc Ouest (pointillés), (A, Jebilet, B, Rehamna, C, Plateau central), b, Tectonique de couverture et chevauchements imbriqués en "duplex" (paléozoïque moyen du horst de Guemassa, sud de Marrakech), c, Passage de schistosités subhorizontales à des schistosités fortement pentées au SE du granite d'Oulmés (Qued Boulahamayel),

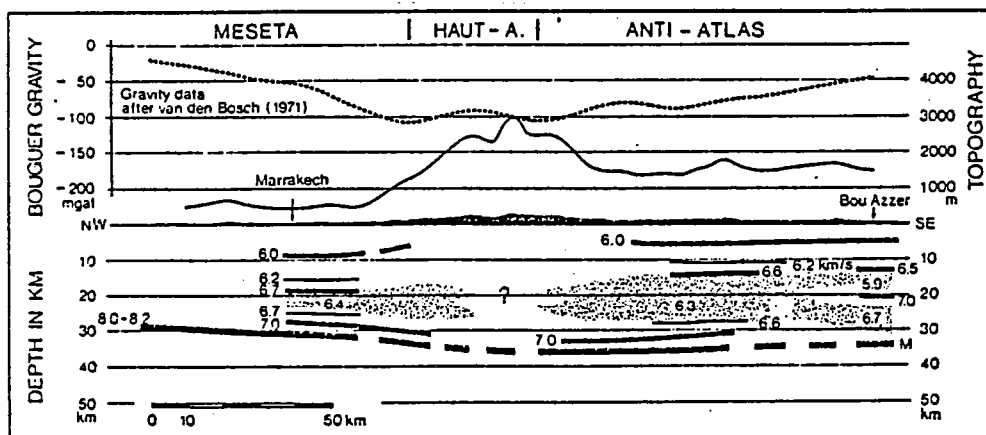


Fig. 3 : Coupe sismique à travers le Haut Atlas et le Sud de la méséta marocaine, (d'après WIGGER & HARDER, 1986).

2) ORIGINE DES GRANITES DE LA MESETA MAROCAINE :

Les études concernant l'origine des granites sont principalement contraintes par les caractéristiques pétrologiques et géochimiques des magmas. Les études structurales permettent uniquement de préciser le contexte tectonique de mise en place des plutons et de contraindre les modèles géodynamiques envisageables.

Trois types de granites ont été reconnus dans la méséta marocaine exception faite des plagiogranites (Jebilet Centrales) non étudiés ici. Ce sont :

- Des granodiorites (Jebilet Centro-orientales, Zaer, Tichka) correspondant à des magmas calcoalcalins avec toutefois un caractère hyperalumineux affirmé (MAHMOOD, 1980 ; GIULIANI, 1982 ; CHEMSSEDDOHA, 1986). Sous l'appellation granodiorite en regroupera en fait ici différents termes plus ou moins différenciés de la série calcoalcaline (diorite quartzique - granodiorite - monzogranite).
- Des leucogranites (Oulmés-Zaer) (GIULIANI, 1982 ; AIT OMAR, 1986) dont l'âge oscille entre 300 et 280 MA (MRINI, 1985).
- Des granites d'affinité alcaline (Azegour-Rehanna) datés à 270 MA (MRINI, 1985 ; EL AMRANI, 1984 ; AIT AYAD, 1985, 1987 ; SIRNA, 1986).

17.2.1) ORIGINE DES GRANODIORITES ET DES LEUCOGRANITES :

Les granodiorites sont les formations granitiques les plus largement représentées dans la meseta marocaine puisqu'elles constituent l'essentiel des plutons des Jebilet, des Zaer et qu'elles sont dominantes parmi les formations acides des granitoïdes du Tichka. Ce sont des magmas "hybrides" dans lesquels on reconnaît des influences mantelliques et crustales.

La participation d'un composant mantellique dans les granodiorites est attestée par (1) la présence dans la série magmatique, de termes peu différenciés de type gabbros à olivine (TERMIER & TERMIER, 1971) et d'enclaves basiques microgrenues (diorites) (MAHMOOD, 1980 ; MRINI, 1985), (2) les rapports isotopiques initiaux du strontium localement très bas (0,70265 dans le cas du Tichka) (MRINI, 1985)

La participation crustale dans les granodiorites est déduite (1) du caractère hyperalumineux des magmas type Jebilet (2) de l'existence d'enclaves métasédimentaires (3) de la présence de reliques de disth-sillimanite à spinelle qui témoigneraient de la fusion de matériaux granulitiques profonds (CHEMSSEDDOHA, 1986), (4) des rapports isotopiques initiaux du strontium pouvant aller jusqu'à 0,7113 (granodiorite des Oulad Ouaslam) (MRINI, 1985)

Dans ces magmas hybrides les pourcentages de participation mantellique ont été estimés (MRINI, 1985) et varient de 50 à 60 % dans le cas de la granodiorite des Zaer jusqu'à 75 à 100 % dans les granodiorites du Tichka.

Les leucogranites forment des plutons, isolés (type Oulmés) ou intrusifs dans les granodiorites (type Zaer). Ils forment également des gaines étroites autour des granodiorites ainsi que des corps filoniens à l'intérieur des plutons.

L'existence de plutons leucogranitiques plurikilométriques, comme le pluton d'Oulmés dont le diamètre serait de 20 kms en profondeur (VAN DEN BOSCH, 1974), suppose une importante fusion crustale avec hydratation des magmas anatectiques (FOURCADE, 1981). De tels plutons leucogranitiques sont

habituellement observables dans zones de convergence de plaques avec collision et épaissement crustal (LE FORT, 1975, 1981).

La mise en place de petites gaines leucogranitiques à la périphérie des plutons granodioritiques suppose une fusion crustale localisée et n'a pas la même signification que la mise en place de plutons leucogranitiques plurikilométriques. Ces gaines leucogranitiques sont bien observables autour des granodiorites des Jebilet. Elles proviennent de la fusion d'un matériel crustal riche en eau comme en témoigne l'importance des phénomènes pneumatolytiques (muscovitisation, tourmalinisation). Cette fusion peut être induite par l'élévation de température au toit du pluton granodioritique. Toutefois les rapports isotopiques initiaux, du strontium, relativement bas pour des leucogranites ($0,7076 \pm 0,0004$), permettent de penser que ces leucogranites proviennent de la fusion d'un composant crustal mélangé avec une faible quantité de liquide granodioritique (MRINI, 1985).

Plusieurs modèles sont à priori envisageables pour expliquer la fusion partielle à l'origine des granodiorites et des leucogranites de la méseta marocaine :

(1) Le premier modèle est celui de la convergence de plaques avec subduction océanique sous un continent (MAURY, 1984). La subduction se ferait d'Est en Ouest depuis une zone de convergence située à l'Est de la méseta (KHARBOUCH & al., 1985). Ce premier modèle est difficilement applicable aux granitoides hercyniens du Maroc dont le type dominant granodioritique peralumineux est peu compatible avec les tonalites méta-alumineuses dérivées par assimilation cristallisation fractionnée (AFC) des magmas mantelliques produits à l'aplomb des zones de subduction. De plus on ne connaît pour l'instant aucune trace de suture océanique ni de métamorphisme HP. Enfin l'âge carbonifère supérieur des magmas calco-alcalins de la méseta marocaine est difficilement corrélable avec l'âge dévonien supérieur des zones de subduction reconnues par ailleurs dans la chaîne hercynienne (MATTE, 1986).

(2) Un deuxième modèle, fondamentalement différent, tient compte d'une possible corrélation entre les granodiorites calcoalcalines et le magmatisme alcalin à tholéiitique dévono-carbonifère (KHARBOUCH & al., 1985). Différentes données viennent étayer cette corrélation :

- dans la méseta marocaine les magmas calcoalcalins post viséens prennent le relai d'un magmatisme alcalin à tholéiitique intraplaque.
- Les teneurs en strontium des termes les moins différenciés de la série calcoalcaline (gabbros du Tichka) sont de l'ordre de 700 ppm (MRINI, 1985). Elles sont beaucoup plus élevées que celles de la croûte océanique (130 ppm). Il en est de même pour le néodyme. Les magmas basiques à l'origine de la série calcoalcaline seraient de ce fait proches des magmas de rifts intracontinentaux (MRINI, 1985).

Des hypothèses semblables ont été émises à propos du magmatisme calcoalcalin du segment ibérique de la chaîne hercynienne. PONS (1982) a en effet décrit des magmas calcoalcalins qui dériveraient d'un magma d'amincissement crustal type tholéiite intraplaque. Ce magma tholéiitique initial évoluerait en profondeur en un basalte alumineux par séparation de cumulats ferromagnésiens précoces riches en amphiboles. La cristallisation d'amphibole, qui suppose une hydratation du magma basique, empêche l'enrichissement en fer et conduit à des liquides résiduels de composition andésitique. L'amphibole étant pauvre en silice, sa cristallisation pourrait également expliquer l'enrichissement en silice des séries calcoalcalines (PONS, 1982).

(3) Les magmas calcoalcalins mis en place dans des zones orogéniques et non directement corrélables dans l'espace et dans le temps avec une subduction océanique, sont attribuables à une fusion crustale syn à post collision. Deux types d'évolution, pouvant se succéder dans le temps, doivent être distingués ici, (Fig. 4) :

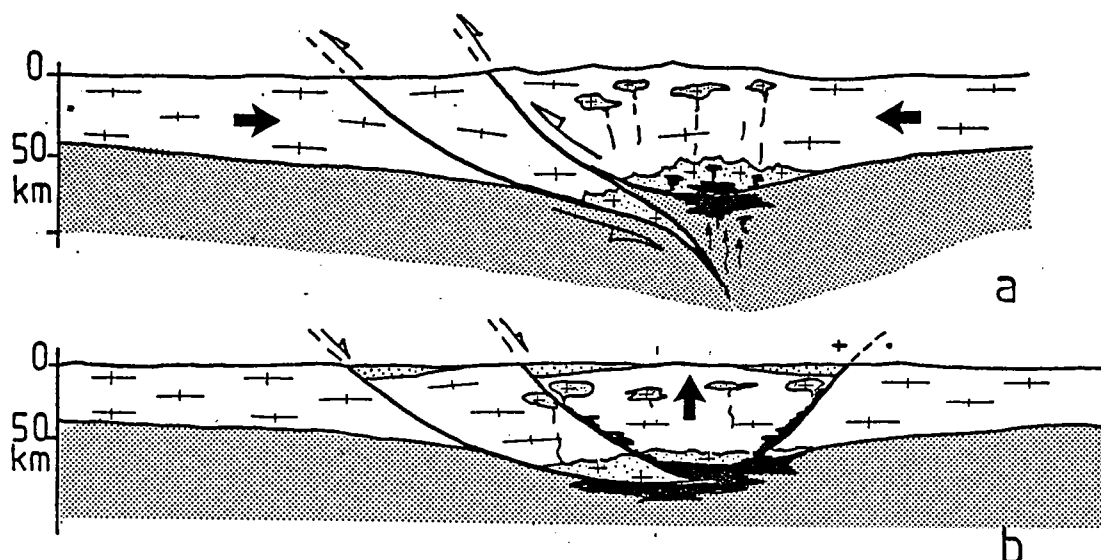


Fig. 4 ; Formation de magmas calco-alcalins "crustaux", (a) par subduction continentale syn à post collision (granitoïdes syntectoniques), (b) par décompression isotherme post collision (granitoïdes tardi à post tectoniques).

- Le premier cas de figure est celui de la formation de magmas calcoalcalins "crustaux" et syntectoniques lors d'une subduction continentale avec délamination croûte manteau (MATTAUER, 1985, 1986).

Dans ce type d'évolution la fusion de la croûte subductée (sous-charriage) entraîne une hydratation et une fusion partielle du manteau supérieur sus-jacent. Les magmas calco-alcalins ainsi formés contribuent à la fusion de la base de croûte chevauchante. Ils évoluent ensuite, au cours de leur ascension, par assimilation et cristallisation fractionnée étagée (PONS, 1982 ; GEORGET & CAPDEVILA, 1984) donnant naissance, suivant le degré de différenciation à des termes gabbroïques, dioritiques ou granodioritiques.

Ce type de subduction continentale, déjà envisagé dans le cas de l'himalaya (MATTAUER, 1985), pourrait expliquer la présence des nombreux granitoïdes calcoalcalins "crustaux" et syntectoniques de la chaîne hercynienne (LAMEYRE & AUTRAN, 1980 ; HARRIS & al., 1986).

- Le deuxième cas de figure est celui de la formation de granitoïdes calcoalcalins tardi à post tectoniques lors de la période post-collision. Au cours de cette période l'augmentation du flux de chaleur par contribution radiogénique, conséquence de l'épaississement crustal, (ENGLAND & THOMPSON, 1984 ; DAVY, 1986) peut induire la fusion à sec d'amphibolites et générer des magmas calco-alcalins à la base de la croûte (ENGLAND & THOMPSON, 1986). Lorsque cette période post collision s'accompagne d'une forte extension la décompression adiabatique amplifie la fusion crustale (ALBAREDE, 1976). Elle peut induire une fusion partielle du manteau contribuant également à la fusion de la croûte (HUPPERT & SPARKS, 1988).

17.2.2) ORIGINE DES GRANITES ALCALINS :

Les granites d'Azegour et des Rehamna Centre-Orientaux sont des granites alcalins peralumineux très proches par leurs caractéristiques des granites subsolvus à biotite, observables dans les complexes alcalins annulaires (BONIN, 1982). Ils sont également très proches des leucogranites s.s. et des granites alcalins différenciés des séries calcoalcalines.

L'origine des granites alcalins et la formation de complexes annulaires ont été étudiées par B. BONIN (1980, 1982) qui a distingué trois étapes :

(1) Dans l'asthénosphère, des chutes de pression peuvent entraîner le franchissement du solidus de la pyrolite et la formation de liquides alcalins. En raison du contraste de densité ($0,6 \text{ g/cm}^3$ pour les liquides basaltiques), et par le jeu de forces gravitationnelles, ces liquides vont migrer vers le haut et se bloquer sous la lithosphère qui subit un bombement régional.

(2) Lorsqu'il y a rupture du piège asthénosphérique les liquides de faible densité et viscosité montent dans la lithosphère pour se concentrer dans des chambres magmatiques dont la profondeur varie entre 7 kms et 32 kms. Dans ces chambres magmatiques le liquide basique subit une différenciation avec accumulation de gabbros à la base puis de termes de plus en plus acides vers le sommet (syenites-monzonites-granite). Les liquides différenciés à partir de liquides basiques donnent des granites pauvres en eau et surchauffés (granite hypersolvus). Un afflux d'eau (magmatique ou météorique) provoque une refusion des granites hypersolvus pour donner des granites subsolvus saturés en eau et peu surchauffés. Cette refusion à saturation de matériel hypersolvus provoque une augmentation importante de la pression des fluides.

(3) Lorsque l'énergie gravitationnelle du magma n'est plus suffisante, son ascension diapirique s'amortit progressivement. Les surpressions dans le magma entraînent alors une fracturation de la croûte à l'aplomb du diapir. Chaque surpression s'accompagne d'un bombement de la croûte et de l'ouverture de fractures subverticales par lesquelles vont se mettre en place des matériaux volcaniques (ignimbrites, pyroclastites) alimentant les caldées superficielles. Après chaque éruption la pression dans la chambre chute brutalement ce qui provoque une fracturation subhorizontale et la subsidence de blocs à l'aplomb du diapir. Dans l'espace laissé par les blocs subsidents s'injectent les granites alcalins sous forme de filons annulaires pouvant atteindre 500 m d'épaisseur. Le diamètre de ces filons annulaires est fonction de la profondeur de la chambre (BONIN, 1982). Sa valeur moyenne est de l'ordre de 15 kms. Le caractère cyclique des surpressions suivies des dépressions se traduit par un empilement vertical de filons annulaires séparés ou non par des "écrans" d'encaissant (BONIN, 1982).

Bien que les granites d'Azegour et des Rehamna Centro-Orientaux soient assez proches des granites alcalins des complexes annulaires (pétrographie de granite subsolvus, structures annulaires zonées dans les Rehamna, structure en voûte du toit de l'intrusion d'Azegour), il ne s'agit pas de granites anorogéniques au sens strict du terme.

Leur localisation le long de cisaillements intralithosphériques non rectilignes n'est probablement pas fortuite. De tels cisaillements pouvant permettre une détente du manteau et la formation de magmas alcalins.

3) PLUTONS GRANITIQUES ET EVOLUTION GEODYNAMIQUE HERCYNIENNE AU MAROC.

L'évolution géodynamique du segment marocain de la chaîne hercynienne peut être reconstituée en tenant compte (1) de la chronologie, de la géométrie et de la cinématique de la déformation crustale, (2) de la nature et du contexte de mise en place du magmatisme associé.

17.3.1) PRINCIPALES ETAPES :

Quatre étapes peuvent être distinguées dans l'évolution hercynienne du Maroc :

1) Dans l'intervalle 370-340 MA, le domaine du Maroc oriental est en compression (A Fig. 5). Cette compression se traduit par des plis synschisteux fortement deversés vers l'Est selon VAUCHEZ, (1976) et vers l'Ouest selon HOEPFFNER, (1987). Elle est contemporaine d'un métamorphisme daté à 367 MA (CLAUER, 1980) et se termine par la mise en place de plutons granitiques (granites de la Haute Moulouya) (1 Fig. 5) datés à 347±17 MA (TISSERANT, 1977). Le prolongement de ces structures vers l'Est est peu connu en raison du recouvrement mésozoïque. Vers le Sud ces zones internes à déformation éohercynienne paraissent s'arrêter le long de décrochements ENE qui seraient donc, dès cette époque, assimilables à des failles transformantes. A la même époque commencent à s'individualiser, dans la méséta marocaine (B Fig. 5), des bassins de direction NE-SW (PIQUE, 1979). Un magmatisme d'ouverture pourrait être rattaché à cette période (KHARBOUCH & al., 1985) et accrédi terait l'hypothèse d'une formation des bassins en distension avec amincissement crustal. La signature pétrographique d'un tel événement géodynamique n'est cependant pas univoque (ESSAIFI, 1987) et l'hypothèse d'une formation des bassins le long de décrochements ne peut être écartée (BOUABDELLI, in prep). Dans une telle hypothèse des magmas d'origine mantellique peuvent être générés le long de fractures atteignant le manteau sous continental, (magmas basiques des Jebilet Centrales), (2 Fig. 5).

2) Dans l'intervalle 340-320 MA le raccourcissement crustal gagne progressivement les zones externes. Il atteint le secteur d'Azrou-Khénifra avant le viséen supérieur (ALLARY & al., 1976). Cette migration de la compression vers les zones externes est précédée par le glissement gravitaire d'unités pelliculaires de paléozoïque inférieur (ordovicien-silurien-dévonien) qui viennent s'empiler dans le bassin mésetien. Exception faite de la marge Ouest la plus grande partie des déplacements synsédimentaires s'effectue d'Est en Ouest (ALLARY & al., 1976 ; CAILLEUX, 1978 ; BAMOUMEN, 1984). L'absence, dans ces séries glissées, de niveaux cambriens suppose une surface de décollement entre le cambrien et l'ordovicien. Un volcanisme calco-alcalin d'âge Namurien (CHALOT-PRAT & CABANIS, 1989) marque la fin du magmatisme hercynien dans le Maroc Oriental. Ce volcanisme tardi tectonique (3 Fig. 5) est localisé à la limite entre le Maroc oriental et la méséta marocaine.

3) Dans l'intervalle 320-280 MA se mettent en place les granites de la méséta marocaine en contexte compressif (raccourcissement régional NW-SE), (4 Fig. 5). Ces plutons calco alcalins "crustaux" et syntectoniques traduisent une fusion partielle de la croûte et du manteau supérieur dans des zones de convergence de plaques.

4) Aux environs de 270 MA mise en place de granites alcalins tardi tectoniques le long des cisaillements lithosphériques non rectilignes qui limitent la méséta.

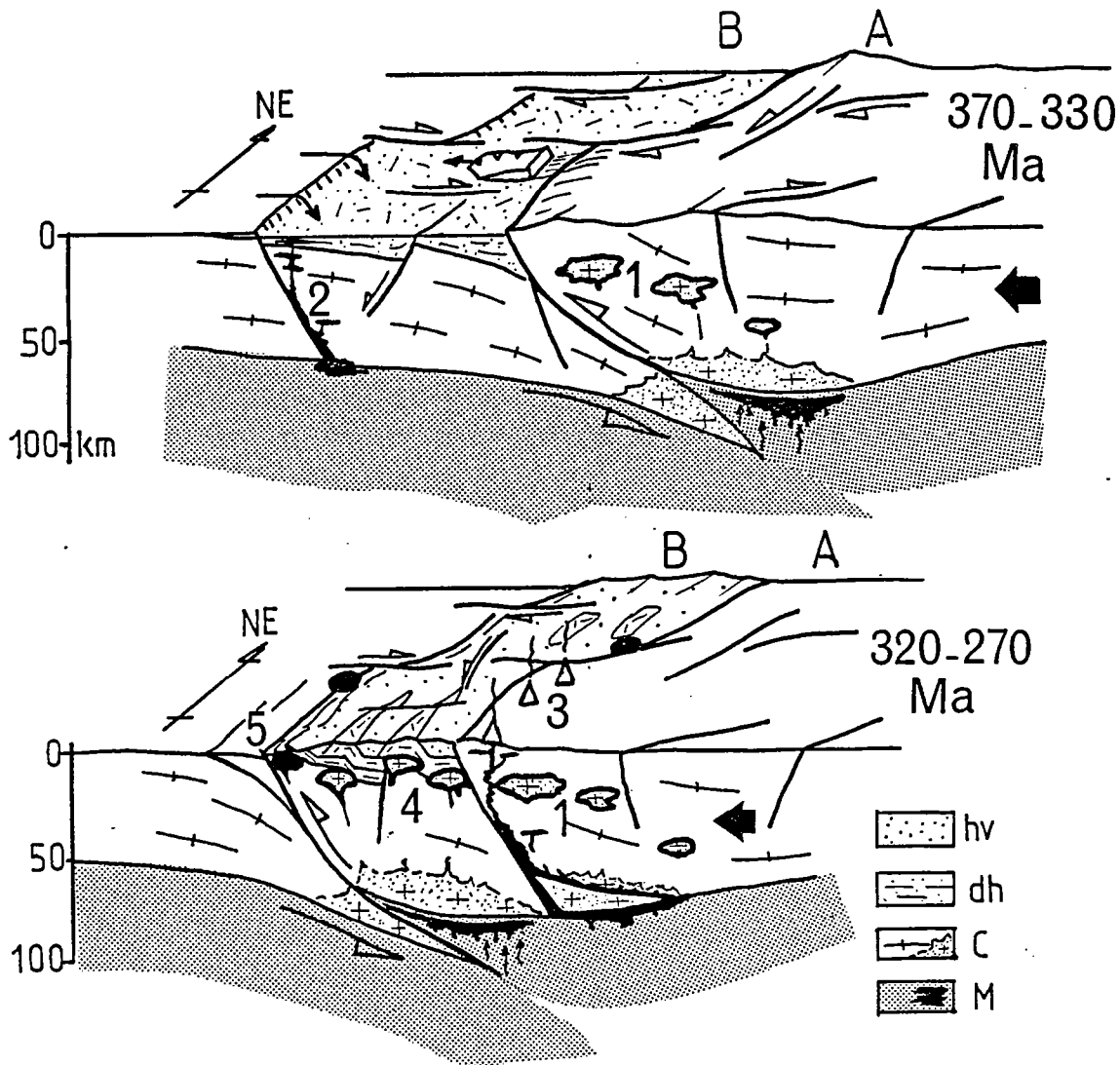


Fig. 5 ; Evolution de la chaîne hercynienne du Maroc entre 370 MA et 270 MA.
 A, Maroc Oriental (Haute Moulouya), B, méséta, M, manteau et magmas mantelliques (noir), C, croûte continentale (protérozoïque + cambrien à silurien) et magmas crustaux (gris), dh, formations dévono-carbonifère, hv, carbonifère supérieur,
 370-340 MA ; compression dans le Maroc oriental (A) et formation de bassins en décrochement dans la méséta (B),
 340-320 MA ; mise en place des premiers granites dans le Maroc Oriental (1), tectonique gravitaire synsédimentaire dans la méséta, début de fusion partielle mantellique (2) le long de fractures crustales limitant à l'ouest les bassins dévono-carbonifères,
 320-280 MA ; Fin du magmatisme hercynien dans le maroc oriental avec mise en place de volcanites calco-alcalines (3) à la limite maroc oriental-méséta, compression des bassins dévono-carbonifères de la méséta et mise en place de granitoides calco-alcalins crustaux (4) en contexte décrochant à décrochevauchant,
 270 MA ; mise en place de granites alcalins tardi tectoniques (5) le long des cisaillements lithosphériques non rectilignes qui limitent la méséta,

17.3.2) MODELE PROPOSE :

Les évolutions de la déformation crustale et du magmatisme associé dans l'hercynien du Maroc permettent de privilégier un modèle dans lequel (1) les magmas granitiques sont générés à la suite d'une collision avec subduction continentale (MATTAUER, 1985), (2) les plutons granitiques syn à post collision se mettent en place en contexte tectonique décrochant à décrochevauchant :

- La migration progressive de la déformation vers l'extérieur de la chaîne et la présence de chevauchements dans les zones internes (CHOEPPFNER, 1987) suggèrent une évolution de type collision dont les premiers stades sont enregistrés dans le Maroc oriental à partir de 370 MA.

- La mise en place de plutons à partir de 347 MA dans le Maroc oriental (TISSERANT, 1977) (1 Fig. 5) et aux alentours de 300 MA dans la méséta (MRINI, 1985) (4 Fig. 5) traduit une fusion crustale se produisant 20 à 30 MA après le début de la compression.

- L'importance du pôle crustal dans les granodiorites calcoalcalines (MRINI, 1985) est compatible avec une fusion crustale en contexte de subduction continentale. Les implications de la subduction continentale sont de deux ordres :

(1) Elle induit la formation de magmas calco-alcalins en contrôlant l'hydratation et la fusion du manteau supérieur.

(2) Elle permet d'expliquer l'importance de la fusion crustale qui affecterait à la fois la base de la croûte continentale subductée et la base de la croûte chevauchante au contact des magmas calco-alcalins.

La combinaison de ces deux processus, fusion partielle mantellique et anatexie crustale, expliquerait la nature hybride des granodiorites de la méséta marocaine (1 et 4 Fig. 5).

- L'interférence entre la mise en place des plutons et le fonctionnement de cisaillements lithosphériques décrochants à décrochevauchants atteste du synchronisme entre la fusion crustale et un raccourcissement intracontinental de direction NW-SE.

- Le retard de déformation des plutons par rapport à leur encaissant est attribuable au décalage systématique existant entre le magmatisme et les phénomènes qui lui ont donné naissance.

- Un tel décalage permet également d'expliquer l'injection tardi tectonique de magmas mantelliques à 320 Ma dans le Maroc oriental (CHALOT-PRAT & CABANIS, 1989) et à 270 Ma dans la méséta (MABKHOUT & al., 1988). Ces magmas montent le long des grandes fractures lithosphériques qui forment les limites du domaine mésetien. Lors de leur mise en place, la zone orogénique n'est pas totalement consolidée et les gradients de température avec l'encaissant sont suffisamment faibles pour permettre soit d'importants mélanges acide-basique (CHALOT-PRAT & CABANIS, 1989) soit un régime de convection stable avec apports d'eau suffisants pour former des liquides saturés en fluides (MABKHOUT & al., 1988).

Le modèle présenté ici (Fig. 5) est une base de travail qui doit être précisée, entre autres, par l'étude détaillée de la déformation hercynienne dans le Maroc oriental et par l'étude de la structure profonde de la croûte continentale.

4) CORRELATIONS AVEC LA CHAÎNE HERCYNIENNE OUEST EUROPÉENNE :

La chaîne hercynienne du Maroc constitue le prolongement Sud de la chaîne hercynienne Ouest Européenne. C'est un jalon important entre le segment hercynien Sud ibérique et la chaîne des Mauritanides (Fig.6).

On y retrouve plusieurs des caractéristiques de la chaîne hercynienne Ouest Européenne et notamment (1) la présence de zones internes à structuration dévoniennne (Maroc oriental), (2) l'existence de bassins subsidents dévono-carbonifères localisés dans les zones externes, (3) une migration de la compression depuis les zones internes à déformation antéviséen supérieur, vers les zones externes à déformation post viséen supérieur (Namurien-Westphalien).

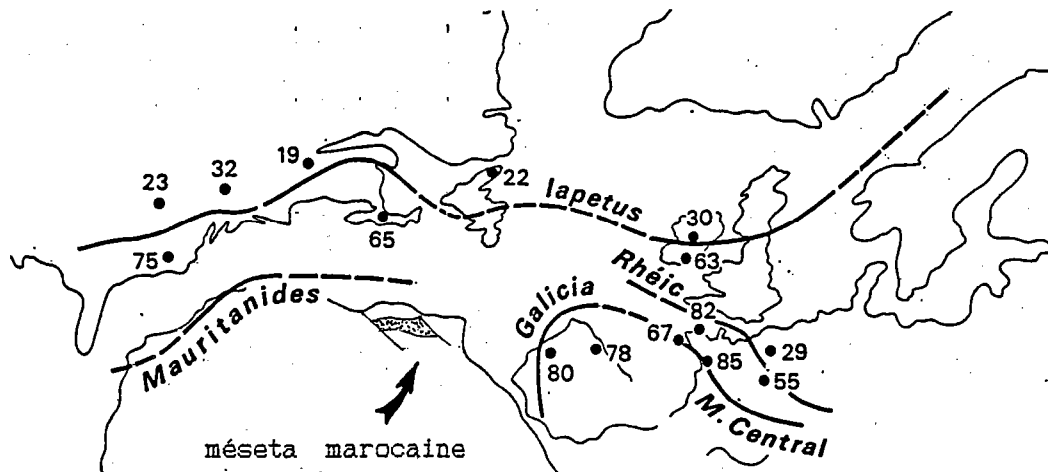


Fig. 6 : Assemblage des continents au permien sur lequel sont reportées les inclinaisons ordoviciennes d'après PERROUD & VAN DER VOO, (1984). Les traits épais représentent les sutures paléozoïques, (in MATTE, 1986).

4.1) CORRELATIONS AVEC LE SEGMENT HERCYNIEN CENTRAL ET SUD IBERIQUE :

Le segment hercynien le plus proche de la méséta marocaine est le segment ibérique.

Au Sud du domaine central, deux grandes zones y ont été distinguées : la zone Ossa-Morena (Sierra Morena) et la zone Sud Portugaise correspondant aux bassins externes dévono-carbonifères (Fig.7 et 8) (MATTE, 1983).

Deux limites tectoniques majeures de direction ESE séparent ces zones :

- La zone de cisaillement senestre de Badajoz-Cordoue (BURG & al., 1981) sépare le domaine central ibérique de la zone Ossa-Morena (1 Fig. 7). Cette limite aurait valeur de zone de suture (MATTE, 1983).

- La zone Aracena-Beja sépare la Sierra Morena du domaine Sud portugais. Cette zone est jalonnée d'un important cortège de roches basiques et ultrabasiques, chevauchant vers le SW. Vers l'Est ces chevauchements sont combinés à des cisaillements ESE senestres (2 Fig.7).

CONCLUSION

Les plutons granitiques tardi carbonifères marqueurs de la déformation crustale. L'exemple des granitoïdes de la méseta marocaine

Jean-Louis LAGARDE, Nourredine AIT AYAD, Saad AIT OMAR, Abdellatif CHEMSSEDDOHA
et Ali SAQUAQUE

Résumé — La déformation tardi carbonifère de la méseta marocaine est enregistrée par des plutons granitiques syntectoniques mis en place le long de fractures crustales. Les relations plutons/déformation sont examinées et le contexte tectonique de mise en place est reconstitué. Le champ de déformation tardi carbonifère est caractérisé par un raccourcissement NW-SE avec une extension subhorizontale NE-SW accommodée par des décrochements ductiles essentiellement ENE dextres. Un tel champ de déformation caractérise les domaines crustaux déformés le long de décrochements lithosphériques. Il est compatible avec un coulisage de l'Afrique vers l'Ouest, à l'époque considérée.

Late carboniferous plutons as regional strain markers. Meseta belt, Morocco

Abstract — Late carboniferous plutons of the moroccan meseta belt display characteristics of syntectonic emplacement. They are placed along pre-existing crustal fractures and record the regional deformation. The late Carboniferous strain field is characterized by a NW-SE shortening and an horizontal NE-SW stretching direction related to strike-slip motion along dominant ENE dextral wrench faults. Such a strain field is consistent with a westward displacement of Africa during late Carboniferous tectonic events.

Abridged English Version — INTRODUCTION. — This paper supports the statement that epizonal syntectonic plutons may be used as regional strain markers. They give rise to thermal softening in the surrounding rocks, induce rheological heterogeneities in the crust and then localize the regional deformation. Strain patterns around these plutons reflect both diapirism and regional deformation [1]. The regional strain field and the tectonic setting of pluton emplacement are established from strain pattern analysis.

PLUTONS AND REGIONAL DEFORMATION. — The contribution of syntectonic plutons to the record of the regional deformation is exemplified by recent studies concerning late Carboniferous plutons in Morocco ([2], [3]), (Fig. 1).

These plutons were emplaced in low pressure regions of the intracontinental Hercynian belt [4]. Emplacement occurred during the late Hercynian tectonic event (330-270 M.a.) [5]. Plutons involve three basic petrographic groups ([5], [6]): I type and mixed I-S type biotite granodiorites [7], S type two-micas monzogranites [8] and alkaline monzogranites [9] emplaced during the late Hercynian (270 M.a.).

Late Carboniferous granitic plutons of Morocco display various characteristics indicative of syntectonic emplacement in shallow crustal levels (Fig. 2):

(1) Plutons are distributed along ridges parallel to reactivated, pre-existing faults and ductile deformation is mainly located in the thermally softened area surrounding the plutons.

These two points suggest that deep Proterozoic faults focus melts at depth and locate, in higher levels, both plutons and regional deformation ([2], [10]).

(2) Plutons present a dominant elliptical shape with local asymmetrical teardrop shapes along ductile shear zones.

Long pluton axes are oriented with respect to the regional strain field.

Note présentée par Jean AUBOUIN.

(3) The microstructural evolution around plutons is characterized by the tightening of aureole folds and by the progressive development of superimposed small-scale structures. The weak and monophasic regional deformation observed at a distance from plutons becomes progressively polyphasic near pluton boundaries [11].

(4) A syntectonic growth of HT-BP contact metamorphism is observed in the aureoles. Contact metamorphism increases towards plutons ([3], [12]).

(5) Perturbations of the regional strain field are related to pluton emplacement:

— Finite strain trajectories exhibit perturbations around plutons (virgations of the regional flattening plane, development of structures conformable or slightly oblique to pluton boundaries, schistosity triple points). Internal structures and regional structures are contemporaneous and continuous [13].

— Finite strain increases towards plutons as superimposed microstructures evolve and as contact metamorphism increases. Finite strain gradients are detected both in country rocks and in plutonic rocks.

— The strain ellipsoid evolves from dominant flattening types inside and outside plutons, to prolate types in the schistosity triple points. Plane strain evolving to prolate strain ellipsoids are measured in the regional shear zones ([3], [14], [15]).

(6) Orthogneissification processes indicate a change in deformation mechanisms and microstructural variations related to the decrease of temperature during the thermal re-equilibration between pluton and country rocks.

PLUTONS AS REGIONAL STRAIN MARKERS AND TECTONIC SETTING OF EMPLACEMENT. — Syntectonic plutons record geometry, intensity and kinematics of the regional deformation:

— Geometry of the regional strain field is indicated by pluton orientations, and related strain trajectories. It is characterized, in the Meseta belt, by a NW-SE shortening direction (λ_3) and by an horizontal NE-SW stretching direction (λ_1) ([10], [13]).

— Increase (or decrease) in strain intensity is indicated by pluton shapes (evolution with time of the ellipticity ratio) and by the obliquity of long pluton axes with respect to the regional shear plane and schistosity [2].

— Syntectonic plutons are kinematic indicators. In the Meseta belt, they record extensive strike-slip motion ([2], [11], [13]) related to ductile wrenching along pre-existing crustal fractures [16]. Wrench faults occur in two sets with SSE-NNW sinistral and ENE-WSW dextral displacements. They display an asymmetric pattern suggesting a non-coaxial strain regime during crustal scale dextral shearing between Africa and western Europe [17].

INTRODUCTION. — Lorsque des plutons granitiques se mettent en place dans une croûte en cours de raccourcissement ils créent des hétérogénéités thermiques et rhéologiques et deviennent des sites de localisation préférentielle de la déformation crustale. La déformation enregistrée au niveau de ces plutons résulte de l'interférence entre le champ de déformation régional et un champ de déformation local lié à l'intrusion des plutons dans leur site final de mise en place [1].

En analysant les répercussions de cette interférence sur le champ de déformation finie dans un ensemble pluton-encaissant, on peut estimer le contexte tectonique de mise en place des plutons et reconstituer la géométrie et la cinématique de la déformation crustale associée [2].

LES PLUTONS GRANITIQUES DE LA MÉSETA MAROCAINE. — L'utilisation des plutons granitiques comme marqueurs de la déformation crustale a été éprouvée à l'échelle d'un segment de chaîne hercynienne, la méseta marocaine, qui constitue le prolongement Sud de la chaîne hercynienne Ouest Européenne ([2], [3]), (fig. 1).

La déformation majeure de ce domaine, d'âge tardi carbonifère [4], s'accompagne de la mise en place de granitoïdes divisés en trois groupes sur la base de leurs caractéristiques pétrographiques et géochimiques ([5], [6]). Il s'agit (1) de granitoïdes type I ou mixtes type I-S, dans l'acceptation descriptive du terme *i. e.* montrant l'association de roches d'origine magmatique s.l. (I), sans implications sur la nature mantellique ou crustale de la source magmatique, et de roches crustales métasédimentaires (S), (Tichka, Jebilet, Zaer) ([5], [7]); (2) de granites peralumineux type S (Oulmés et Zaer) ([5], [8]); (3) de granitoïdes d'affinité alcaline [9], mis en place tardivement dans l'histoire de la chaîne (≈ 270 M.a.) (monzogranites d'Azegour et des Rehamna).

Ces granitoïdes se mettent en place, dans l'intervalle 330-270 M.a. [5], dans les niveaux superficiels anchi à épizonaux de la couverture paléozoïque. Ils présentent de ce fait de forts contrastes de température avec leur encaissant. Ce déséquilibre thermique se traduit par le développement d'auréoles de métamorphisme de contact de type HT-BP à andalou-site-sillimanite et par un fort amollissement thermique de l'encaissant favorisant la localisation et l'enregistrement de la déformation crustale [2].

RELATIONS MISE EN PLACE DES PLUTONS-DÉFORMATION. — Les plutons granitiques tardi carbonifères de la méseta marocaine présentent diverses caractéristiques témoignant d'une mise en place syntectonique :

(1) La distribution cartographique des plutons n'est pas aléatoire. Les plutons sont alignés suivant l'axe NE-SW de la chaîne. Ils présentent à l'intérieur de ce groupement de premier ordre, une répartition de deuxième ordre suivant des rides ENE-WSW parallèles aux fractures préexistantes du soubassement protérozoïque [2] (fig. 1).

(2) Les plutons sont orientés parallèlement à la schistosité régionale (fig. 1). Leur forme est globalement elliptique malgré de légères dissymétries induites par des décrochements ductiles (fig. 2). Le rapport d'ellipticité décroît entre 330 et 270 M.a. suggérant une décroissance progressive de la déformation crustale.

(3) Ces plutons jouent un rôle prépondérant dans la distribution, l'intensification et l'évolution microstructurale de la déformation tardi carbonifère.

Ils contrôlent la distribution de la déformation ductile qui n'est bien marquée que dans leur zone d'influence thermique ([3], [10], [11]) (fig. 1 et 2). Autour de ces zones thermiquement amollies apparaissent de grands domaines anchizonaux peu ou pas déformés [12], ce qui confère à la déformation tardi carbonifère de la méseta marocaine un caractère extrêmement hétérogène [10].

L'intensification de la déformation en direction des plutons est marquée par la diminution de la longueur d'onde et de l'angle d'ouverture des plis synschisteux et par l'évolution typologique de la schistosité [3] (fig. 2). L'évolution microstructurale associée est complexe. La déformation régionale monophasée devient progressivement polyphasée à l'approche des plutons avec développement de microstructures superposées (schistosités S_1 , S_2 , S_3 ; plis P_1 , P_2 , P_3 , linéations d'intersection — L_{11} , L_{12}). Cette évolution ne présente pas un caractère régional. Elle traduit un état local de déformation lié à l'intrusion des plutons et est interprétée en termes de déformation cisailante progressive [11].

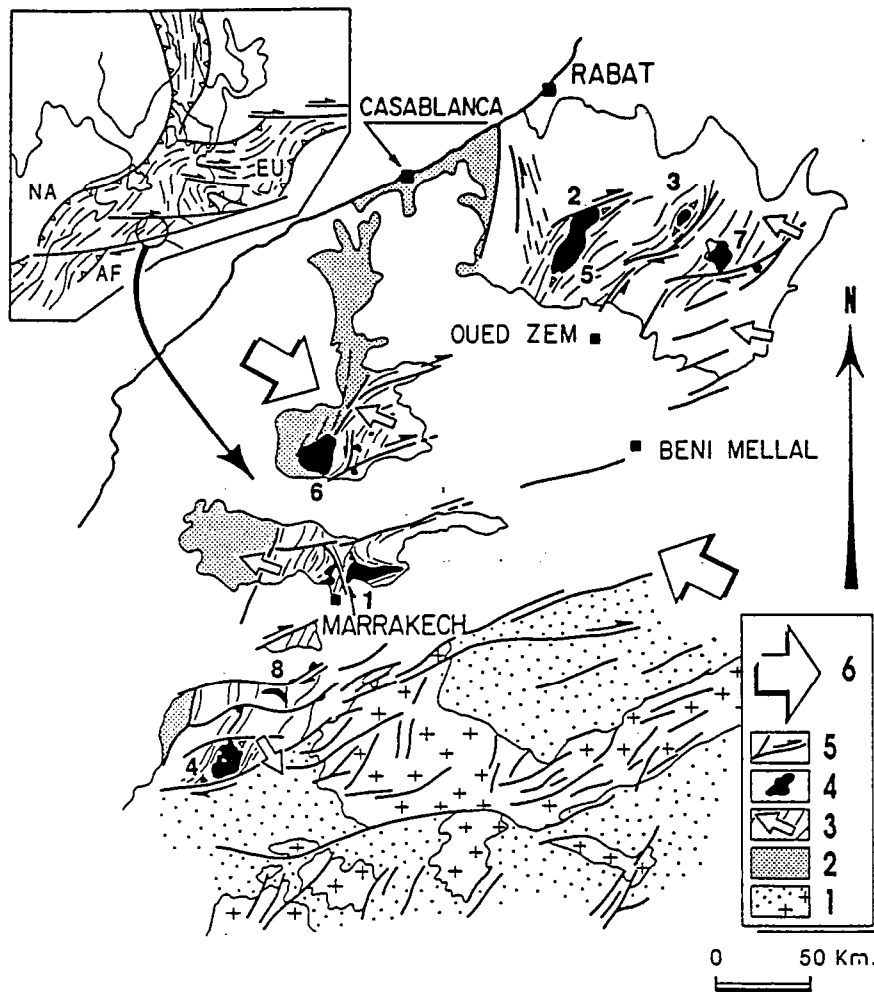


Fig. 1. — Carte géologique schématique de la méséta marocaine et des domaines voisins. 1, protérozoïque (croix) et paléozoïque (points) dans le domaine Sud, pré-saharien; 2, bloc côtier faiblement déformé [4]; 3, méséta (paléozoïque), trajectoires de schistosité (traits) et vergence générale (flèches); 4, plutons tardi carbonifères, numérotés par âge décroissant [5] (1, granodiorites des Jebilet; 2, granodiorite des Zaer; 3, monzogranite d'Oulmés; 4, granitoïdes du Tichka; 5, monzogranite des Zaer; 6, monzogranite des Rehamna; 7, granodiorite du Ment); 5, fractures du soubassement réactivées en zone de cisaillement ductile tardi carbonifères; 6, direction de raccourcissement régional. A noter (1) la distribution des plutons tardi carbonifères le long de fractures crustales (2) l'étroite corrélation entre les zones de mise en place des plutons et les zones à déformation ductile (3) le parallélisme entre les failles protérozoïques (domaine Sud) et les zones de cisaillement ductile tardi carbonifères de la méséta marocaine. Cartouche : Situation de la méséta marocaine dans le cadre de la chaîne hercynienne à l'époque tardi carbonifère (d'après [16], [17]). NA, Amérique du Nord; AF, Afrique; EU, Europe.

Fig. 1. — Schematic geological map of the Moroccan Meseta belt and adjacent areas. 1, proterozoic (crosses) and paleozoic basement (dotted) in the pre-sahara foreland; 2, weakly deformed coastal block, [4]; 3, Meseta belt (paleozoic units), cleavage trajectories (lines) and general vergence (arrows); 4, late carboniferous plutons, from older to younger ones [5] (1, Jebilet granodiorite; 2, Zaer granodiorite; 3, Oulmes monzogranite; 4, Tichka granitoids; 5, Zaer monzogranite; 6, Rehamna monzogranite; 7, Ment granodiorite; 8, basement fractures and late carboniferous shear zones; 9, direction of regional shortening. One can note (1) the distribution of late carboniferous plutons along crustal fractures (2) the close correspondance between areas of pluton emplacement and deformed zones (cleavage extend) (3) the parallelism between proterozoic faults in the pre-sahara foreland and late carboniferous shear zones in the meseta belt. Inset: The moroccan meseta in the frame of the hercynian orogeny at the Late Carboniferous time (after [16], [17]). NA, North America; AF, Africa; EU, Europe.

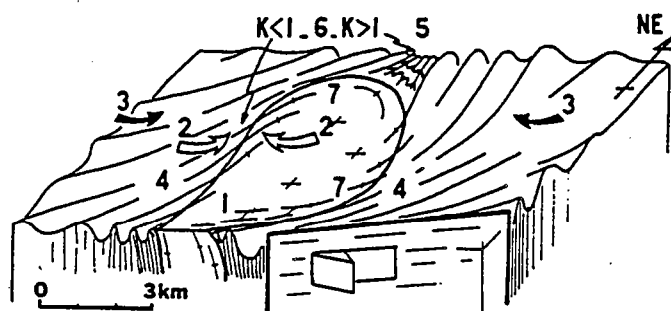


Fig. 2. — Enregistrement de la déformation crustale par les plutons granitiques épizonaux et critères de mise en place syntectonique: 1, orientation et forme des plutons; 2, gradients de déformation finie; 3, gradients thermiques et métamorphisme de contact syntectonique; 4, perturbations des trajectoires principales de déformation; 5, points triples de schistosité; 6, changements de forme de l'ellipsoïde de déformation finie; 7, processus d'orthogneissification enregistrant la diminution de température associée au refroidissement des plutons.

Fig. 2. — Plutons as regional strain markers and characteristics of syntectonic emplacement: 1, orientation and shape of plutons; 2, finite strain gradients; 3, increase of syntectonic contact metamorphism; 4, perturbations of finite strain trajectories; 5, schistosity triple points; 6, shape variations of the finite strain ellipsoid; 7, orthogneissification processes recording the decrease in temperature during pluton cooling.

(4) Les plutons exercent un contrôle sur l'évolution thermique tardi carbonifère. Le métamorphisme HT-BP s'intensifie à l'approche des plutons et les minéraux de métamorphisme (andalousite, grenat), présentent des figures rotationnelles avec enroulement de schistosité, traduisant une croissance syntectonique ([3], [12]).

(5) La mise en place des plutons s'accompagne de perturbations du champ de déformation finie :

Un changement progressif de l'orientation des axes principaux de déformation ($\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$) est mis en évidence par la cartographie du plan d'aplatissement et de la direction d'étirement (trajectoires principales de déformation). La schistosité de l'encaissant s'infléchit pour mouler les plutons puis passe en continuité avec la schistosité interne. Cette continuité entre schistosité externe et interne ainsi que la présence de points triples de schistosité [1], (fig. 2), traduisent le synchronisme entre l'intrusion des plutons et la déformation régionale ([11], [13]).

La mesure d'objets déformés ([3], [14]) confirme l'intensification de la déformation vers les plutons. Des gradients de déformation finie sont également mis en évidence depuis la périphérie vers le cœur des plutons (fig. 2). L'ellipsoïde de déformation finie présente une forme en galette ($K < 1$) de plus en plus aplatie à l'approche des plutons, évoluant vers une forme en cigare ($K > 1$) au niveau des points triples de schistosité [1] et le long de zones de cisaillement ductile [15].

(6) Les processus d'orthogneissification montrent un changement de mécanismes et une décroissance de la température de déformation attribuables à la rééquilibration thermique des plutons en cours de refroidissement.

ENREGISTREMENT DE LA DÉFORMATION CRUSTALE ET CONTEXTE TECTONIQUE DE MISE EN PLACE DES PLUTONS. — (1) Les plutons granitiques épizonaux sont assimilables à des marqueurs de la déformation crustale dont ils enregistrent les caractéristiques géométriques, les variations d'intensité et la cinématique :

— la géométrie du champ de déformation régional est déduite de l'orientation des plutons et des trajectoires principales de déformation associées;

— l'intensification de la déformation est indiquée par la forme des plutons (augmentation du rapport d'ellipticité) et par la diminution de leur obliquité par rapport aux zones de cisaillement;

— la cinématique de la déformation est déduite (1) de l'intégration d'incrément de déformation successifs enregistrés par des plutons d'âge croissant ou décroissant (rotation au cours du temps de la direction d'étirement), (2) de la cinématique de mise en place des plutons qui traduit à divers degrés les effets de la déformation crustale [1], (3) des sens de déplacement sur les failles ductiles réactivées aux limites des plutons.

(2) Le contexte tectonique tardi carbonifère est reconstitué grâce à l'intégration, à l'échelle du segment de chaîne, des différents états de déformation enregistrés par les plutons granitiques [2].

Les relations entre déformation et déplacement autour des plutons granitiques témoignent d'un régime de déformation non coaxial avec prédominance de mouvements subhorizontaux. Ces mouvements sont accommodés par des décrochements ductiles organisés en deux familles, ENE-WSW dextre dominante et subméridienne senestre ([10], [11], [13]), (fig. 1). Ils sont localement perturbés pour devenir décrochevauchants à chevauchants vers le NW ou le SE ([13], [15]).

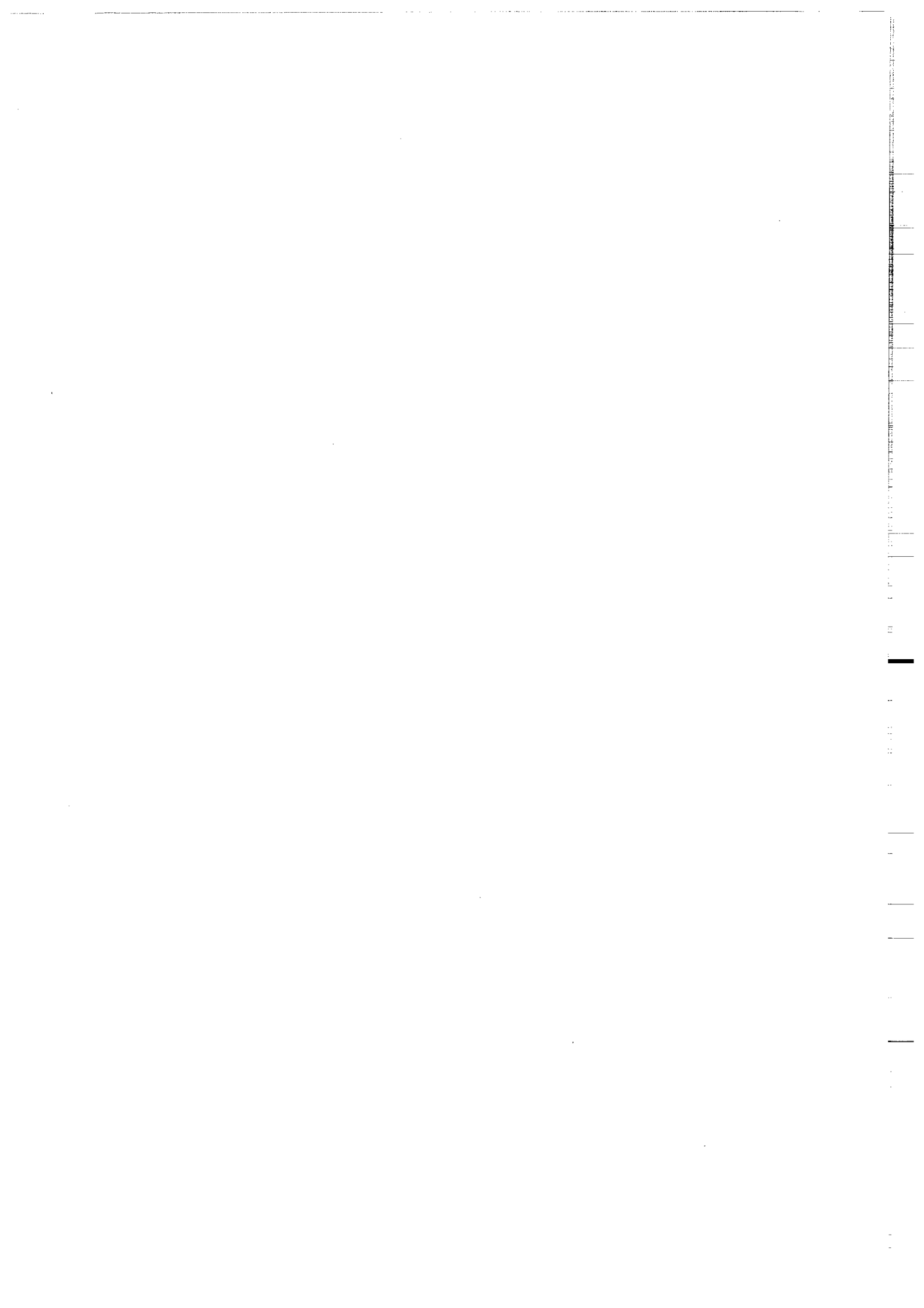
Ces zones de cisaillement ductile sont localisées au niveau de fractures préexistantes du soubassement protérozoïque (fig. 1), préférentiellement réactivées dans les zones thermiquement amollies entourant les plutons [10]. Ces fractures favorisent l'ascension du magma puis contrôlent l'alignement des plutons dans leur site final de mise en place. La distribution du magmatisme tardi carbonifère et les mouvements cisailants associés sont donc fortement contrôlés par la préfacturation du soubassement protérozoïque.

Le champ de déformation finie tardi carbonifère est caractérisé par un raccourcissement régional NW-SE avec une extension subhorizontale NE-SW [10], (fig. 1). Un tel champ de déformation caractérise les domaines crustaux déformés le long de décrochements lithosphériques. Il permet de situer la méséta marocainé au niveau d'une zone de coulissage intracontinental dextre (fig. 1). Cette zone de coulissage, située entre le bouclier Ouest africain et la chaîne hercynienne Ouest européenne, traduirait un découplage Afrique-Europe avec déplacement de l'Afrique vers l'Ouest [16]. Elle est corrélable avec les grands décrochements tardi hercyniens de l'Europe de l'Ouest [17].

Note remise le 8 mars 1989, acceptée après révision le 12 mai 1989.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] J. P. BRUN et J. PONS, *J. Struct. Geol.*, 3, 1981, p. 219-229.
 [2] J.-L. LAGARDE, *Thèse d'État*, Université de Rennes, 1987, 371 p.
 [3] (a) A. SAQUAQUE, *Thèse de 3^e cycle*, Université de Marrakech, 1985, 144 p.; (b) S. AITOMAR, *Thèse d'Université*, Université de Rennes, 1986, 224 p.; (c) A. CHEMSSEDDOHA, *Thèse de 3^e cycle*, Université de Rennes, 155 p.; (d) N. AIT AYAD, *Thèse de 3^e cycle*, Université de Marrakech, 148 p.
 [4] A. MICHARD, *Notes et Mém. Serv. Geol. Maroc*, 252, 1976, 408 p.
 [5] Z. MRINI, *Thèse d'Université*, Université de Clermont-II, 1985, 156 p.
 [6] ROSE, *Thèse d'Université*, Université de Paris-VI, 1987, 381 p.
 [7] (a) H. TERMIER et G. TERMIER, *Notes et Mem. Serv. Geol. Maroc*, 216, 1971, 240 p.; (b) D. GASQUET, J. LETERRIER, Z. MRINI et P. VIDAL, *12^e R.S.T.*, 1988, p. 61.
 [8] A. MAHMOOD et A. BENNANI, *Geol. Mag.*, 121, 1983, p. 301-309.
 [9] F. MABKHOUT, B. BONIN, N. AIT AYAD, C. SIRNA et J.-L. LAGARDE, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307, série II, 1988, p. 163-168.
 [10] J.-L. LAGARDE, *Hercynia*, I, 1, 1985, p. 29-37.
 [11] J.-L. LAGARDE et P. CHOUKROUNE, *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 2, 1982, p. 299-307.
 [12] (a) A. PIQUE, *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 5, 1976, p. 1233-1238; (b) A. PIQUE, *J. Struct. Geol.*, 4, 1982, p. 491-500.



REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AARAB M., 1984 - Mise en évidence du caractère co-génétique des roches basiques et acides de la série volcano-sédimentaire de Sarhlef (Jebilet, Maroc hercynien), Thèse de 3ème cycle, Univ. de Nancy I.
- ABBOTT J.R., 1981 - AFM liquidus projections for granitic magmas, with special reference to hornblende, biotite and garnet canadiant mineralogist, Vol. 19, pp. 103-110.
- AIT AYAD N., 1985 - Utilisation des gradients thermiques et des schémas de déformation finie dans l'étude des relations entre tectonique et intrusion granitique ; l'exemple du granite hercynien d'Azegour (Haut-Atlas Maroc), C.E.A. Univ. Marrakech, 56 p.,
- AIT AYAD N., 1987 - Modalités de mise en place du granite hercynien d'Azegour (Haut-Atlas Occidental Maroc), Thèse 3ème cycle, Univ. Marrakech,
- AIT OMAR S., 1985 - Le pluton granitique hercynien d'Oulmés (Maroc Central) ; schémas de déformation finie et cinématique de mise en place, C.R.A.S., Paris, t. 301, II, n°18, 1299-1302.
- AIT OMAR S., 1986 - Modalités de mise en place d'un pluton granitique et ses relations avec la déformation régionale ; l'exemple du granite hercynien d'Oulmés (Maroc Central), Thèse Univ., Univ. Rennes, p. 224.
- AIT TAHAR M., 1987 - Géométrie et cinématique de la déformation post viséenne autour des gabbros des Jebilet ; L'exemple des gabbros de Kettara et de Jbel El-Harcha - Massif hercynien des Jebilet - Maroc, Thèse de 3ème cycle, Marrakech,
- ALBAREDE F., 1976 - Thermal models of post tectonic decompression as exemplified by the haut allier granulites (Masif Central, France), Bull. soc. géol. France, (7), 4, 1023-1031.
- ALLARY A., LAVENUE J., RIBEYROLLES M., 1976 - Etude tectonique et microtectonique d'un segment de chaîne hercynienne dans la partie Sud-orientale du Maroc Central, Notes Mém. Serv. Géol. Maroc, 261, p. 112-169.
- ALLEGRE C.J. & BEN OTHMAN D., 1980 - Nd-Sr isotopic relationship in granitoid rocks and continental crust development ; a chemical approach to orogenesis, Nature, London, 286, 335-342.
- ALTHAUSS E., NITSCH K.H., KAROTKE E., WINKLER H.G.F., 1970 - An experimental re-examination of the upper stability limit of muscovite plus quartz, N. JB. Mineral. Monat. 7 ; 325-336.
- ARTHAUD F. & MATTE P., 1977 - Late paleozoic strike-slip faulting in Southern Europe and Northern Africa ; result of a right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals, Geol. Soc. Amer. Bull., 88, p. 1305-1320.
- ARZI A.A., 1978 - Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks, Tectonophysics, 44 ; 173-184.
- AUDREN C., 1986 - Evolution structurale de la Bretagne méridionale au paléozoïque, Thèse, Rennes ; 365 p.,
- AUDREN C., LE METOUR J., 1976 - Mobilisation anatectique et déformation ; les migmatites du golfe du Morbihan (Bretagne Méridionale), Bull. Soc. Geol. Fr (7), v. XVIII, 4, 1041-1049.
- BALK R., 1937 - Structural behavior of igneous rocks, Bull. Geol. Soc. Am., Mem. 5, 117 p.
- BALL E., FABRE J., GUELLAL S., MEGARD F. & MOUSSINE-POUCHKINE A., 1975 ; Sur la présence cisaillements plats d'âge hercynien dans le Carbonifère de Béchar (Algérie), - C.R. Acad. Sci, PARIS, 280 D, p. 2721-2724.
- BAMOUMEN H., 1988 - Les déformations superposées contemporaines de la mise en place des nappes gravitaires des Jebilet orientales (Maroc), Thèse 3ème cycle, Univ. Marrakech (à paraître).
- BARBIER J. & LEYMARIE P., 1972 - Disposition régulière de certaines minéralisations uranifères dans le granite de Mortagne (Vendée), Bull. B.R.G.M., Sect. II, 1 ; 11-18.
- BARD J.P., 1969 - Le métamorphisme régional progressif de Sierra de Aracena en Andalousie occidentale (Espagne), Thèse Fac. Sc. Montpellier, 398 pp.

- BARD J.P., BURG J.P., MATTE P. & RIBEIRO A., 1980 - La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques, 26e congr. Geol. Intern. Colloque C6, Geologie de l'Europe, 233-246, Paris.
- BARD J.P., FABRIES J., 1970 - Aperçu pétrographique et structural sur les granitoïdes de la Sierra Morena occidentale (Espagne), Bol. Geol. Min., 81 (2-3) : 226-241.
- BARKER F., 1979 - Trondhémities, dacites and related rocks, Elsevier, Amsterdam, developments in petrology n°6, 659 p.
- BARRIERE M., 1977 - Le complexe de Ploumanac'h (Massif armoricain). Essai sur la mise en place et l'évolution pétrologique d'une association plutonique subalcaline tardi-orogénique. Thèse Brest.
- BARRIERE M., 1980 - Les granitoïdes paléozoïques armoricains, In AUTRAN A. et DERCOURT J., éd., Evolutions géol. de la France, Les roches granitiques du Massif armoricain, 26° Congr. Géol. Intern., Paris, Mém. B.R.G.M., 107, p. 56-62.
- BATEMAN R., 1984 - On the role of diapirism in the segregation, ascent and final emplacement of granitoid magmas, Tectonophysics, 110, 211-231.
- BATEMAN R., 1985 - Aureole deformation by flattening around a diapir during in situ ballooning. The Cannibal creek granite, J. Geol., 93, 293-310.
- BEACH A., 1980 - Numerical models of hydraulic fracturing and the interpretation of syntectonic veins, Jour. Struct. Géol., Vol. 2, No 4, pp. 425-438.
- BEAUCHAMP J., 1984 - Le carbonifère inférieur des Jebilet et de l'Atlas de Marrakech (Maroc) : migration et comblement d'un bassin marin, Bull. Soc. Géol. France, (7), t. XXVI, n°6, p. 1025-1032.
- BESIEN J., GAGNY Cl. and ROCCI G., 1980 - La place du volcanisme devono-dinantien dans l'évolution magmatique et structurale de l'Europe moyenne varisque au paléozoïque, 26° congr. Geol. Intern. Coll. C6, Geologie de l'Europe, 213-225, Paris.
- BERNARDIN C., 1988 - Interpretation gravimétrique et structure profonde de la meseta marocaine et de sa marge atlantique, Travaux des laboratoires des Sciences de la Terre Marseille, Série B, 29, 134p.
- BERTHE D., 1980 - Le cisaillement Sud-Armoricain dans la région de St-Jean Brevelay (Morbihan) analyse de la déformation cisailante, Thèse 3° cycle, Rennes, 150 p.,
- BERTHE D. & BRUN J.P., 1980 - Evolution of folds during progressive shear in the South Armorican Shear Zone, France, Jour. Struct. Geol., 2 : 127-133.
- BERTHE D., CHOUKROUNE P. & JEGOUZO P., 1979 a - Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granite : the example of the South Armorican Shear Zone, Jour. Struct. Geol., 1 : 31-42.
- BERTHE D., CHOUKROUNE P. & GAPAIS D., 1979 b - Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant : l'exemple du cisaillement Sud-armoricain, Bull. Minéral., 102, 265-272.
- BIST M.A. & ODE H., 1965 - Theory of gravity instability with variable overburden and compaction, Géophysics, 31, 153-166.
- BLUMENFELD P. & BOUCHEZ J.L., 1988 - Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid state, J. Struct. Geol., 10, 361-372.
- BONIN B., 1980 - Les complexes acides alcalins anorogéniques continentaux ; l'exemple de la Corse, Thèse Doct. d'Etat, Univ. P-et-M. Curie, 756 p.
- BONIN B., 1982 - Les granites des complexes annulaires, Manuels et Méthodes 4, Ed. B.R.G.M., 183 p.
- BONIN B. & LAMEYRE J., 1978 - Réflexions sur la position et l'origine des complexes magmatiques anorogéniques, Bull. Soc. Géol. Fr, 20, pp. 45-59.
- BONIN B. & LAMEYRE J., 1986 - Contribution à la géologie du Limousin (III) : relations entre surcharge tectonique et mobilité verticale des magmas leucogranitiques, C.R. Acad. Sc. Paris, t. 302, Série II, n°7, 1986.
- BORDONARD M., 1983 - Tectonique et pétrographie du district à pyrrhotine de Kettara (Paléozoïque des Jebilet, Maroc), Thèse 3ème cycle, Univ. L. Pasteur, Strasbourg, 132 p.

- BORDONARD M., GAILLET J.L, MICHARD A., 1979 - Le géosynclinal carbonifère sud-mésétien dans les Jebilet (Maroc) ; une corrélation avec la province pyrénéenne du Sud de l'Espagne, C.R. Acad. Sci. Paris, D-288 ; 1371-1374.
- BOUABDELLI M., 1982 - Stratigraphie et évolution structurale du paléozoïque d'Azrou (Maroc Central). Thèse 3ème cycle, Strasbourg, 164 p.
- BOUCHEZ J.L., 1977 - Plastic deformation of quartzites at low temperature in an area of natural strain gradient, *Tectonophysics*, 39, 25-50.
- BOUCHEZ J.L. & PECHER A., 1976 - Plasticité du quartz et sens de cisaillement dans les quartzites du Grand Chevauchement Central Himalayen, *Bull. Soc. Géol. France*, 18, 6, 1375-1383.
- BOUCHEZ J.L. & PECHER A., 1981 - The Himalayan Main Central Thrust pile and its quartz-rich tectonites in Central Nepal, *Tectonophysics*, 78, 23-50.
- BOULLIER A.M & BOUCHEZ J.L, 1978 - Le quartz en rubans dans les mylonites dans les mylonites, *Bull. Soc. géol. Fr*, 7, 253-262.
- BOULOTON J. & LE CORRE C., 1985 - Le problème de la tectonique tangentielle dans les Jebilet (Maroc hercynien) données et hypothèses, *Hercynica*, 1, 2, p. 121-129.
- BOUMMANE, M.H, 1985 - Distension hercynienne et amincissement crustal dans le Sud de la Méseta marocaine l'exemple des séries paléozoïques du Horst de Guemassa (plaine du Haouz), C.E.A Univ. Marrakech, 57 p.
- BROUSSE R., 1984 - Des océans aux continents ; place et part du volcanisme, *Bull. Soc. géol., France*, (7), t.XXVI, n°3, p. 443-469
- BRUN J.P, 1980 - The cluster-ridge pattern of mantled gneiss domes in Eastern Finlande ; evidence for large-scale gravitational instability in the Proterozoic crust, *Earth, Plan. Sci. Let.*, 44 ; 441-449.
- BRUN J.P., 1981 - Instabilités gravitaires et déformation de la croûte continentale. Application au développement des dômes et des plutons, Thèse d'état, Rennes.
- BRUN J.P., 1983 - Isotropic points and lines in strain fields, *Journ. Struct. Geol.*, 5 ; 321-327.
- BRUN J.P., 1983 - L'origine des domes gneissiques ; modèles et tests, *Bull. Soc. géol. Fr*, 7, t. XXV, p. 219-228.
- BRUN J.P. & CHOUKROUNE P., 1981 - Déformation progressive et structures crustales, *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, 23, 3 ; 177-193.
- BRUN J.P. & CHOUKROUNE P., 1983 - Normal faulting, block tilting, and decollement in a stretched crust, *Tectonics*, Vol. 2, NO. 4, p. 345-356.
- BRUN J.P., CHOUKROUNE P. & FAUGERES E., 1985 - Les discontinuités significatives de l'amincissement crustal ; application aux marges passives, *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. I, n°1, p. 139-144.
- BRUN J.P. & COBBOLD P.R., 1980 - Strain creating in continental shear zones a review, *J. Struct. Geol.*, 2 ; 149-158.
- BRUN J.P. & PONS J., 1981 - Patterns of interference between granite diapirism and regional deformation (abstract). In ; Coward, M.P., Diapirism and gravity tectonics ; Report of a Tectonic Studies group conference held at Leeds University, 25-26 mars 1980, *Jour. Struct. Geol.*, 3 ; 93.
- BURG J.P., 1987 - Regional shear variation in relation to diapirism and folding, *J. Struct. Geol.*, 9, 925-934.
- BURG J.P., BRUNEL M., GAPAIS D., CHEN, G.M., & LIU G.H., 1984 - Deformation of leucogranites of the crystalline Main central sheet in southern Tibet, *J. Struct. Geol.*, 5, 535-542.
- BURG J.P., IGLESIAS M., LAURENT Ph., MATTE, Ph., and A. RIBIERO, 1981 - Variscan intracontinental deformation ; the Coimbra-Cordoba shear zone (SW Iberian Peninsula), in *Effect of Deformation on Rocks, Tectonophysics*, 78.
- BUSSEL M.A & PITCHER W.S., 1985 - The structural control of batholith emplacement, In *Magmatism at plate edge ; the Peruvian Andes*, Blackie, Halstead Press, Glasgow, 167-176.

- CAILLEUX Y., 1979 - Géologie de la région des Smaala (Massif Central Marocain), Stratigraphie du primaire et tectonique hercynienne, Notes Serv. géol. Maroc, t.40, N°275.
- CAILLEUX Y., 1983 - Géotraverse du Maroc hercynien (zone Nord), Stratigraphie et aperçus tectoniques, In Caledonide orogen, IGCP n°27, Rabat Symposium, Exc. 83 guide-book, - Serv. Carte géol. Maroc, 160 p.
- CAPDEVILA R., CORRETGE G., FLOOR P., 1973 - Les granitoïdes varisques de la Meseta ibérique, Bull. Soc. géol., Fr. 7, XV, n° 3-4, p.209-228.
- CAPDEVILLA R. & FLOOR P., 1970 - Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le NW de l'Espagne, Bol. Geol. Min., Espana, t. 81, n°2 et 3, p. 215-225.
- CHALOT-PRAT F. & CABANIS B., 1989 - Découverte dans les volcanites du Tazzeka, de la coexistence de séries acides, basiques et de phénomènes de mélange, C.R.Acad. Sci. Paris, t. 308, série II, 739-745.
- CHAPPELL B.W. & WHITE A.J.R., 1974 - Two contrasting granite types, Pacific Geol., 8 : 173-174.
- CHARLOT R., RHALIB M. & TISSERANT D., 1973 - Etude géochronologique préliminaire des granites de la région de Rabat-Tiflet (Maroc occidental), - Notes Serv. géol. Maroc, 33, 249, p. 55-58.
- CHAROY B., 1979 - Définition et importance des phénomènes deutériques et des fluides associés dans les granites ; conséquences métallogéniques, Thèse d'Etat, Nancy ; 277 p.
- CHEMSEDDOHA A., 1986 - Cisaillement ductile et granites syntectoniques dans les Jebilet centrales ; l'exemple du pluton hercynien des Oulad-Quaslam (massif des Jebilet, meseta Sud-marocaine), Thèse 3° cycle, Univ. Rennes, p. 155.
- CHOUBERT G., 1963 - Histoire géologique du précambrien de l'Anti-Atlas, Notes et mem. du serv. géol. Maroc, 162, 352p.
- CHOUBERT G. & MARCAIS J., 1952 - Aperçu structural, In : Géologie du Maroc, Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, 100, 1 : 9-73.
- CHOUKROUNE P., 1971 - Contribution à l'étude des mécanismes de la déformation avec schistosité grâce aux cristallisations syncinématiques dans les zones abritées (prestress shadows), Bull. Soc. géol. Fr. (7) XIII, 3-4 : 257-271.
- CHOUKROUNE P., GAPAIS D. & MERLE O., 1986 - Shear criteria ; structure symmetries versus displacement histories at various scales, Shear criteria, int. conf. London.
- CHOUKROUNE P., LAGARDE J.L., 1977 - Plans de schistosité et déformation rotationnelle ; l'exemple du gneiss de Champtoceaux (Massif armoricain), C.R. Acad. Sci. Paris, 2331-2334.
- CHOUKROUNE P., LOPEZ-MUNOZ M., & QUALI J., 1983 - Cisaillement ductile Sud-armoricain et déformations discontinues associées ; mise en évidence de la déformation régionale non coaxiale dextre, C.R. Acad. Sc. Paris, t. 296, p. 657-660.
- CLAUER N., JEANNETTE D. & TISSERANT D., 1980 - Datation isotopique des cristallisations successives du socle cristallin et cristallophyllien de la Haute-Moulouya (Maroc hercynien), Geol. Rundsch., 69, p. 63-83.
- CLEMENS & VIELZEUF, 1987 - Constraints on melting and magma production in the crust, Earth Planet. Sci. Lett., 86, 287-306.
- CLOOS E., 1947 - Dolite deformation in the South Mountain Fold, Maryland, Geol. Soc. Am. Bull. 58, 843-918.
- COBBOLD P.R., 1976 - Fold shapes as functions of progressive strain, Phil. Trans. R. Soc. London, A 283 : 129-138.
- COBBOLD P.R., 1979 - Removal of finite deformation using strain trajectories, J. Str. Geol. 1, 67-72.
- COBBOLD P.R. & GAPAIS D., 1979 - Specification of fabric shapes using an eigen value method ; Discussion, Bull. Geol. Soc. Am., 1, 90 : 310-312.
- COBBOLD P. R. & QUINQUIS H., 1980 - Development of sheath folds in shear regimes, Jour. Struct. Geol., 2 : 119-126.
- COBBOLD P.R., MEANS W.D. & BAYLY M.B., 1984 - Jumps in deformation gradients and particle velocities across propagating coherent boundaries, Tectonophysics, 108 : 283-298.

- COGNE J., 1960 - Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale. Le domaine de l'anticlinal de Cornouaille. Mémoire carte géologique de France, Paris.
- COLEMAN R.G. & DONATON M., 1979 - Oceanic plagiogranites revisited, In Trondhjemites, dacites and related rocks, F. Barker, editor, Elsevier, Amsterdam, 149-168.
- CONRAD J., 1972 - L'âge et les modalités de la régression carbonifère au bord Nord du Bassin de Tindouf (Sahara occidental), C.R. Acad. Sci., Paris, 274 D, p. 1780-1783.
- CORRETGE L.G., 1983 - Las rocas graníticas y granitoides del macizo ibérico, in J.A. COMBA éd. Geologia de Espana, libro jubilar J.M. RIOS, Tome 1, Pub. Inst. Geol. Min. Espana.
- CRUDEN A.R., 1988 - Deformation around a rising diapir modeled by creeping flow past a sphere, Tectonic, 5, 1091-1101.
- DAVY P., 1986 - Modélisation thermo mécanique de la collision continentale. Thèse d'Univ. Rennes, Mem CAESS n°8.
- DAHAMANI A., 1985 - Le métamorphisme dans l'auréole du granite d'Oulmés (Maroc central) ; étude pétrographique et relations avec les déformations hercyniennes. Thèse 3° cycle, Rabat.
- DEBAT P., SOULA J.C., KUBIN L. & VIDAL J.L., 1978 - Optical studies of natural deformation microstructures in feldspars (gneisses and pegmatites from occitanie, southern France), Lithos 11, 133-146.
- DE MARTONNE E., DE CELERIER J. & CHARTON A., 1924 - Le massif Rehamna. Etude morphologique, in "Une mission universitaire", A. Géogr., Paris, t. 33, n°182, 15 mars, p. 244-256.
- DIDIER & LAMEYRE J., 1969 - Les granites du Massif central français ; étude comparée des leucogranites et granodiorites, Contrib. Mineral. Petrol., 24, p. 219-238.
- DILLAMORE J.L., ROBERTS J.G. & BUSH A.C., 1979 - Occurrence of shear bands in heavily rolled cubic metals, Metal. Science, 13 ; 73-77.
- DIDOT H. & BOUCHEZ J.L., 1986 - Les diapirs emboîtés du Zaer (Méséta marocaine) ; arguments structuraux de leur mise en place, 11° R.A.S.T., Clermont-Ferrand.
- DIDOT H., BOUCHEZ J.L., BOUTALEB M. & MACAUDIERE, J., 1987 - Le granite d'Oulmés, Maroc Central. Structures de l'état magmatique à l'état solide et modèle de mise en place, Bull. Soc. Géol. France, III, 1, 157-168.
- DUNNET D., 1969 - A technique of finite strain analysis using elliptical particles, Tectonophysics 7, 117-136.
- DUNNET D. & SIDDANS A.W.B., 1971 - Non random sedimentary fabrics and their modification by strain, Tectonophysics 12, 307-325.
- DUPONT R., 1979 - Cadre géologique et métallogénèse des gisements de fer du Sud de la province de Badajoz (Sierra Morena Occidentale, Espagne), Thèse Nancy ; 1-371.
- DUTHOU J.L., CANTAGREL J.M., DIDIER J. & VIALETTE Y., 1984 - Paleozoic granitoids from the French Massif central ; age and origin studied by 87 Bb-87 Sr system, Physics of the Earth and Planet, interiors, 35, p. 131-144.
- EINSTEIN A., 1911 - Berichtigung zu meiner arbeit ; eine neue bestim mung der molekuldimensionen, Ann. Phys., 34 ; 591-592.
- EL AMRANI EL HASSANI I.E., 1984 - Contribution à l'étude pétrologique, minéralogique, métallogénique et de pétrologie structurale des formations de la région d'Azegour (Haut-Atlas occidental, Maroc), Thèse de 3° cycle, Univ. de Nancy.
- ELDER J.W., 1977 - Thermal convection, Jour. Géol. Soc. London, 133 ; 293-309.
- ENGLAND & THOMPSON, 1984 - Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism, I, Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust, J. Petrol, 25, 894-928.
- ENGLAND & THOMPSON, 1986 - Some thermal and tectonic models for crustal melting in continental collision zones, In Collision Tectonics, Coward, M. P. & Ries A.C, editors Geological Society Special Publication No, 19, 83-94.
- ETCHECOPAR A., 1977 - A plane kinematic model of progressive deformation in a polycrystalline aggregate, Tectonophysics, 39, 121-139.
- ETHERIDGE M.A, HOBBS B.E & PATERSON M.S, 1973 - Experimental deformation of single crystals of biotite, Contr. Miner. Petrol. 38, 21-36.

- EULRY M. & LAGARDE J.L., 1982 - Etude comparative de deux concentrations uranifères péribatholitiques. Arguments en faveur d'une origine supergène ; l'exemple des granites du Mont Lozère (Cévennes, France) et du Zaer (Plateau central-Maroc), 9^{ème} Réun. Ann. Sc. Terre Paris.
- ESSAIFI M., 1987 - Champ de déformation finie autour des intrusions acides keratophyriques des Jebilet centrales ; l'exemple de la Koudiat Azri. Mém. Inédit, Univ. Marrakech.
- EVANS J.P., 1988 - Deformation mechanisms in granitic rocks at shallow crustal levels. J. Struct. geol., 10, 437-444.
- FABRIES J., 1977 - Métamorphisme et plutonisme varisque dans la partie méridionale de la Méseta Ibérique. In: La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale, Coll. Int. CNRS, 243 ; 487-495.
- FARGIER L., 1983 - Etude expérimentale de la transition dynamique liquide-solide sur des particules de paraffine en suspension dans un liquide, D.E.A., Univ. Nantes, 45 p.
- FAUGERE E. & BRUN J.P., 1984 - Modélisation expérimentale de la distention continentale. C.R. Acad. Sc., Paris, t.299, Série II, n°7, pp. 365-370.
- FERNANDEZ A., 1984 - Etude théorique et expérimentale du développement de la fabrique dans les roches magmatiques. Thèse Doct. d'Etat, Univ. Clermont-Ferrand.
- FLEITOUT L. & FROIDEVAUX C., 1980 - Thermal and mechanical evolution of shear zones. Jour. Struct. Geol., 2 ; 159-164.
- FLINN D., 1962 - On folding during three dimensional progressive deformation. Q. J. Geol. Soc. London, 118 ; 385-433.
- FLINN D., 1965 - On the symmetry principale and the deformation ellipsoid. Geol. Mag., 102 (1) ; 36-45.
- FOURCADE S., 1981 - Géochimie des granitoïdes. Thèse d'état, Univ. Paris VII, 189p.
- FRANKE W. & ENGEL W., 1986 - Synorogenic sedimentation in the variscan belt of Europe. Bull. Soc. géol. France, (8), t. II, n°1, p. 25-33.
- FRY N., 1979 - Random points distributions and strain measurements in rocks. Tectonophysics, 60, 89-105.
- GAPPAIS D., 1978 - Etude au goniomètre de texture d'un exemple d'initiation et d'évolution de la fabrique du quartz en domaine épizonal. 6^{ème} Réun. Ann. Sci. Terre, Orsay, p. 179.
- GAPPAIS D., 1979 - Orientation préférentielles de réseau et déformations naturelles. Application aux quartzites (segment hercynien de Bretagne centrale) et aux amphibolites (couverture des domes gneissiques de Kuopio, Finlande). Thèse, Rennes, 261 p.
- GAPPAIS D., 1987 - Les orthogneiss, structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. Thèse d'Etat, Univ. Rennes, 364 p.
- GAPPAIS D. & BARBARIN B., 1986 - Quartz fabric transition in a cooling syntectonic granite (Hermitage massif, France). Tectonophysics, 125, 357-370.
- GAPPAIS D. & BRUN J.P., 1981 - A comparison of mineral grain fabrics and finite strain in amphibolites from eastern Finland. Vol. 18, Numb. 6, p. 995-1003.
- GAPPAIS D. & LE CORRE C., 1980 - Is the hercynian belt of brittany a major shear zone?. Nature, 288, 574-57.
- GAPPAIS D. & WHITE S.H., 1982 - Ductile shear band in a naturally deformed quartzite. Textures and Microstructures, 5, 1-17.
- GASQUET D., EL OMARI L., RODDAZ B., TANE J.L. & ROCCI G., 1984 - Le massif syntectonique du Tichka, un exemple de mélange de magma acide et basique. 10^{ème} R.S.T. Paris.
- GASQUET D., LETERRIER J., MRINI Z. & VIDAL P., 1988 -
- GEORGET Y., 1986 - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées ; exemple des granitoïdes du massif armoricain (France pétrologie et géochimie. Mém. et Doc. du Centre Armoricain d'étude structurale des socles Rennes, 250 p.,
- GEORGET Y. & CAPDEVILLA R., 1984 - Nature et pétrogenèse du Massif de Huelgoat (Bretagne centre occidentale). 10^è Réun. Ann. Sci. Terre, Bordeaux, p. 255.

- GIGOUT M., 1951 - Etudes géologiques sur la Méséta marocaine occidentale (arrière-pays de Casablanca, Mazagan et Safi), Trav. Inst. Sci. Chérif., Rabat, 3, et Notes et M. Serv. géol. Maroc, 86, 507 p.
- GIGOUT M., 1956 - Le volcan sous-marin d'âge acadien de Sidi-Saïd-Maïchou (Maroc occidental), Bull. Soc. géol. Fr., (6), 6, p. 559-574.
- GIULIANI G., 1982 - Contribution à la géologie du massif granitique des Zaer (Maroc central), Thèse 3ème cycle, C.R.P.G. ENSG, Nancy.
- GIULIANI G. & SONET J., 1982 - Contribution à l'étude géochronologique du massif granitique hercynien des Zaer (Massif central marocain), C.R. Acad. Sc. Paris, t. 294 ; 139-143.
- 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 Plan. Sci. Lett., 31 ; 142-152.
- GROGOTT J., 1981 - Fracture geometry of pseudotachylyte generation zones ; a study of shear fractures formed during seismic events, Jour. Struc. géol., vol. 3, N°2, pp. 169-178.
- GUINEBERTEAU B., BOUCHEZ J.L. & VIGNERESSE J.L., 1987 - The mortagne granite pluton (France) emplaced by pull-apart along a shear zone ; Structural and gravimetric arguments and regional implication, Geol. Soc. of Am. Bull., 99, 763-770.
- HALL, A., 1971 - The relationship between geothermal gradient and the composition of granitic magmas in orogenic belts, Cont. Mineral. Petrol., 32, 186-92.
- HAMNER S. & VIGNERESSE J.L., 1980 - Le mécanisme de la mise en place de diapirs syntectoniques dans la chaîne hercynienne, Exemple des massifs leucogranitiques de Locronan et de Pontivy (Bretagne Centrale), Bull. Soc. Géol. France, t. XXII, 2, 193-202.
- HANNA S.S. & FRY N., 1979 - A comparison of methods of strain determination in rocks from Southwest dyfed (Pembrokeshire) and adjacent areas, J. Str. Geol., 1, 155-162.
- HARRISON T.M. & CLARKE G.K., 1979 - A model of the thermal effects of igneous intrusion and uplift as applied to Quotton pluton, British Columbia, Can. J. Earth Sci., 16, 411-420.
- HIGGINS M., 1971 - Cataclastic rocks, Prof. Pap. U.S. Geol. Surv., 687 ; 1-97.
- HODGE D.S., 1974 - Thermal model for origin of granitic batholiths, Nature, 251 ; 297-299.
- HOEFFNER C., 1987 - Evolution structurale du Maroc Oriental, Thèse d'état, Strasbourg.
- HOEFFNER C., JENNY P., PIQUE A. & MICHARD A., 1982 - Le métamorphisme hercynien dans le massif des Rehamna, Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, 303, pp. 130-149.
- HOLDAWAY M.J., 1971 - Stability of andalousite and the aluminium silicate phase diagram, AM. Journ. Sci., 271 ; p. 132.
- HOLDER M.T., 1979 - An emplacement mechanism for post-tectonic granite and its implications for their geochemical features, In : M.P. Atherton and J. Atherton and J. Tamey (Editors), Origine of Granite Batholiths ; Geochemical Evidence, SHIVU, KENT, 116-128.
- HOLLARD H., 1978 - L'évolution hercynienne au Maroc, Zeit Deutsche Géol. Ges., 129 ; 495-512.
- HOSCHECK G., 1969 - The stability of strolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks, Contr. Mineral. Petrol., 22 ; 208-233.
- HUON S., 1985 - Clivages ardoisés et réhomogénéisation isotopique K-Ar dans des schistes paléozoïques du Maroc, Etude microstructurale et isotopique, Conséquences régionales, Thèse de 3ème cycle, Univ. de Strasbourg.
- HUPPERT & SPARKS, 1988 - The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust, Journ. of Petrology, 29, 599-624.
- HUTTON D.H.W., 1982 - A tectonic model for the emplacement of the main Donegal Granite, N.W. Ireland, J. geol. Soc. Lond., 139, 625-631.
- HUTTON D.H.W., 1988a - Granite emplacement mechanisms and tectonic controls ; interferences from deformation studies, Trans. Royal Soc. of Edinburgh ; Earth sciences, 79, 245-255.
- HUTTON D.H.W., 1988b - Igneous emplacement in a shear-zone termination ; the biotite granite at strontian, Scotland, Geol. Soc. of Am. Bull., 100, 1392-1399.
- HUVELIN P., 1977 - Etude géologique et géochronologique du massif hercynien des Jebilet (Maroc occidental), Notes Mém. Serv. Géol. Maroc, 232 bis, 308 p.

- HYNDMAN D.W., 1981 - Controls on source and depth of emplacement of granitic magma, *Geology* 9, 224-249.
- IGLESIAS M., CHOUKROUNE P., 1980 - Shear zones in the Iberian arc, *Journ. Struct. Geol.*, 2, 1/2 : 63-68.
- JEANNETTE D., & PIQUE A., 1981 - Le Maroc hercynien : plate-forme disloquée du craton Ouest-africain, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 293 : 79-82.
- JEGOUZO P., 1980 - The South armorican shear zone, *J. Struct. Géol.*, 2 : 39-47.
- JULIVERT M., MARTINEZ F.J. & RIBEIRO A., 1980 - The Iberian segment of the European hercynian foldbelt, *Mem. B.R.G.M. n°m, 108, Coll. C6, 26 Congr. Geol. Internat. ; Géologie de l'Europe, du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens* : 132-158.
- KHARBOUCH F., 1982 - Pétrographie et géochimie des laves dinantiennes de la Méséta nord-occidentale et orientale marocaine, Thèse 3è cycle, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 150 p.
- KHARBOUCH F., JUTEAU T., TREUIL M., JORON J.L., PIQUE A. & HOEPPFNER C., 1985 - Le volcanisme dinantien de la Méséta marocaine Nord-occidentale et orientale caractères pétrographiques et géochimiques et implications géodynamiques, *Sci. Géol. Bull.*, 38, 2, p. 155-163, Strasbourg.
- KHERRICH R., ALLISON I., BARNETT R.L, MOSS S. & 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, 221-242.
- KNAPP R.B. & NORTON D., 1981 - Preliminary numerical analysis of processes related to magma crystallization and stress evolution in cooling pluton environments, *Am. Jour. of Sci.*, Vol. 281, pp. 35-68.
- KUNO H., 1968 - Differentiation of basalt magmas, In the Poldevaart treatise on rocks of basaltic composition, Ed. Hess and the late A. Poldevaart, Interscience Publishers, 2 : 623-688.
- LACASSIN R. & VAN DEN DRIESSCHE J., 1983 - Finite strain determination of gneiss ; application of Fry's method to porphyroid in the southern Massif Central (France), *Jour. Struc. Géol.* Vol. 5, N°3/4, pp. 245-253.
- LAGARDE J.L., 1978 - La déformation des roches dans les domaines à schistosité subhorizontale, Applications à la nappe du Canigou-Roc de France (Pyrénées orientales) et au complexe cristallophyllien de Champtoceaux (Massif Armorican), Thèse 3ème cycle, Rennes.
- LAGARDE J.L., 1985 - Cisaillements ductiles et plutons granitiques contemporains de la déformation hercynienne post viséenne de la méséta marocaine, *Hercynica*, I, 1, 29-37.
- LAGARDE J.L., 1987 - Les plutons granitiques hercyniens marqueurs de la déformation crustale, L'exemple de la méséta marocaine, Thèse d'état, Rennes, 371 p.
- LAGARDE J.L., AIT AYAD N., AIT OMAR S., CHEMSSEDDOHA A. & SAQUAQUE A., 1989 - Les plutons granitiques tardi carbonifères marqueurs de la déformation crustale, L'exemple des granitoïdes de la méséta marocaine, *C.R.Acad. Sci. Paris*, t. 309, série II, 291-296.
- LAGARDE J.L., BEAUCHAMP J. & BOUABDELLI M., 1984 - La structuration des bassins viséens de la méséta marocaine, 10° R.A.S.T. Bordeaux.
- LAGARDE J.L. & CHOUKROUNE P., 1982 - Cisaillement ductile et granitoïdes syntectoniques ; l'exemple du massif hercynien des Jebilet (Maroc), *Bull. Soc. Géol. France*, t. XXIV n°2, pp. 299-307.
- LAGARDE J.L. & MICHARD A., 1986 - Stretching normal to the regional thrust displacement in a thrust-wrench shear zone, Rahamna massif, Morocco, *Jour. Struc. geol.*, vol. 8, Nos 3/4, pp. 483-492.
- LAGARDE J.L. & RODDAZ B., 1983 - Le massif plutonique du Tichka (Haut Atlas occidental-Maroc) ; un diapir syntectonique, *Bull. Soc. Géol. France*, t. XXV n°3, pp. 389-395.
- LAMEYRE J., 1966 - Leucogranites et muscovitisation dans le Massif Central français, Thèse, Univ. Clermont-Ferrand, 270 p.
- LAMEYRE J., 1980 - Les magmas granitiques ; leurs comportements, leurs associations et leurs sources, *Mém. h. sér. Soc. géol. de France*, n°10, pp. 52-62.

- LAMEYRE J. & AUTRAN A., 1980 - Les granitoïdes de France, 26^e Congr. Géol. Intern. Paris, C7, Géol. de la France, pp. 52-97.
- LAMEYRE J. & BOWDEN P., 1982 - Plutonic rocks types series ; discrimination of various granitoïd series and related rocks, Journ. Volcan. Geotherm. Res., 14 ; 169-186.
- LAMEYRE J., MAROT A., ZIMINE S., CANTAGREL J.M., DOSSO L., VIDAL Ph., 1976 - Chronological evolution of the Kerguelen Islands syenite-granite ring complex, Nature G.B., 263, pp. 306-307.
- LAURENT P. & ETCHECOPAR A., 1976 - Mise en évidence à l'aide de la fabrique du quartz d'un cisaillement simple à déversement Ouest dans le Massif de Dora Maria (Alpes orientales), Bull. Soc. Géol. France, XIX, 7, pp. 1387-1393.
- LEBLANC M., 1975 - Ophiolites précambriennes et gîtes arséniés de cobalt ; Bou-Azzer (Maroc), Thèse, Paris (VI), ronéot., 320 p.
- LECKWIJCK W. Van, SUTER G., TERMIER H. & TERMIER G., 1955 - Contribution à la stratigraphie des terrains ordoviciens et gothlandiens de l'anticlinorium de Khouribga-Oulmés (Maroc central), Notes Serv. géol. Maroc, 11, 123, pp. 9-44.
- LE CORRE CL., 1978 - Approche quantitative des processus synschisteux, L'exemple du segment hercynien de Bretagne centrale, Thèse, Rennes, 381 p.
- LE CORRE CL. & SAQUAQUE A., 1987 - Comportement d'un système pluton-encaissant dans un champ de déformation régional ; le granite du Bramram (Jebilet, Maroc hercynien), Bull. Soc. géol. France, 4, (sous presse).
- LEDRU P. & BRUN J.P., 1977 - Utilisation des fronts et des trajectoires de schistosité dans l'étude des relations entre tectonique et intrusions granitiques ; exemple du granite de Flamanville (Manche), C.R. Acad. SC. Paris, t. 285, série D, p. 1199-1202.
- LE FORT P., 1975 - Himalaya ; the collided range ; present knowledge of the continental arc, Am. J. Sci., 275A, 1-44.
- LE FORT P., 1981 - Manaslu leucogranite ; a collision signature of the Himalayas a model for its genesis and emplacement, J. geophys. Res., 86, 100545-68.
- LE HERISSE A. & PLAINE J., 1982 - Volcanisme basique dans le Carbonifère inférieur du Synclinorium de Laval (Massif armoricain, France), C.R. Acad. Sci. Paris, II, 294, p. 1199-1202.
- LE THEOFF B., 1979 - Non coaxial deformation of elliptical particles, Tectonophysics, 53, p. 7-13.
- LEYMARIE P., 1968 - Une méthode permettant de mettre en évidence le caractère ordonné de la distribution de certains gîtes minéraux, Minéral. Deposita, 3 ; 334-343.
- LEYRELOUP A., 1973 - Le socle profond en Velay d'après les enclaves remontées par les volcans néogènes, Son métamorphisme et sa lithologie ; granites et séries charnockitiques, Thèse, Nantes, 356 p.
- LISTER G.S. & HOBBS B.E., 1980 - The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite ; the influence of deformation history, Jour. Struct. geol., Vol. 2, n°3, pp. 355-370.
- LISTER G.S. & SNOKE A.W., 1984 - S-C mylonites, J. Struct. geol., 6, pp. 617-638.
- MABKHOUT F., BONIN B., AIT AYAD N., SIRNA C. & LAGARDE J.L., 1988 -
- MADDOCK R.H., 1983 - Melt origin of fault-generated pseudotachylytes demonstrated by textures ; Geology, v. 11, p. 105-108.
- MAHMOOD A., 1980 - Etude pétrologique du granite hercynien des Zaer, (Massif central marocain), Thèse 3ème cycle, Clermont-Ferrand.
- MAHMOOD A. & BENNANI A., 1984 - S-type characteristics of the hercynian granitoids of the Central Palaeozoic Massif, Morocco, Geol. Mag., 121 (4), pp. 301-309.
- MAILLET P., 1977 - Etude géochimique de quelques séries spilitiques du Massif armoricain, Implications géotectoniques, Thèse 3^e cycle, Rennes, 134 p.,
- MAKRIS J. & DEMNATI A., 1983 - Deep seismic soundings in Morocco and a crust and upper mantle model deduced from seismic and gravity data, Tectonophysics, 78 (in press).

- MALAVIELLE J., ETCHECOPAR A. & BURG J.P., 1982 - Analyse de la géométrie des zones abritées : simulation et application à des exemples naturels, C.R. Acad. Sc. Paris, t. 294, Série II, 279.
- MALAVIELLE J. & HARRIS L.B., 1982 - Formation de bandes de cisaillement conjuguées pendant une déformation par cisaillement simple : l'exemple des orthogneiss de Centuri (Corse), Soumis à C.R. Acad. Sci. Paris.
- MARCH A., 1932 - Mathematische theorie der regelung nach der korngestalt bei affiner deformation, Ziet. Krist, 81 ; 285-297.
- MARRE J., 1982 - Méthodes d'analyses structurale des granitoïdes, B.R.G.M., Manuals et méthodes, n°3.
- MARSH B. D., 1982 - On the mechanics of igneous diapirism, stoping and zone melting, Am. J. Sci., 282, 808-855.
- MARTIN N.R., 1952 - The structure of the granite massif of Flamenville, Manche, Nord-West France, Quart. J. Geol. Soc, 108, pp. 311-342.
- MATTAUER M., 1983 - Subduction de lithosphère continentale, décollement croûte-manteau et chevauchements d'échelle crustale dans la chaîne de collision himalayenne, C.R. Acad. Sci. Paris, II, 296, p. 481-486.
- MATTAUER M., 1985 - Intracontinental subduction, crustal-mantle decollement and crustal stacking wedge in the Himalaya and other collision belts, In "Collision tectonics", Geol. Soc. London, Spe. Publ., p. 363-381.
- MATTAUER M., 1986 - Les subductions intracontinentales des chaînes tertiaires d'Asie ; leurs relations avec les décrochements, Bull. Soc. géol. France, (8), t. II, n°1, p. 143-157.
- MATTAUER M., PROUST F. & TAPPONNIER P., 1972 - Major strike-slip fault of late hercynian age in Morocco, Nature, 237, p. 160-162.
- MATTE PH., 1983 - Two geotraverses across the ibero-Armoricain Variscan arc ot western Europe, In "profiles ot orogenic belts" Geodynamics Series, Rast N, et Dalany F. M, éd. 10, A.G.U., pp. 53-81.
- MATTE PH., 1986 - La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au permo-carbonifère, Bull. Soc. géol. France, (8), t. II, n°1, p. 9-24.
- MATTE PH. & RIBEIRO A., 1975 - Forme et orientation de l'ellipsoïde de déformation dans la virgation de Galice, Relations avec le plissement et hypothèses sur la genèse de l'arc ibéro-armoricain, C.R. Acad. Sci., Paris, D, 280, p. 2825-2827.
- MAURY R.C., 1984 - Les conséquences volcaniques de la subduction, Bull. Soc. géol. France, (7), t. XXVI, n°3, pp. 489-500.
- MICHARD A., 1976 - Eléments de géologie marocaine, Notes et Mém. Ser. géol. Maroc, 252, 408
- MICHARD A., 1982 - Le massif paléozoïque des Rehamna (Maroc) ; stratigraphie, tectonique et pétrogenèse d'un segment de la chaîne varisque, Notes & Mém. Serv. géol. Maroc, 303, 180 p.
- MICHARD A. & PIQUE A., 1979 - The variscan Belt in Morocco ; structure an developmental model, in the caledonides in U.S.A., D. Wones ed., Blackburg, Mém. 2 ; 317-322.
- MICHARD A., CAILLEUX Y. & HOEFFNER C., 1983 -The structure of the Moroccan meseta orogen : An outline, Vol. spéc. Notes & Mém., à paraître.
- MITRA G. & BOYER S.E., 1986 - Energy balance and deformation mechanisms of duplexes, Jour. of Struc. Geol., Vol. 8, Nos. 3/4, pp. 291-304.
- MORIN PH., 1962 - Une vue d'ensemble nouvelle des formation anté-viséennes du pays des Zaïan (anticlinorium de Kasba-Tadla-Azrou, Maroc central), C.R. Acad. Sci. Paris, 254 D., p. 3385-3387.
- MRINI Z., 1985 - Age et origine des granitoïdes hercyniens du Maroc ; apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique (Sr, Nd, Pb), Doct. Univ. de Clermont II, géochimie isotopique, 156 p.
- NICOLAS A., 1984 - Principes de tectonique, Ed. Masson, Paris, 196 p.
- NICOLAS A., BOUCHEZ J.L, BLAISE J. & POIRIER, J.P., 1977 - Geological aspects of deformation in continental shear zones, Tectonophysics, 42 ; 55-73.

- PARIS F., LE HERISSE A., PELHATE A. & WEYANT M., 1982 - Les formations carbonifères et la phase bretonne dans le synclinorium du Ménez Bel Air ; essai de synthèse, Bull. SOC. géol. minéral. Bretagne, (C), 14, p. 19-33.
- PASSCHIER C.W., 1982 - Pseudotachylyte and the development of ultramylonite bands in the Saint-Barthélemy Massif, French Pyrenees, J. Struct. Geol., 4, 69-79.
- PASSCHIER C.W., 1984 - The generation of ductile and brittle shear bands in a low-angle mylonite zone, J. Struct. Geol., Vol. 6, No. 3, pp. 273-281.
- PERMINGEAT F., 1957 - Le gisement de molybdène, tungstène et cuivre d'Azegour (Haut Atlas), Etude pétrographique, Notes & M. Serv. géol. Maroc, 141, 284 p.
- PETIT J.P., 1976 - La zone de décrochements du Tizi n'Test (Maroc) et son fonctionnement depuis le Carbonifère, Thèse 3^e cycle, Montpellier.
- PEUCAT J.J., LE METOUR J. & AUDREN Cl., 1978 - Arguments géochronologiques en faveur de l'existence d'une double ceinture métamorphique d'âge siluro-dévonien en Bretagne méridionale, Bull. Soc. géol. France, (7), XX, p. 163-167.
- PEUCAT J.J., CHARLOT R., MIFDAL A., CHANTRAINE J. & AUTRAN A., 1979 - Définition géochronologique de la phase bretonne en Bretagne centrale par l'étude Rb/Sr des granites du domaine centre-armoricain, Bull. BRGM, Fr., Sect. I, n°4 (à paraître).
- PIQUE A., 1975 - La zone faillée de Rabat, couloir de décrochement hercynien au Nord de la Méséta marocaine, C.R. Acad. Sci. Paris, 280, pp. 1059-1062.
- PIQUE A., 1976 - Front thermique syntectonique et mise en place du granite à Oulmès (Maroc central), Bull. Soc. géol. France, (7), t. XVIII, n°5, p. 1233-1238.
- PIQUE A., 1979 - Evolution structurale d'un segment de la chaîne hercynienne ; la méséta marocaine Nord occidentale, Sc. Géol. Mén. Strasbourg, 253 p.
- PIQUE A., 1981 - La chaîne hercynienne d'Europe occidentale et son prolongement dans le Nord-Ouest de l'Afrique, Sci. Géol. Bull. 34, 2, p. 123-124.
- PIQUE A., 1982 - Relations between stages of diagenetic and metamorphic evolution and the development of a primary cleavage in the north western Moroccan Meseta, J. Struct. Geol., 4, 491-500.
- PIQUE A. & KHARBOUCH F., 1983 - Distension intracontinentale et volcanisme associé, La méséta marocaine Nord occidentale au Dévono-Dinantien, Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 7, 1, p. 377-387.
- PIQUE A. & MICHARD A., 1981 - Les zones structurales du Maroc hercynien, Sci. géol., Bull., 34, 2, Strasbourg, p. 135-146.
- PITCHER W.S., 1979 - The nature, ascent and emplacement of granitic magmas, J. geol. Soc. London, 136, pp. 627-662.
- PITCHER W.S. & BERGER A.R., 1972 - The geology of Donegal : a study of granite emplacement and unroofing, Wiley-Interscience, Londres, 435 p.
- PLATT J.P. & VISSERS R.L.M., 1980 - Extensional structures in anisotropic rocks, Jour. Struc. Géol., Vol. 2, n° 4, pp. 397-410.
- POIRIER J.P. & NICOLAS, A., 1975 - Deformation-induced recrystallization due to progressive misorientation of subgrains with special reference to mantle peridotites, J. Geol., 83, 707-720.
- POLLARD D.D., 1973 - Derivation and evaluation of a mechanical model for sheet intrusions, Tectonophysics 19, 233-269 p.
- POLLARD D.D., 1979 - On the mechanical interaction between a fluid-filled fracture and the earth's surface, Tectonophysics 53, pp. 27-57.
- PONS J., 1975 - Pétrofabrique des roches éruptives dans les complexes de Quérigut (Ariège, France) et de Burguillos del Cerro (Badajoz, Espagne), Petrologie, 1 (3) : 209-223.
- PONS J., 1982 - Un modèle d'évolution de complexes plutoniques ; Gabbros et granitoïdes de la Sierra Morena occidentale (Espagne), Thèse d'Etat, Toulouse.
- PRUVOST P. & TERMIER H., 1949 - Sur l'âge de la formation houillère de Christian (Bled Zaer, Maroc), C.R. Acad. Sci. Paris, 229 D, p. 7-9.

- QUINQUIS H., 1980 - Schistes bleus et déformation progressive, L'exemple de l'île de Groix (Massif Armoricaïn), Thèse, Rennes, 145 p.
- QUINQUIS H. & CHOUKROUNE P., 1981 - Les schistes bleus de l'île de Groix dans la chaîne hercynienne ; implications cinématiques, Bull. Soc. géol. France, (7), XXIII, p. 409-418.
- RAGLAND P.C. & BUTHER J.R., 1972 - Crystallisation of the west Farrington Pluton, North Carolina, U.S.A., J. Geol., 13, 381-404.
- RAMBERG H., 1963 - Strain distribution and géométrie of folds, Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 42 ; 1-20.
- RAMBERG H., 1963 - Experimental study of gravity tectonics by means of centrifuged models, Bull. Geol., Inst. Univ. Uppsala, 42 ; 1-97 p.
- RAMBERG H., 1967 - Gravity, deformation and the Earth's crust, London, Academic Press, 214
- RAMBERG H., 1968 - Fluid dynamics of layered systems in the field of gravity, a theoretical basis for certain global structures and isostatic adjustment, Phys. Earth, Planst. Inter., 1 ; 63-87.
- RAMBERG H., 1970 - Model studies in relation to intrusion of plutonic bodies, In ; NEWAL, G. & Rast, N. (eds), Mechanism of ingeous intrusion, Spec. Iss. Geol. J., 2, 261-286.
- RAMBERG H., 1972 - Theoretical models of density stratification and diapirism in the earth, Jour. Geophys. Res., 77 ; 877-889.
- RAMBERG H., 1981 - Gravity, deformation and the Earth's crust, Academic press, London, 452 p.
- RAMSAY J.G., 1967 - Folding and fracturing of rocks, Mc Graw-Hill, New-York, 568 p.
- RAMSAY J.G. & ALLISON I., 1979 - Structural analysis of shear zones in an alpinised hercynian granite, Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 59 ; 251-279.
- RAMSAY J.G. & GRAHAM R.H., 1970 - Strain variation in shear belt, Canad. Jour. Earth Sci., 7 ; 786-813.
- RAMSAY J.G. & HUBER M.I., 1983 - Modern structural geology. Vol. 1 ; strain analysis, pp. 296-307.
- RICHARSON S.W., GILBERT M.C., BELL P.M., 1969 - Experimental determination of kyanite-andalousite and andalousite-sillimanite equilibria ; the aluminium silicate triple point, Am. Jour. Sci., 267 ; 259-272.
- ROLET J., 1984 - Grabens losangiques (pull-apart) en régime de décrochement, Le rôle des coulissements hercyniens dans l'individualisation des bassins carbonifères du Massif armoricaïn, Ann. Soc. Géol. Nord, CIII, p. 209-220.
- ROLET J., THONON P. & CHEVALIER Y., 1984 - La cicatrice Crozon Nord-Crozon Sud (Finistère) est jalonnée de volcanites et de basites grenues en lambeaux, Réunion Ann. Sci. Terre, Bordeaux, Soc. géol. France édit., résumé, Livre en dépôt à la Soc. géol. France.
- ROSCOE R., 1952 - The viscosity of suspensions of rigid spheres, Br. J. Appl. Phys., 3 ; 267-269.
- ROSE F., 1987 - Pétrogenèse des granitoïdes hercyniens du Maroc, Thèse Univ. Paris VI 381p.
- ROSENFELD J.L., 1970 - Rotated garnets in metamorphic rocks, Geol. Soc. Am. Prof. Pap., 129 ; 1-105.
- RUHLAND M., 1973 - Méthode d'étude de la fracturation naturelle des roches associée à divers modèles structuraux, Sciences géologiques Bull., 26, 2-3, p. 91-113.
- SAGON J.P., 1976 - Contribution à l'étude géologique de la partie orientale du Bassin de Châteaulin (Massif armoricaïn) ; stratigraphie, volcanisme, tectonique, Thèse Doct. es Sciences, Paris, 593 p.,
- SANDERSON D.J., 1979 - The transition from upright to recumbent folding in the Variscan fold belt of South-West England ; a model based on the kinematics of simple shear, J. Struct. Geol., 1, p. 171-180.
- SANDERSON D.J. & MENEILLY A.W., 1981 - Analysis of three-dimensional strain modified uniform distribution ; andalousite fabrics from a granie aureole, J. Struct. Geol., 3, 109-116.
- SAQUAQUE A., 1985 - Déformation et mise en place d'un pluton granitique syncinématique ; l'exemple du granite hercynien du Bramram - Tabouchennt - Banega (Jebilet centrales, Maroc), Thèse 3^e cycle, Marrakech, Maroc, 144 p.

- SCHWARZ G., RATH V. & HAAK V., 1986 - Magnetotellurische und erdmagnetische sondierungen in narokkanischen Atlas, Berliner geowiss. Abh., (A), 66, p. 289-300.
- SCHWERTNER W.M., SUTCLIFFE R.H. & TROENG B., 1978 - Patterns of total strain within the crestral regions of immature diapirs, Can. Jour. Earth Sci., 15 ; 1437-1447.
- SECOR D.T., 1965 - Role of fluid pressure in jointing, Am. J. Sci., 263 ; 633-646.
- SIBSON R.H., 1977 - Fault rocks and fault mechanisms, Journ. Geol. Soc., 113, 3 ; 191-213.
- SIBSON R.H., 1983 - Continental fault structure and the shallow earthquake source, J. geol. Soc. Lond, 140, 741-767.
- SIMPSON C., 1983 - Strain and shape fabric variations associated with ductile shear zones, J. Struct. geol., 5, 61-72.
- SIMPSON C., 1985 - Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition, J. of Struc. geol., vol. 7, No 5, pp. 503 to 511.
- SIMPSON C. & SCHMID S.M, 1983 - An evolution of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks, Bull. Geol. Soc. Am., 94, 1291-1298.
- SIRNA C., 1980 - Tectonique cassante des granites de Grandrieu, Margeride ; recherches appliquées aux gisements d'uranium de Langogne (Lozère, Massif central Français), Thèse 3^e cycle, Strasbourg, 96 p.
- SIRNA C., 1986 - Le granite des Rehamna centrales, 11^e R.S.T., Clermont-Ferrand.
- SKEMPTON A., 1965 - Some observation on tectonic shear zones, 1er Cong. Int. de Mécanique des Roches, Lisbonne, p.329-335.
- SOLOUTIS D., 1987 - Finite strain effects in experimental mullions, J. Struct. Geol., 9, 2, 233-242.
- SOULA J.C., 1982 - Characteristics and mode of emplacement of gneiss domes and plutonic domes in central-eastern Pyrenees, Jour. of Struct. geol., Vol.4, No 3, pp. 313-342.
- SPERA F., 1980 - Thermal evolution of plutons ; a parameterized approach, Science, Vol. 207, pp. 299-301.
- SPRY A., 1969 - Metamorphic textures, Pergamon Press Oxford, 350 p.
- STRECKEISEN A.L., 1973 - To each plutonic rock its proper name, Earth Sc. Rev. 12, p.1-33.
- TALBOT C.J., 1974 - Fold nappes as asymmetric mantled gneiss domes and ensialic orogeny, Tectonophysics, 24 ; 259-276.
- TALBOT C.J., 1977 - Inclined and asymmetric upward-moving gravity structures, Tectonophysics, 42, 159-181.
- TCHALENKO J., 1970 - Similarities between shear zones of different magnitudes, Geol. Soc. of Am. Bull., 81, p. 1625-1640.
- TERMIER H., 1936 - Etude géologique sur le Maroc central et le Moyen-Atlas septentrional, Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, 33, 1566 p.
- TERMIER H., AGARD J. & OWOODENKO B., 1950 - Les gites d'étain et de tungstène de la région d'Oulmés (Maroc central), Etude géologique, pétrographique et métallogénique, Notes et Mém. Serv. Géol., Maroc, n°82, 326 p.
- TERMIER H. & TERMIER G., 1971 - Le massif granito-dioritique du Tichka (Haut-Atlas occidental, Maroc), Mém. Serv. Géol. du Maroc, n°216, p. 240.
- TISSERANI D., 1977 - Les isotopes du strontium et l'histoire hercynienne du Maroc, étude de quelques massifs atlasiques et mésetiens, Thèse 3^eème cycle, Strasbourg.
- TREAGUS S.H., 1983 - A theory of finite strain variation through contrasting layers, and its bearing on cleavage refraction, Jour. Struct. Geol., Vol. 5, n°3/4, pp. 351-368.
- TULIS J., 1979 - High temperature deformation of rocks, Rev. Geophys. Space phys., 17, 1137-1154.
- TUTTLE O.F. & BOWEN N.L., 1958 - The origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-SiO₂-H₂O, Geol. Soc. Amer. Mem., n°74.
- VAN DEN BOSCH J.W.H., 1971 - Carte gravimétrique du Maroc au 1/500 000 (en 7 feuilles), Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, 234.
- VAN DEN BOSCH J.W.H., 1974 - Quelques principes généraux de l'interprétation gravimétrique illustrés par des exemples empruntés à la carte gravimétrique du Maroc (structure du Rif et intrusions granitiques au Maroc central), Notes Serv. Géol. Maroc, t. 35, n°255, p. 117-136.

- VAN DEN DRIESSCHE J., 1986 - Structures d'enroulement dans la déformation cisailante. 11^{ème} R.S.T. Clermont-Ferrand, p 179.
- VAN DER MOLEN I. & PATERSON M.S., 1979 - Experimental deformation of partially melted granite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70 : 299-318.
- VANDENVEN G., 1969 - Les terrains métamorphiques de la bordure Nord-Ouest du massif granitique des Zaer (région de Sibara, Maroc central). *Notes Serv. géol. Maroc*, 29, 213, p. 71-90.
- VAUCHEZ A., 1976 - Les déformations anté-triasiques dans la boutonnière d'Aouli-Mibladen (Midelt, Maroc). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 282, p. 425-428
- VIDAL P., 1976 - L'évolution polyorogénique du Massif Armoricain ; apport de la géochronologie et de la géochimie du strontium. Thèse, Rennes, 142 p. et *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 21 : 162 p.
- VIGNERESSE J.L., 1978 - Gravimétrie et granites armoricains. Structure et mise en place des granites hercyniens. Thèse, Rennes, 91 p.
- VIGNERESSE J.L. & BRUN J.P., 1983 - Les leucogranites armoricains marqueurs de la déformation régionale ; apport de la gravimétrie. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXV, n°3, p. 357-366.
- VOGEL T. & WALKER B.M., 1975 - The Tichka Massif, Morocco an example of contemporaneous acidic and basic plutonism. *Lithos*, 8, p. 29-38.
- VOGEL T., WILLIAMS E., PRESTON J. & WALKER B., 1976 - Origin of the late Palozoic plutonic Massifs in Morocco. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 87, p. 1753-1762.
- WENCK H.R., 1978 - Are pseudotachylites products of fracture or fusion ? ; *Geology*, v. 6, p. 507-511.
- WHITE S.H., BURROWS S.E., CARRERAS J., SHAW N.D., HUMPHREYS F.J., 1980 - On mylonites in ductile shear zones. *Jour. Struct. Geol.*, 2 : 175-187.
- WHITNEY J.A., 1988 - The origin of granite ; The role and source of water in the evolution of granitic magmas. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 100, 1886-1897.
- WIGGER P. & HARDER S., 1986 - Seismologische und krustenseismische untersuchungen im Atlas-system/Marokko. *Berliner geowiss Abh.*, (A), 66, p. 278-288.
- WILLIAMS P.F., 1972 - Development of metamorphic layering and cleavage low grade metamorphic rocks at Bermagui, Australia. *Am. Jour. of Sciences*, Vol. 272, p. 1-47.
- WINKLER H.G.F., 1967 - Petrogenesis of metamorphic rocks (Rev. Second edition). Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New-York.
- WISE D.V., DUNN D.E., ENGELDER J.T., GEISER P.A., HATCHER R.D., KISH S.A., ODOM A.L., SCHAMEL S., 1984 - Fault-related rocks ; suggestions for terminology. *Geology*, v. 12, p. 391-394.
- WOJDT W.D., 1978 - Finite element calculations applied to salt dome analysis. *Tectonophysics*, 50 : 369-386.
- WYLLIE P.J., 1977 - Crustal anatexis ; an experimental review. *Tectonophysics*, 43, pp. 41-71.

Dans la même collection :

- N°1 - H. MARTIN** - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. 392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985). 140F.
- N°2 - G. QUERRE** - Paléogénèse de la croûte continentale à l' archéen : les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 Ga) de Finlande Orientale. Pétrologie et géochimie. 226 p., 74 fig., 41 tabl., 3 pl.(1985). 85F.
- N°3 - J. DURAND** - Le Grès Armoricaïn. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. 150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl. (1985). EPUISE
- N°4 - D. PRIOUR** - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. 157 p., 106 fig., 7 tabl., (1985). 55F.
- N°5 - V. NGAKO** - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli". Segment camerounais de la chaîne panafricaine. 185 p., 76 fig., 16 tabl., 12 pl. (1986). 70F.
- N°6 - J. DE POULPIQUET** - Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. 159 p., 121 fig., 5 tabl. (1986). 55F.
- N°7 - P. BARBEY** - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie : une suture de collision continentale d'âge Protérozoïque inférieur (1.9-2.4 Ga). 324 p., 89 fig., 46 tabl., 11 pl. (1986). 115F.

- N°8 - Ph. DAVY - Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. 233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986). EPUISE
- N°9 - Y. GEORGET - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemples des granitoïdes du Massif Armoricaïn (France) : Pétrologie et géochimie. 250 p., 140 fig., 67 tabl., (1986).
EPUISE
- N°10 - D. MARQUER - Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes centrales Suisses). 287 p., 134 fig., 52 tabl., 5 cartes hors-texte (1987).
EPUISE
- N°11 - J.S. SALIS -Variation séculaire du champ magnétique terrestre. Direction et Paléointensité sur la période 7.000 - 70.000 BP dans la chaîne des Puy. 190 p., 73 fig., 28 tabl., 1 carte hors-texte (1987).
90F.
- N°12 - Y. GERARD - Etude expérimentale des interactions entre déformation et transformation de phase. Exemple de la transition calcite-aragonite. 126 p., 42 fig., 3 tabl., 10 pl. (1987).
75F.
- N°13 - H. TATTEVIN - Déformation et transformation de phases induites par ondes de choc dans les silicates. Caractérisation par la microscopie électronique en transmission. 150 p., 50 fig., 1 tabl., 13 pl. (1987).
95F.
- N°14 - J.L. PAQUETTE - Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne Hercynienne et chaîne Alpine. 190 p., 88 fig., 39 tab., 2 pl. (1987).
95F.
- N°15 - B. VENDEVILLE - Champs de failles et tectonique en extension : modélisation expérimentale. 392 p., 181 fig., 1 tabl., 82 pl. (1987).
265F.

- N°16 - E. TAILLEBOIS - Cadre géologique des indices sulfurés à Zn, Pb, Cu, Fe du secteur de Gouézec-St-Thois : Dévono-Carbonifère du flanc Sud du Bassin de Châteaulin (Finistère). 195 p., 64 fig., 41 tabl., 8 pl. photo., 8 pl. h.texte. (1987). 110F.
- N°17 - J.P. COGNE - Contribution à l'étude paléomagnétique des roches déformées. 204 p., 86 fig., 17 tabl., (1987). 90F.
- N°18 - E. DENIS - Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale : Nature, mise en place et évolution. 263 p., 148 fig., 26 tabl., 8 pl. (1988). 140F.
- N°19 - M. BALLEVRE - Collision continentale et chemins P-T : l'unité pennique du Grand Paradis (Alpes Occidentales). 340 p., 146 fig., 10 tabl., (1988). 145F.
- N°20 - J.P. GRATTIER - L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications. Atelier du Groupe d'Etudes Tectoniques le 8 Avril 1987 à Rennes. 165 p., 82 fig., 2 tabl. (1988). 85F.
- N°21 - R.P. MENOT - Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du Massif de Belledonne (Alpes Françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque ouest-européenne. 465 p., 101 fig., 31 tabl., 6 pl., (1988). 200F.
- N°22 - S. BLAIS - Les ceintures de roches vertes archéennes de Finlande Orientale : Géologie, pétrologie, géochimie et évolution géodynamique. 312 p., 107 fig., 98 tabl., 11 pl. photo, 1 pl. h.texte, (1989). 160F.

- N°23 - A. CHAUVIN - Intensité du champ magnétique terrestre en période stable de transition, enregistrée par des séquences de coulées volcaniques du quaternaire. 217 p., 100 fig., 13 tab. (1989). 100F.
- N°24 - J.P. VUICHARD - La marge austroalpine durant la collision alpine : évolution tectonométamorphique de la zone de Sesia-Lanzo. 307 p., 143 fig., 26 tab., 6 pl. hors-texte. (1989). 170F.
- N°25 - C. GUERROT - Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest-européenne : géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons. 180 p., 68 fig., 29 tab., 1 pl. (1989) 90F.
- N°26 - J.L. LAGARDE - Granites tardi carbonifères et déformation crustale. L'exemple de la Méséta marocaine. 353 p., 244 fig., 15 pl. (1989) 210F.

BON DE COMMANDE

A retourner à :

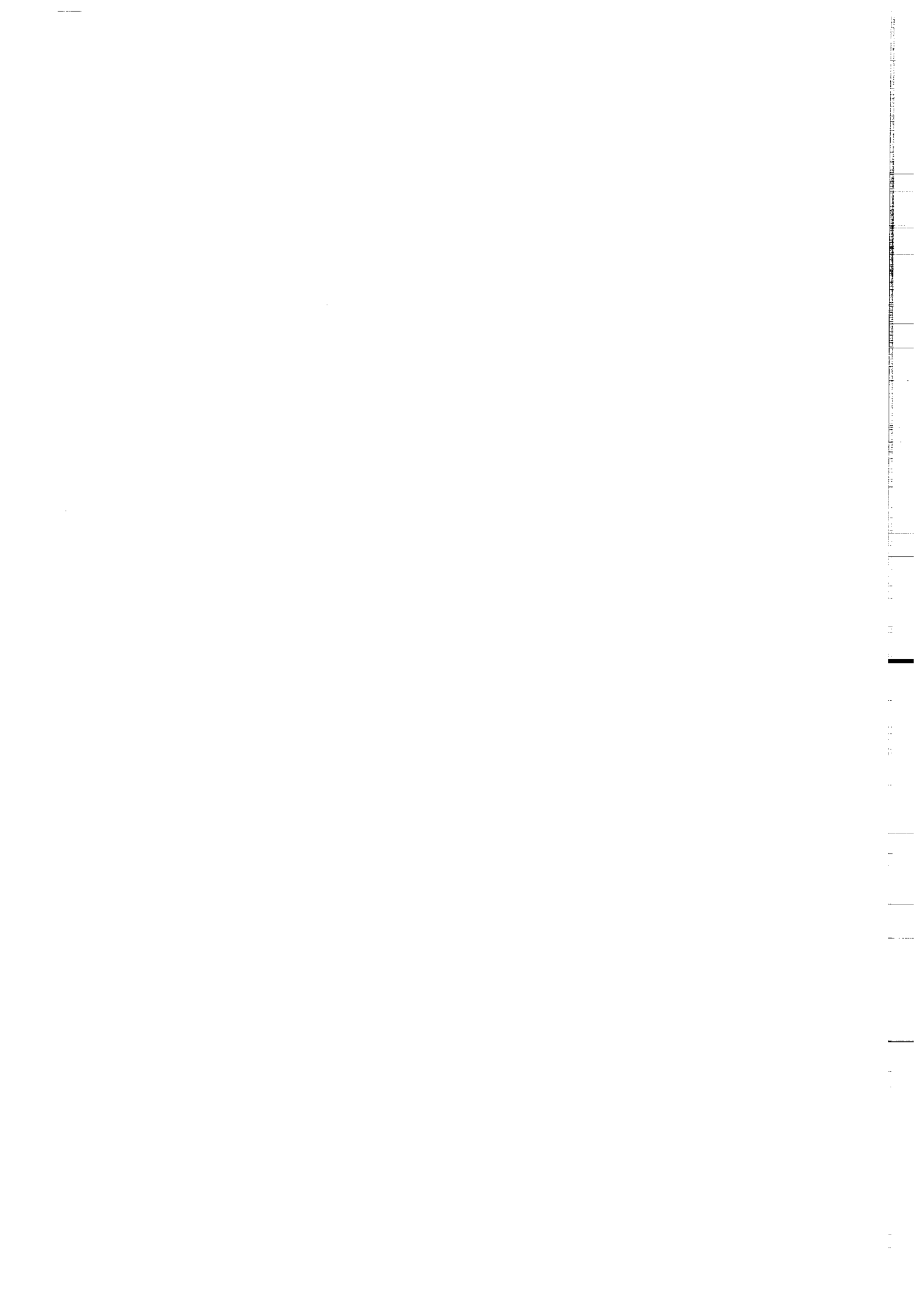
Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
 Mémoires et documents du CAESS
 Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
 35042 - RENNES Cédex (France).

NOM
 ORGANISME
 ADRESSE

Veuillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nb Exemplaires	Prix Unitaire	TOTAL
Frais d'envoi :				
1 volume : 15,00 F.			Total	
				Frais d'envoi
				Montant total

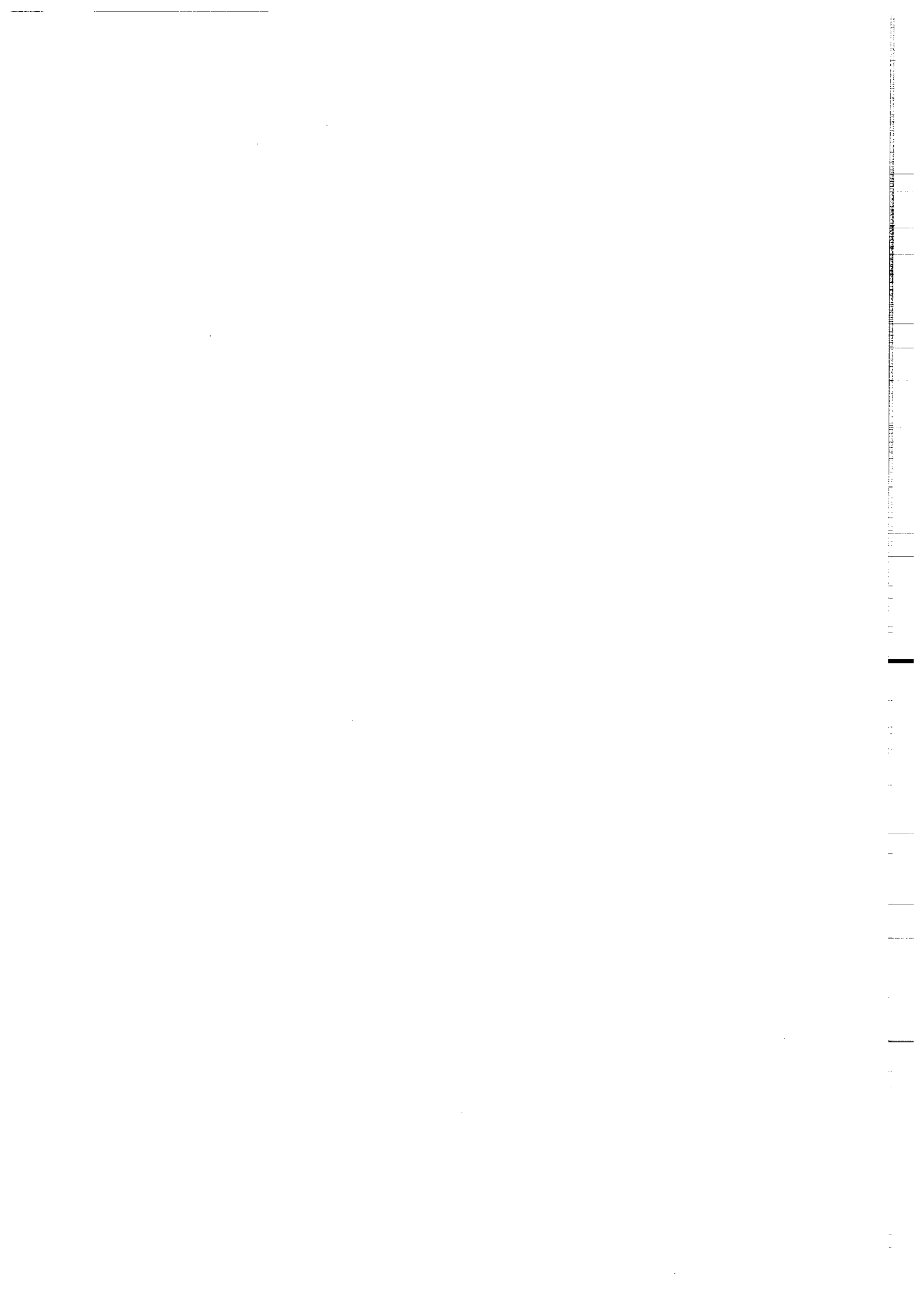
Veuillez établir votre chèque au nom de l' Agent comptable de l'Université de Rennes I et le joindre au bon de commande.



Imprimé au CAESS

Dépot Légal

2ème trimestre 1989



Résumé :

Lorsque des plutons granitiques se mettent en place dans une croûte en cours de raccourcissement ils créent des hétérogénéités thermiques et rhéologiques et deviennent des sites de localisation préférentielle de la déformation crustale. La déformation enregistrée au niveau de ces plutons traduit l'interférence entre le champ de déformation régional et un champ de déformation local lié à l'intrusion des plutons. En analysant les répercussions de cette interférence sur le champ de déformation finie dans un ensemble pluton-encaissant, on peut estimer le contexte tectonique de mise en place des plutons et reconstituer la géométrie et la cinématique de la déformation crustale associée.

L'utilisation des plutons granitiques comme marqueurs de la déformation crustale a été testée à l'échelle d'un segment de chaîne hercynienne, la méséta marocaine qui constitue le prolongement Sud de la chaîne hercynienne Ouest Européenne. La déformation majeure de ce domaine, d'âge tardi carbonifère s'accompagne de la mise en place, dans l'intervalle 320-270 Ma, de granitoïdes divisés en 3 groupes (mixtes I-S, crustaux S, alcalins).

Le caractère syntectonique de la mise en place de ces granites est mis en évidence (1) par la distribution, la forme et l'orientation des plutons, (2) par le développement de structures tectoniques superposées le long de gradients d'intensité de déformation finie en direction des plutons, (3) par l'existence d'un métamorphisme de contact syntectonique (HT, BP), d'intensité croissante vers les plutons, (4) par la compatibilité entre les trajectoires principales de déformation interne (S_1, L_1) et les trajectoires principales de la déformation régionale, (5) par la présence de points triples de schistosité, (6) par l'évolution des processus d'orthogneissification traduisant une diminution de la température de la déformation interne lors de l'avancement de la cristallisation du pluton.

L'intégration à l'échelle du segment de chaîne des différents états de déformation enregistrés au niveau des plutons permet de reconstituer le champ de déformation finie post-viséen qui est caractérisé par un raccourcissement régional NW-SE avec une extension subhorizontale NE-SW. Les relations entre déformation et déplacement autour des plutons granitiques montrent la prédominance de mouvements subhorizontaux le long de décrochements ductiles organisés en deux familles ENE dextre dominante et subméridienne senestre.

Ces déplacements horizontaux sont localement perturbés pour devenir décrochevauchants à chevauchants vers le NW ou le SE. Ils sont situés au niveau de fractures crustales existant déjà dans le soubassement précambrien et réactivées préférentiellement dans les zones amollies thermiquement par les plutons.

La formation entre 320 et 280 MA de magmas calco-alcalins "crustaux" est compatible avec un processus de subduction continentale syn à post collision. Ces magmas se mettent en place le long de fractures crustales réactivées en décrochements et décrochevauchements. Le fonctionnement tardi tectonique de cisaillements lithosphériques non rectilignes permet l'ascension des granites alcalins tardifs (270 MA).

L'importance des mouvements transcurrents enregistrés par les plutons syntectoniques hercyniens permet de penser que la chaîne hercynienne du Maroc est une chaîne en décrochement. Elle est localisée au niveau d'une importante zone de coulissage intracontinental dextre traduisant un découplage Afrique-Europe avec déplacement de l'Afrique vers l'ouest. Cette zone de coulissage est corrélable avec les grands décrochements hercyniens de l'Europe de l'Ouest.

MOTS CLES : Granitoïdes, calco-alcalins, crustaux, syntectoniques, déformation finie, champs de déformation, encaissant, pluton, cinématique, décrochements, hercynien, Méséta, Maroc.