



HAL
open science

La géologie de l'encaissant métamorphique du granite des Zaër (Maroc) : contribution à la recherche d'uranium

Laurent Mathias

► To cite this version:

Laurent Mathias. La géologie de l'encaissant métamorphique du granite des Zaër (Maroc) : contribution à la recherche d'uranium. Pétrographie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1984. Français. NNT: . tel-00703249

HAL Id: tel-00703249

<https://theses.hal.science/tel-00703249>

Submitted on 1 Jun 2012

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

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



MATHIAS (L.)

EX. n° 1

+ 2 h.t.

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE
DE GRENOBLE

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE 3^e CYCLE
de Géologie Appliquée

par

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
1 RUE MAURICE - GIGNOUX
B 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL (76) 87.46.43

LAURENT MATHIAS

LA GEOLOGIE DE L'ENCAISSANT METAMORPHIQUE

DU GRANITE DES ZAËR (MAROC)

Contribution à la recherche d'uranium

Thèse soutenue le 31 Octobre 1984 devant la Commission d'Examen

Président	R. MICHEL	Professeur USM Grenoble
Rapporteurs	J. PERRIAUX	Professeur USM Grenoble
	J. L. TANE	Maître-assistant USM Grenoble
Examineur	H. DABROWSKI	Maître-assistant USM Grenoble

26 NOV. 1984

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE
DE GRENOBLE

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE 3^e CYCLE
de Géologie Appliquée

par

26 NOV. 1984

LAURENT MATHIAS

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
E 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

LA GEOLOGIE DE L'ENCAISSANT METAMORPHIQUE

DU GRANITE DES ZAËR (MAROC)

Contribution à la recherche d'uranium

2

Thèse soutenue le 31 Octobre 1984 devant la Commission d'Examen

Président	R.MICHEL	Professeur USM Grenoble
Rapporteurs	J.PERRIAUX	Professeur USM Grenoble
	J.L.TANE	Maître-assistant USM Grenoble
Examineur	H.DABROWSKI	Maître-assistant USM Grenoble

10682766

AVANT - PROPOS

Cette première page, la dernière à écrire, me permet d'exprimer ma gratitude envers la confiance et les diverses contributions de nombreuses personnes, et en particulier de :

- Mr le Professeur R. MICHEL, qui a accepté de présider ce jury;

- Mr le Professeur J. PERRIAUX, pour sa participation en tant que responsable de la coopération entre les universités de Grenoble et de Marrakech, et pour son oeil de sédimentologue sur mes quartzites ordoviciens. Je n'oublie pas, non plus, sa clairvoyance thérapeutique face à des maux d'estomac quelques peu préoccupants ...

- Mr J.L. TANE, maître-assistant et professeur détaché à la faculté des Sciences de Marrakech, pour m'avoir proposé un sujet et surtout pour m'avoir soutenu alors que tout s'effondrait ! ...

- Mr H. DABROWSKI, maître-assistant, pour le désir de casser du caillou qu'il a suscité chez le bambin en culottes courtes que j'étais, fasciné par les fabuleux cristaux de ses vitrines, et aussi pour la sagesse du philosophe.

- Mr le doyen KNIDIRI de la faculté des Sciences de Marrakech, pour l'accueil qu'il m'a fait, et avec lui tout le laboratoire des Sciences de la terre pour leur disponibilité et leur gentillesse.

Je remercie vivement Mr J. APRAHAMIAN pour m'avoir éclairé quant à la géologie des argiles, qu'il ne m'en veuille pas si j'ai persisté après la deuxième année de DEUG, à J.P. REVOL, J. COCHET, R. DOMEYNE, E. DOMPNIER, Meme COUTURIER et P. TALOUR pour leur bonne humeur et pour le soin apporté à leur travail.

Je n'oublie pas, pour les analyses chimiques Meme F. KELLER que j'ai souvent dérangée afin d'utiliser cet "antique" WANG, ni Melle A. MERLIN qui a si bien assuré la frappe de ce mémoire.

Je remercie également, à Casablanca le personnel de la SACEM qui m'a toujours très bien accueilli lors de mes passages, et surtout Mr BELMEZOUAR pour sa disponibilité et sa confiance. Je pense aussi à ceux qui partageaient mes journées sur le terrain, ainsi Aït Lahcen, Sabbahi, Doubabi ...

Que ceux qui sont à Marrakech ne se sentent pas oubliés, notamment Agnès et Dominique GASQUET chez qui je trouvais un oasis au retour de mon désert ...

Que les copains, les camarades de troisième cycle et les amis de toujours soient également présents ici ... c'est sûrement grâce à eux que j'en suis arrivé là ...

Je ne peux oublier mes parents à qui je dois beaucoup mais surtout qui m'ont permis de vivre ainsi ... et enfin Eliane qui désormais m'accompagne ...

RESUME

Les séries affleurant dans le secteur étudié de l'anticlinal des Oulad Khalouk appartiennent au Paléozoïque inférieur et essentiellement à l'Ordovicien supérieur (Llandeilo sup.-Caradoc-Ashgill).

Ce sont des séries détritiques continentales déposées en bordure de la plate-forme saharienne dans une zone de pro-delta circo-littorale.

Les matériaux déposés sont de granulométrie fine variant des sables fins aux argilites avec une proportion parfois importante de matière organique et de sulfure de fer.

La tectonique de blocs de socle joue un rôle prépondérant dans l'édification des structures de la chaîne hercynienne du Maroc central.

Au Dinantien, un environnement distensif crée le bassin de Sidi Bettache et au Sud la ride Zaër définitivement émergée.

La phase structurale majeure hercynienne est post-Namurien et anté-Westphalien moyen. La ride Zaër, et notamment la zone du futur anticlinal des Oulad Khalouk, subit une première phase de plissement synschisteux et dissymétrique de plan axial NE-SW.

Une deuxième phase cassante reprend les structures par des accidents décrochants subméridiens et des virgations. Cette deuxième phase semble rattachée à la mise en place du batholite des Zaër (298 ma, Westphalo-autunien). Celui-ci admet vraisemblablement en profondeur une forme de goutte d'eau inversée et elliptique: les flancs ouest et est sont dissymétriques.

L'encaissant métamorphique du granite des Zaër montre sur sa partie NE une subdivision en trois auréoles concentriques: une auréole de cornéennes, une auréole de schistes à andalousite et une auréole de schistes satinés à muscovite-biotite.

Un flux thermique au droit de l'intrusion granitique est à l'origine du métamorphisme régional, de stade faible à la limite du stade moyen. La mise en place du diapir granitique s'accompagne d'un métamorphisme de contact ainsi que d'une phase de déformation (schistosité de crénulation S₂) reprenant la schistosité de flux S₀₋₁.

L'étude des argiles a permis d'affirmer le caractère détritique des sédiments argileux, le caractère épizonal du métamorphisme régional et de mettre en évidence le climat hydrolysant ménagé du Villafranchien ancien.

Des minéralisations en profondeur à pyrite-sidérite marquent la zone du front d'oxydo-réduction. En surface l'altération lessivante de ces filons aboutit à la formation d'encroûtements d'oxy-hydroxydes de fer.

La minéralisation en pechblende d'un tronçon de carotte a été datée de l'Hercynien; elle serait liée au granite intrusif et correspondrait à un gisement primaire de type "contact", hydrothermal de basse température.

La radioactivité de surface est due au lessivage de niveaux porteurs d'uranium d'un gisement primaire et à la reconcentration par absorption notamment sur les oxy-hydroxydes de fer.

Mots clés: sédiments détritiques ordoviciens; orogénèse hercynienne; métamorphisme régional et de contact; uranium; granite intrusif des Zaër; Maroc central.

SOMMAIRE

Avant-propos	1
Sommaire	3
INTRODUCTION GENERALE	9
I Introduction	11
II Situation géographique	11
III Cadre géologique	12
IV La géomorphologie	14
V Travaux antérieurs	16
VI Buts de la présente étude	16
PREMIERE PARTIE : SEDIMENTOLOGIE	19
Chapitre I : STRATIGRAPHIE REGIONALE	21
A - Le Paléozoïque	21
1 - Introduction	21
2 - Le Cambrien	21
3 - L'Ordovicien	21
3.1 Généralités	21
3.2 L'Ordovicien dans l'anticlinal des Oulad Khalouk	22
4 - Le Silurien	23
4.1 Généralités	23
4.2 Le Silurien dans l'anticlinal des Oulad Khalouk	23
5 - Le Dévonien	24
5.1 Généralités	24
5.2 Le Dévonien dans l'anticlinal des Oulad Khalouk	24
6 - Les terrains post-Paléozoïque inférieur	24
7 - Conclusion	24
B - L'évolution post-triasique de l'anticlinal des Oulad Khalouk	25
1 - Introduction	25
2 - L'évolution post-triasique jusqu'au Crétacé	25
3 - L'anticlinal des Oulad Khalouk depuis le Crétacé	27
4 - Conclusion	29
Chapitre II : LITHOSTRATIGRAPHIE	29
1 - Introduction	29
2 - Lithostratigraphie des terrains du secteur étudié	29
2.1 Introduction	29
2.2 Le Llandeilo supérieur	29
2.3 le Caradoc	30
2.4 L'Ashgill	32
2.5 Le Silurien	32
3 - Disposition des différentes formations	33
3.1 Coupe de Kermet el Haj-Sidi bou Amar	33
3.2 Coupe de Ktib Merzoug-Mouch Mich Achour	34
Chapitre III : ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE DE L'ORDOVICIEN SUPERIEUR	35
1 - Introduction	35
2 - Localisation des observations	35
3 - Les figures et les structures sédimentaires	36
3.1 Les ripple-marks	36
3.2 Les slumps, les glissements synsédimentaires	36
3.3 Les laminations parallèles	36
3.4 La structure entrecroisée	36
3.5 Les "load-casts"	40
3.6 Les figures d'échappement d'eau	40
3.7 Les flute-casts	40

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

3.8 Les chenaux	40
3.9 Les bioturbations	44
4 - Interprétation des figures sédimentaires et hypothèse sur la paléogéographie de l'Ordovicien dans l'anticlinal des Oulad Khalouk	44
5 - L'absence de sédimentation chimique à l'Ordovicien supérieur	48
6 - Conclusion à l'étude sédimentologique	48
CONCLUSION DE LA PREMIERE PARTIE	48
DEUXIEME PARTIE : TECTONIQUE	51
Introduction	53
Chapitre I : LA TECTONIQUE HERCYNIEENNE DU MAROC ET DU MAROC CENTRAL EN PARTICULIER	53
1 - Etapes des déformations	53
2 - L'orogénèse hercynienne au Maroc	54
3 - L'orogénèse hercynienne de la meseta centrale marocaine	54
3.1 Cadre structural	54
3.2 L'orogénèse hercynienne dans la meseta centrale	54
4 - Conclusion	55
Chapitre II : LES EVENEMENTS HERCYNIEENS DANS L'ANTICLINAL DES OULAD KHALOUK	56
1 - Evolution structurale	56
2 - La ride Zaër	56
3 - Les différentes phases de déformations	57
3.1 La première phase de plissement	57
3.2 La deuxième phase de plissement	58
4 - La tectonique du secteur étudié	58
4.1 Le plissement dans le secteur étudié	58
4.1.1 Les subdivisions dans l'anticlinal des Oulad Khalouk	58
4.1.2 Le plissement dans le secteur étudié	60
4.2 La fracturation	61
4.2.1 La fracturation du granite	61
4.2.2 La fracturation de l'encaissant	62
4.2.2.1 Les rosaces de distribution des fractures	62
4.2.2.2 Les diagrammes de Schmidt	63
4.2.3 Les fractures affectant et le granite et l'encaissant	64
4.3 Les virgations de plis et les décrochements associés	64
4.4 Etude du cisaillement décrochant de Mizane Kasmia	66
4.5 Les décrochements dans le secteur étudié	68
5 - Conclusion	71
Chapitre III : LA FORME DU PLUTON DES ZAER EN PROFONDEUR	72
CONCLUSION DE LA DEUXIEME PARTIE	76
TROISIEME PARTIE : PETROGRAPHIE - MINERALISATIONS	77
A - PETROGRAPHIE	78
Chapitre I : PETROGRAPHIE DU COMPLEXE GRANITIQUE DES ZAER	78
1 - Introduction	78
2 - Les unités pétrographiques du pluton des Zaër	78
2.1 Le granite à biotite	78
2.2 Le granite à deux micas	78
3 - Géochimie des unités du granite	80
3.1 Géochimie du granite à biotite	80
3.2 Géochimie du granite à deux micas	81

4 - Les faciès granitiques dans le secteur étudié	82
4.1 Introduction	82
4.2 Le granite à biotite type I	82
4.2.1 Observations microscopiques	85
4.3 Le granite à biotite type II	85
4.4 Le granite aplitique de Kermet el Haj	85
4.4.1 Observations macroscopiques	85
4.4.2 Observations microscopiques	85
5 - Les minéralisations intra-granitiques	86
6 - Origine du magma granitique	88
7 - Conclusion	89
Chapitre II : L'ENCAISSANT METAMORPHIQUE	90
1 - Introduction	90
2 - Les différents faciès métamorphiques	90
3 - Pétrographie des roches métamorphiques	90
3.1 Introduction	90
3.2 Les roches du métamorphisme de contact: les cornéennes	91
3.2.1 Etude macroscopique	91
3.2.2 Etude microscopique	92
3.3 Les roches du métamorphisme régional épizonal: les schistes à andalousite	92
3.3.1 Etude macroscopique	92
3.3.2 Etude microscopique	92
3.4 Les roches du métamorphisme régional: les schistes à muscovite-biotite	94
3.4.1 Etude macroscopique	94
3.4.2 Etude microscopique	94
Chapitre III : LES MINERAUX ARGILEUX	97
Introduction	97
A' - Détermination des minéraux argileux	97
1 - Méthode	97
2 - Les minéraux déterminés	98
B' - Etude des minéraux argileux	98
1 - Les minéraux argileux essentiels	98
1.1 L'illite	98
1.1.1 La cristallinité de l'illite	99
1.1.2 Caractérisation de l'illite	100
1.1.3 Détermination des muscovites détritiques	103
1.1.4 Les muscovites paragonitiques	105
1.2 La kaolinite	106
1.2.1 Les conditions de genèse de la kaolinite	106
1.2.2 Distinctions dans le groupe de la kaolinite	106
1.2.3 La poche de sable argileux rouge	108
1.2.4 La relation illite-kaolinite	110
2 - Les minéraux argileux accessoires	110
2.1 La paragonite	110
2.2 La chlorite	111
2.3 L'interstratifié (14 _C -14 _M)R	111
2.4 La goethite et l'hématite	111
C' - Les minéraux argileux et les paléoclimats	113
Conclusion à l'étude des minéraux argileux	114
Chapitre IV : LE METAMORPHISME	115
1 - Introduction	115
2 - Le métamorphisme régional	115

2.1 L'épizone ou le stade faible du métamorphisme général	115
2.2 La formation du grenat almandin	116
2.3 Les structures développées par le métamorphisme régional	118
3 - Le métamorphisme de contact	121
3.1 Les cornéennes	121
3.2 Les structures développées par l'intrusion granitique et le métamorphisme de contact	123
4 - Conclusion	124
B - LES MINERALISATIONS	126
Chapitre I : LES MINERALISATIONS EPIGENETIQUES	126
1 - Les hydroxydes de fer: goethite, hématite et limonite	126
1.1 La goethite	126
1.2 L'hématite et la limonite	127
2 - La pyrite et la sidérite	127
2.1 L'association pyrite-sidérite	128
2.2 Origine du fer ferreux	131
3 - Géométrie et chronologie des minéralisations	132
4 - La magnétite	133
Chapitre II : LA MINERALISATION URANIFERE	134
1 - Introduction	134
2 - Généralités sur l'uranium	134
3 - Cartographie des anomalies radioactives et sondages radiocarottés	134
4 - Les anomalies radioactives de surface	136
5 - L'uranium en profondeur	140
6 - Comparaison avec quelques gisements connus de type "contact"	143
7 - Conclusion	143
CONCLUSIONS GENERALES	145
BIBLIOGRAPHIE	149
ANNEXE I	152
ANNEXE II	153
Listes des tableaux et des figures	154

... et puis pensant à cette époque où nous vivons, où la technique a triomphé sous le pôle nord et dans la lune, je me suis dit: "quoi de mieux que de se rapprocher de la nature simple et généreuse, pour se sentir de nouveau un être humain ? ..."

Walter BONATTI 1969

INTRODUCTION GENERALE

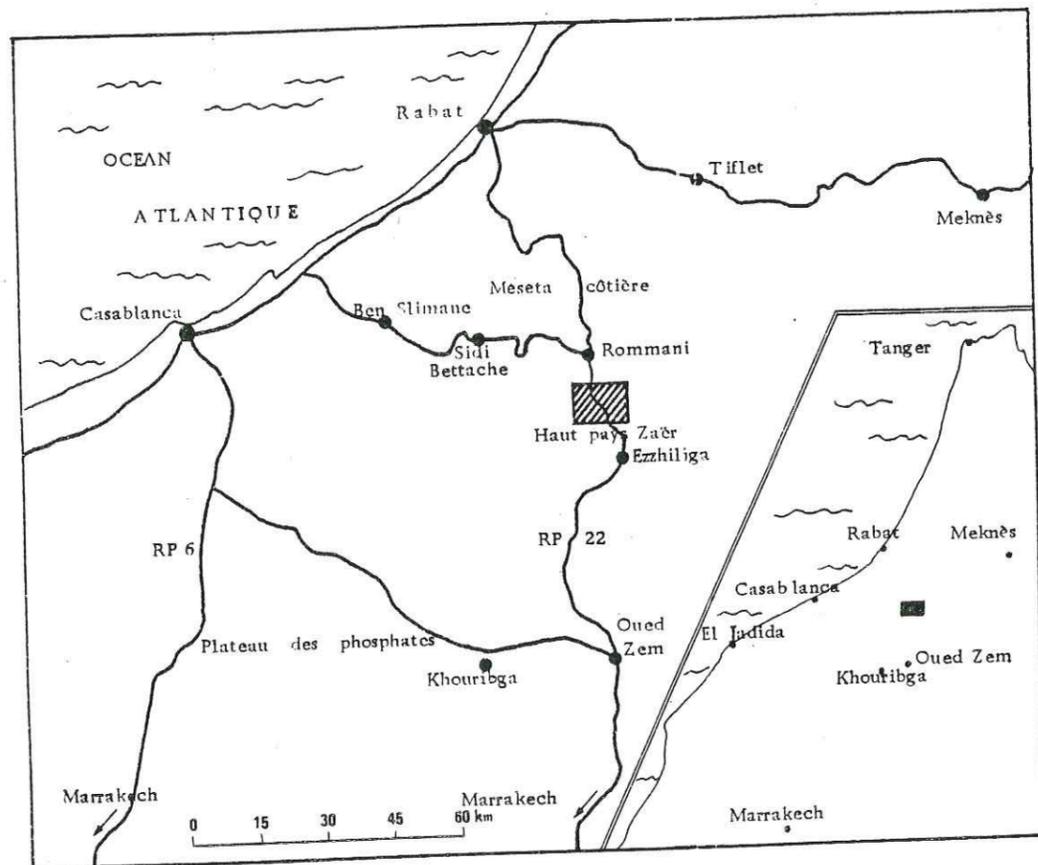


Figure 1 : Localisation du secteur d'étude

INTRODUCTION GÉNÉRALE

I - INTRODUCTION

Le présent mémoire se veut une réponse à la demande de la S.A.C.E.M. (Société Anonyme Chérifienne d'Etudes Minières) d'un travail sur la région des Zaër, où la société a déposé depuis 1980, des permis de recherches sur une zone d'anomalies radioactives.

Le but de ce travail a été de reconstituer l'histoire géologique de ce secteur, à des fins de prospection minière et d'évaluation du potentiel métallogénique uranifère.

Pour ce faire, nous avons étudié le contexte géologique dans son entier en abordant la stratigraphie, la sédimentologie, la tectonique et la pétrographie des roches du secteur étudié.

II - SITUATION GEOGRAPHIQUE.

Nous nous référerons au cours de ce chapitre à la figure 1, ainsi qu'à la planche mobile au dos de la couverture.

Le secteur étudié dans ce mémoire appartient au haut pays Zaër, au Nord du plateau central marocain, à 75 km au Sud de Rabat et à 100 km à l'ESE de Casablanca.

Ce secteur est traversé par la route principale RP 22 qui relie la capitale Rabat à la ville de Oued Zem sur la bordure nord du plateau des phosphates. Plus précisément, il se situe à 20 km de Rommani (Marchand) et à 12 km au Nord d'Ezzhiliga (Christian).

Si cette dernière ville appartient au haut pays Zaër, la ville de Rommani se trouve à une dizaine de kilomètres au Nord de cette région dont la limite est marquée dans le paysage par une ligne continue de collines. Celles-ci dominent le glacis de la Meseta côtière d'environ 300 mètres.

La route principale RP 22 coupe à peu près le terrain en deux moitiés suivant une direction sub-méridienne.

Le secteur étudié couvre la bordure orientale du granite des Zaër, mais nous sommes intéressé à la terminaison septentrionale du granite. La zone cartographiée est couverte par la carte topographique au 1/50 000 (I.G.N.) d'Ezzhiliga.

Ce massif granitique, dans son ensemble, a une forme elliptique d'une surface approximative de 440 km², avec un grand axe de 40 km et un petit axe de 15 km. L'auréole de métamorphisme, entourant le granite, a une largeur variant entre 1,5 et 4 km.

III - CADRE GEOLOGIQUE (figures 2 et 3)

Le secteur étudié recouvre partiellement le granite des Zaër, et plus précisément la partie septentrionale de l'ellipse et les terrains encaissants sur la bordure orientale.

Sur la carte structurale du Maroc de la figure 2, MICHARD (1976) situe le massif granitique des Zaër sur la bordure occidentale de l'anticlinorium de Khouribga-Oulmès.

L'anticlinorium de Khouribga-Oulmès forme la zone médiane du massif hercynien central, appelé également Meseta marocaine Nord. Ce massif hercynien central fait partie d'un ensemble plus vaste qui est le domaine atlasique, compris entre le domaine rifain au Nord et le domaine anti-atlasique au Sud.

L'épine dorsale de la Meseta marocaine culmine dans le massif central hercynien et s'allonge suivant une direction NE-SW.

Le socle calédonno-hercynien, c'est-à-dire la série paléozoïque affectée dans son ensemble par les deux orogénèses successives, est sub-tabulaire, épizonal ou mésozonal et montre localement son soubassement précambrien.

Le massif central hercynien se subdivise en trois zones structurales qui sont d'Ouest en Est :

- la région côtière du Nord-Ouest comprenant l'anticlinorium de Casablanca (s.l.), les zones synclinoriales de Ben Slimane et de Sidi Betache séparées par la zone de l'Oued Cherrat. Elle est limitée au Nord par l'anticlinorium de Rabat-Tiflet ;
- l'anticlinorium de Khouribga-Oulmès, où deux granites sont intrusifs : celui des Zaër et celui d'Oulmès ;
- les zones orientales avec la zone synclinoriale axiale du Fourhal-Telt, percée par l'intrusion granitique du Ment et, à l'extrémité orientale, la zone anticlinoriale de Kasba Tadla-Azrou.

Le batholite granitique des Zaër fait donc partie du massif central hercynien et plus précisément de l'anticlinorium de Khouribga-Oulmès.

Ce dernier s'individualise du plateau des phosphates au Nord de Khouribga, s'allonge sur plus de 100 kilomètres vers le Nord-Est où il se termine en une vaste terminaison périclinale, large de plus de 20 km.

Cet anticlinorium est surtout constitué par les schistes et les quartzites de l'Ordovicien et du Silurien en plis souvent serrés et schistosés, s'ennoyant au Nord-Ouest sous le Dévonien et le Dinantien. Le Carbonifère supérieur est discordant à Sidi Kassem (bassin conglomératique houiller au Nord-Est d'Ezzhiliga).

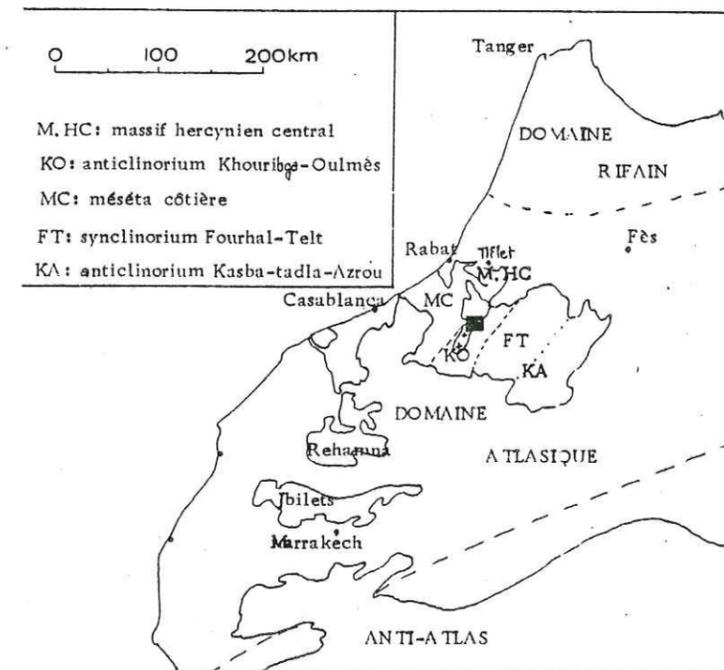


Figure 2 : Carte structurale du Domaine Atlasique

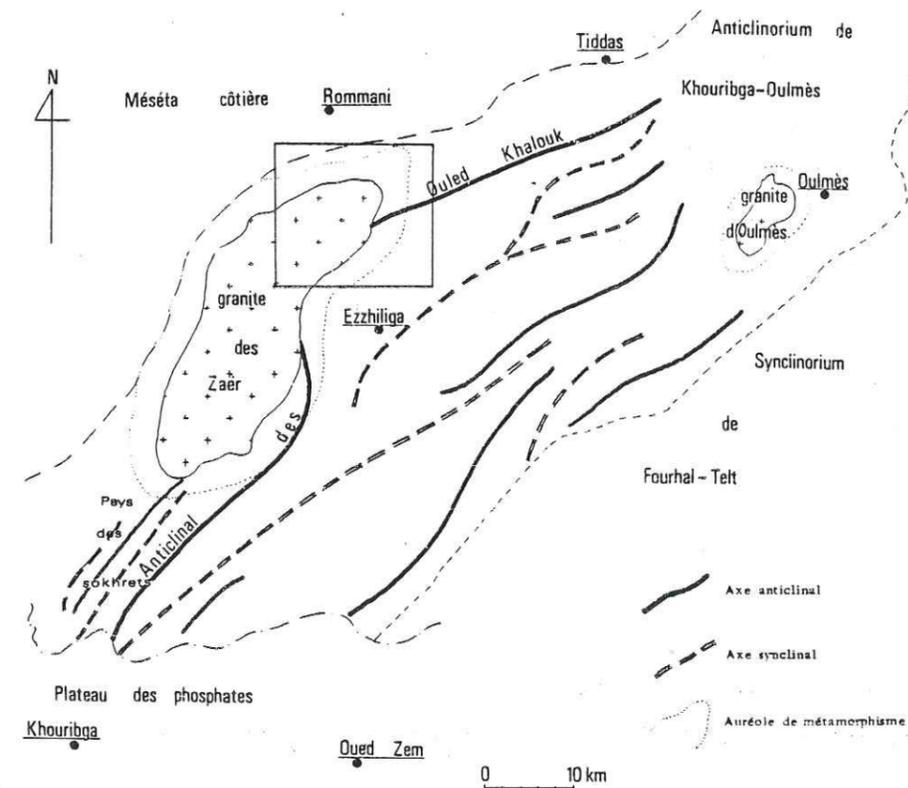


Figure 3 : Schéma structural de l'anticlinorium de Khouribga-Oulmès

LECKWIJCK et al. (1955) subdivisent cet ensemble en trois zones synclinales siluriennes, souvent étroites et profondes, et en deux zones anticlinales dans l'Ordovicien (fig. 3) : parmi ces zones plissées, la plus à l'Ouest est la zone anticlinale des Oulad Khalouk-Jbel Atchane, intrudée par le batholite granitique des Zaër.

Cet anticlinal présente une virgation qui, selon GIULIANI (1982) serait semblable aux virgations de Rabat, des Rehamna et des Jbilets orientaux : elles seraient accentuées par des mouvements tectoniques hercyniens tardifs.

Dans l'anticlinorium de Khouribga-Oulmès, les directions tectoniques sont en moyenne orientées Nord-Est/Sud-Ouest.

Au Sud-Ouest de l'anticlinal des Oulad Khalouk, dans le pays des Sokhrets, se développe une série de plis qui se caractérisent par des alignements rectilignes de crêtes quartzitiques ruiniformes : ce sont les Sokhrets qui évoquent particulièrement le relief appalachien. Dans la partie nord-est de l'anticlinal, on retrouve les mêmes structures.

IV - LA GEOMORPHOLOGIE

La géomorphologie a été remarquablement étudiée par BEAUDET (1969), et nous tirerons de son mémoire quelques renseignements à propos de notre secteur d'études.

Le haut pays Zaër et plus précisément le granite des Zaër appartient au palier intermédiaire : celui-ci s'individualise de la basse-méséta de Rommani par les escarpements au Nord du granite ; la limite ouest est marquée par la profonde entaille de l'oued Korifla, et l'oued Grou forme la frontière à l'Est (fig. 4).

La surface du granite des Zaër présente de larges croupes convexes qui forment une surface générale s'inclinant du Sud (740 m) au Nord (600 m).

Au Nord, les vallées s'encaissent profondément (100 à 150 m) entre des versants raides et convexes jusqu'à former des gorges dans les affleurements de blocs et de boules de granite. La pente topographique de la partie septentrionale du plateau granitique est sub-méridienne, pentée vers le Nord, bien soulignée par les directions des principaux cours d'eau.

La végétation est rare, l'asylvatisme assez général et ce qui subsiste est représenté par des plantations d'eucalyptus ou des forêts exploitées de chênes-lièges.

Le haut pays Zaër fournit un bon exemple de ces massifs granitiques en creux par rapport à leur encaissant. Les crêtes d'El Kiar, Ragbet el Fejel bordant le granite au Nord-Ouest sont à 200-250 m au-dessus de la surface du granite.

Les crêtes de l'auréole métamorphique sont à peine plus résistantes que le granite et culminent, néanmoins, surtout quand elles sont "armées" par des quartzites, à 750/800 m, c'est-à-dire à 150 ou 200 m au-dessus du granite.

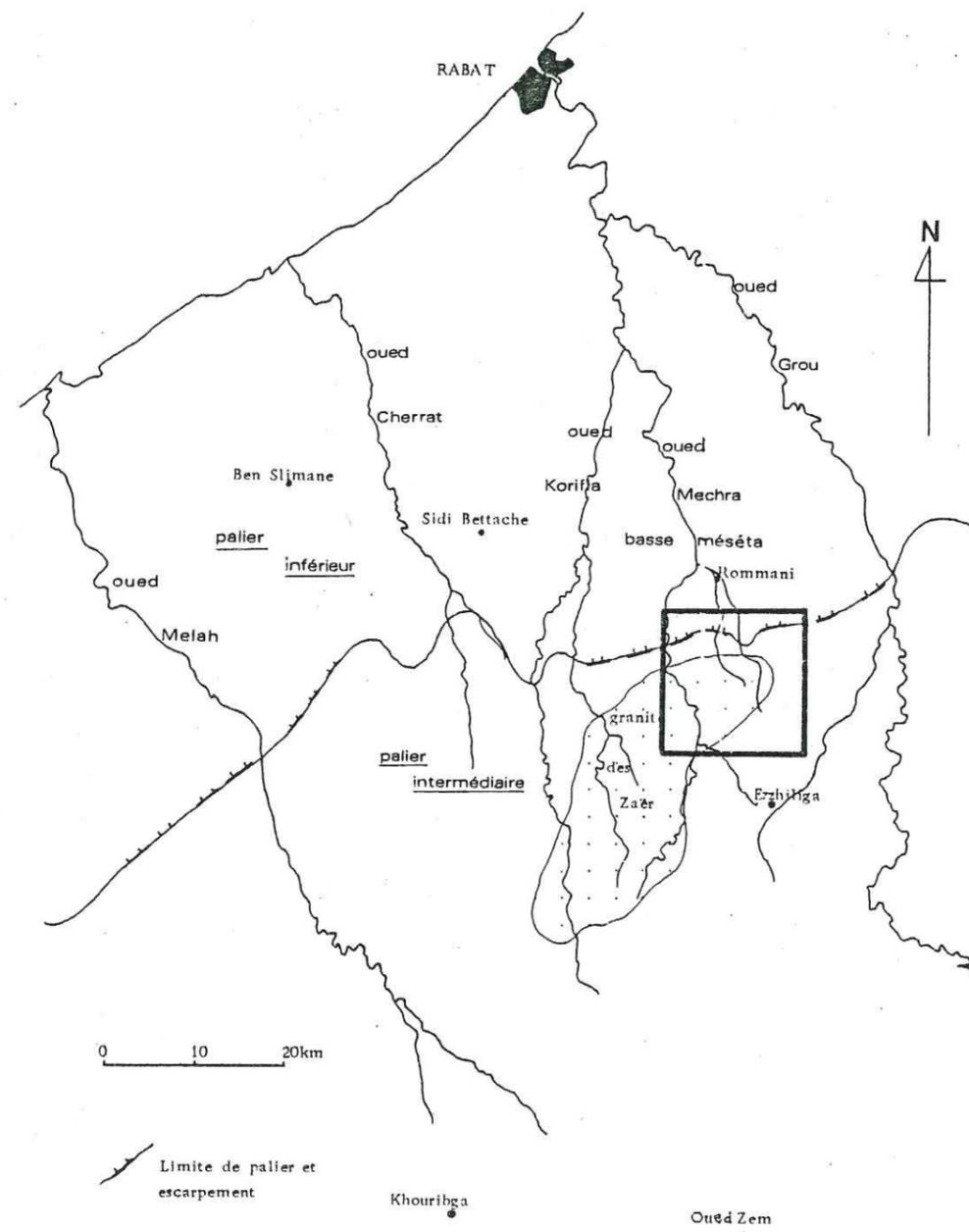


Figure 4 : Schéma géomorphologique et hydrographique du massif hercynien central

Les croupes parallèles de Sidi Larbi, de Zagota, de Ktib Merzoug, au Sud-Est du granite, rappellent le pays des Sokhrets avec des quartzites ruïniformes surmontant de larges croupes arrondies.

Cette surface faiblement ondulée est peut-être le résultat d'un aplanissement récent : un placage molassique a été attribué au Tortonien.

Sur les versants des barres quartzitiques, les blocailles du Pleistocène ancien se sont mélangées à celles du Villafranchien avant d'être cimentées localement par une matrice d'hydroxydes de fer, en agrégats ferrugineux qui peuvent atteindre parfois deux mètres d'épaisseur et couvrir une vaste surface (Org es Sekkoum, Bou Ali, ...).

V - TRAVAUX ANTERIEURS

Après la reconnaissance en 1909 par GENTIL du granite des Zaër, la première étude a été publiée en 1917 par COEMME sur des échantillons prélevés par le premier.

La première étude détaillée est l'oeuvre de TERMIER (1936), qui s'est intéressé à tout le Maroc central.

Le granite des Zaër a ensuite attiré CHOUBERT (1947) dans le cadre de ses études des conditions tectoniques de mise en place des granites hercyniens du Maroc. C'est lui qui a apporté le premier âge absolu du granite des Zaër en 1965 (284 ± 15 m.a. obtenu sur biotite).

MORIN (1951) a inclus le granite des Zaër dans son étude des roches granitiques du Maroc central. Le cadre géologique du massif granitique est étudié par LECKWIJCK et al. (1955) sur la bordure Est, puis par CHOUBERT et al. (1956) au Sud.

En 1969, VANDENVEN publie une étude sur l'auréole métamorphique de contact au Nord-Ouest du massif.

Il faut attendre les travaux de MAHMOOD (1980), commencés à partir de 1975, puis ceux de GIULIANI (1982) pour avoir une connaissance détaillée sur la pétrologie du granite des Zaër.

D'autres auteurs ont inclus dans leurs travaux le massif des Zaër : ce sont CAILLEUX (1976, 1981) et PIQUE (1979, 1981).

De nombreux travaux sur les ressources minières du massif des Zaër ont été effectués, mais la majorité d'entre eux sont des rapports inédits.

VI - BUTS DE LA PRESENTE ETUDE

A la demande de la société minière S.A.C.E.M. qui a déposé, depuis 1980, des permis de recherches uranifères sur la bordure NE du granite des Zaër dans le massif central marocain, une étude métallogénique nous a été confiée.

Il s'agissait de déterminer la provenance de l'uranium entre une origine granitique et une origine sédimentaire, ce qui revenait en fait à reconstituer l'histoire géologique du secteur étudié.

Pour cela, il fallait donc étudier l'encaissant sédimentaire métamorphisé, le granite intrusif et les différentes relations pouvant exister entre eux.

Aussi, nous avons subdivisé ce mémoire en trois parties: la première s'attache à reconnaître les formations affleurantes et à leur attribuer si possible une position stratigraphique. Nous avons également cherché à définir les modalités du dépôt de ces formations pouvant conditionner des gîtes sédimentaires. Dans la deuxième partie, nous avons étudié les structures géologiques et la tectonique du secteur étudié dans le but de reconnaître d'éventuelles structures favorables au piégeage et au dépôt de l'uranium aussi bien dans l'encaissant que dans le granite.

La troisième et dernière partie concerne la pétrographie des différentes roches rencontrées et les minéralisations dont celle de l'uranium.

C'est donc une étude de géologie générale sur un secteur d'études minières où nous avons cherché à répondre aux problèmes de la métallogénie de l'uranium. Nous avons tenté de synthétiser cette étude sur une carte géologique au 1/50 000 (en pochette dans la couverture).

PREMIERE PARTIE : SEDIMENTOLOGIE

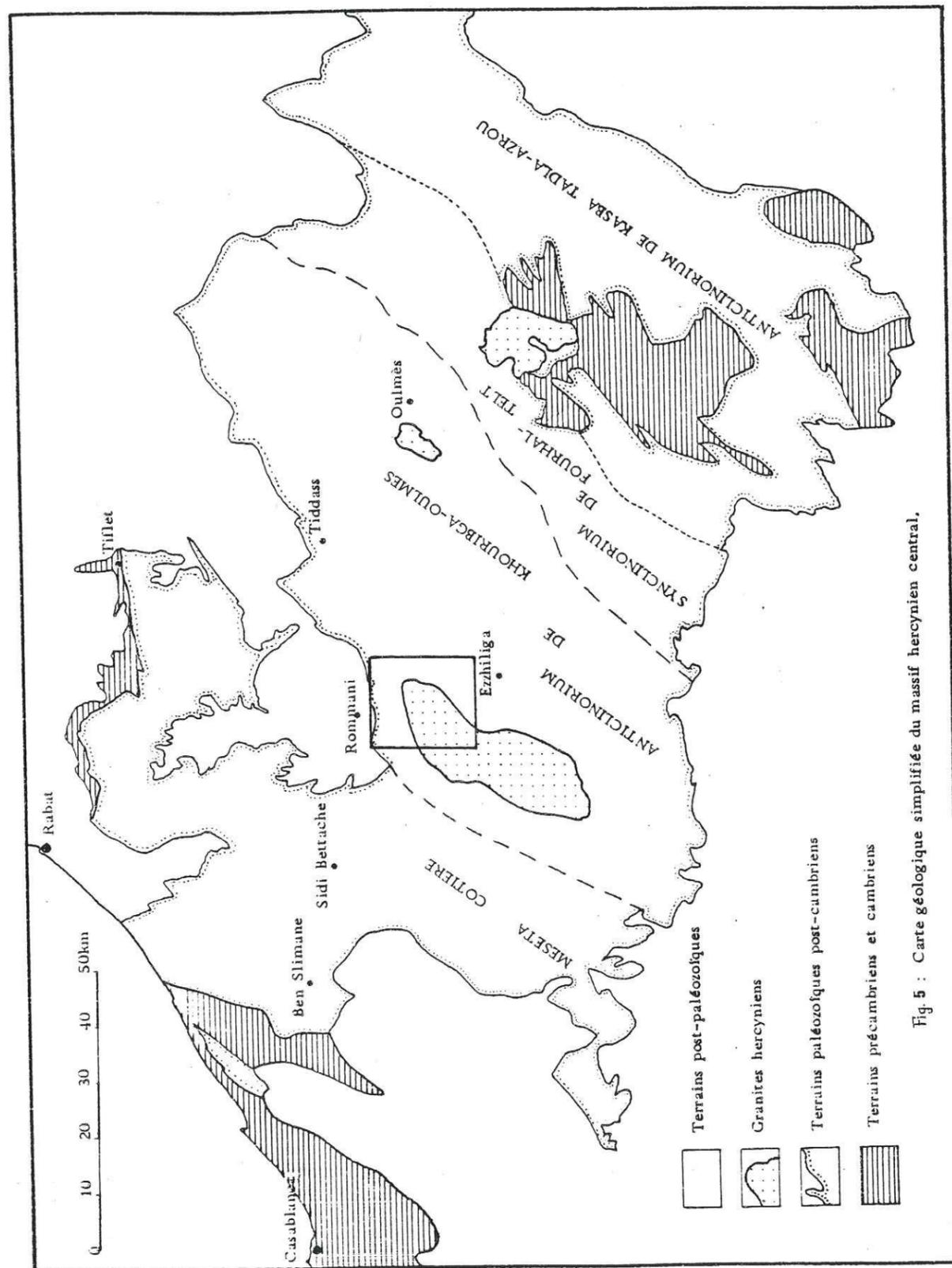


Fig. 5 : Carte géologique simplifiée du massif hercynien central.

PREMIERE PARTIE : SEDIMENTOLOGIE

CHAPITRE I : STRATIGRAPHIE RÉGIONALE

A - LE PALEOZOIQUE

1 - Introduction

Dans la meseta marocaine, les terrains paléozoïques recouvrent un socle cratonique qui affleure au Sud-Est, dans le pays Zaïan et à l'Ouest sur la côte atlantique à El Jadida (fig. 5).

Ce socle est formé d'un ou de plusieurs orogènes précambriens dont le dernier événement est la phase pan-africaine (750-550 m a).

2 - Le Cambrien

Le Cambrien affleure principalement à l'Est du secteur étudié, dans le dôme de Mserser-Zguit dont le coeur est occupé par le granite hercynien d'Oulmès, et où il est représenté par la série acadienne des "schistes et quartzites du Zguit".

3 - L'Ordovicien

3.1. Généralités

L'Ordovicien basal manque dans le secteur étudié comme dans l'ensemble du Maroc. Il n'a été reconnu que dans l'Anti-Atlas.

Cette lacune du début de l'Ordovicien est due à une régression très générale à la fin de l'Acadien (Cambrien moyen) qui se termine avec la transgression de l'Arenig. Cette épirogenèse probable peut être rapprochée de la phase "Sarde" à l'Ordovicien inférieur (MICHARD, 1976).

L'Ordovicien est essentiellement détritique, l'alimentation du bassin épicontinental marocain se faisant à partir de l'Ouest (Appalaches ?) et du Sud-Est, en provenance du bouclier saharien qui vient de subir une glaciation et dont la plate-forme émergée est en cours de démantèlement.

Les schistes (pélites et silts) et les grès-quartzites parfois chenalés alternent. Les épandages détritiques sont triés sur la plate-forme peu profonde et mélangés à une proportion souvent importante d'oxydes de fer (mines de fer de Rabat).

3.2. L'Ordovicien dans l'anticlinal des Oulad Khalouk

C'est par l'Ordovicien supérieur (Caradoc-Ashgill) que débute, à l'affleurement, la série paléozoïque dans l'anticlinal des Oulad Khalouk auquel appartient le secteur étudié.

Dans les anticlinaux du pays des Sokhrets, affleurent les schistes "OBK" (Ouljet Bou Khemis : localité où TERMIER (1936) a défini le stratotype) datés de l'Ordovicien moyen par une faune de trilobites (*Marrolithus ornatus* et *Dalmanitina* sp.).

Le Caradoc-Ashgill fait suite aux schistes "OBK" du Llandeilo supérieur et/ou au Caradoc inférieur, par un complexe de quartzites, grès, schistes gréseux et schistes (pélito-silts) qui comporte un banc quartzitique très épais dont l'échine forme les hauts reliefs de la région et marque l'anticlinal des Oulad Khalouk.

Au total, la série débutant à la fin du Llandeilo est épaisse d'environ 200 à 300 mètres avec un fort développement des quartzites vers le haut (quartzites des Zaër) au Caradoc. A l'Ashgill, la mer semble être plus profonde et la sédimentation moins détritique : les argiles succèdent aux grès caradociens.

MICHARD (1976) évalue l'épaisseur totale de la série ordovicienne dans l'anticlinorium de Khouribga-Oulmès à 2500 m (fig. 6). Il souligne ses étroites parentés avec l'Ordovicien des Iles britanniques, de Normandie, de Bretagne et de la péninsule ibérique.

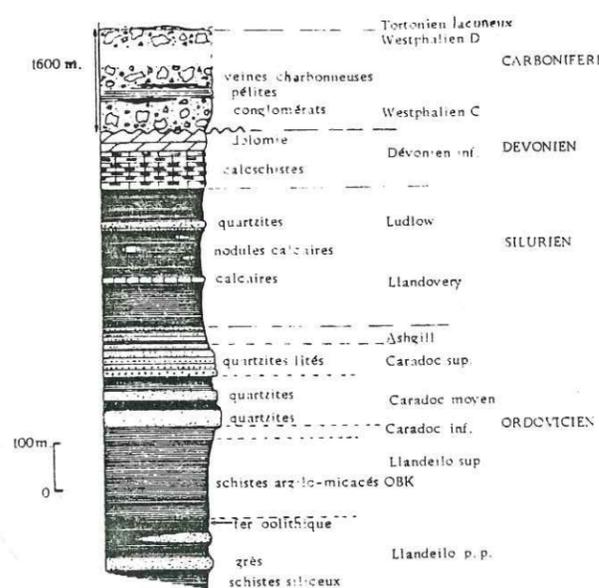


Fig. 6. Colonne stratigraphique de l'encaissant du granite des Zaër (Maroc central).

4 - Le Silurien

4.1. Généralités

Après une lacune plus ou moins brève suivant les reliefs hérités des mouvements tectoniques, apparaît la grande transgression silurienne glacio-eustatique. Les faciès de la Meseta marocaine ne diffèrent quasiment pas de ceux du Sud marocain.

Apparemment, cette lacune n'existe pas dans le massif hercynien central : le passage de l'Ordovicien au Silurien est continu.

4.2. Le Silurien dans l'anticlinal des Oulad Khalouk

Le Silurien est représenté par un faciès très uniforme d'argiles ou de schistes ampélitiques à Graptolithes. Il se caractérise par une diminution, voire même une disparition, des quartzites par rapport à l'Ordovicien. Certains auteurs caractérisent le Silurien par l'absence de quartzites.

Les terrains siluriens affleurent dans la partie nord du massif des Zaër à Serguit Abbès notamment (fig. 7) où ils ont été reconnus par TERMIER (1936) et PIQUE (1979).

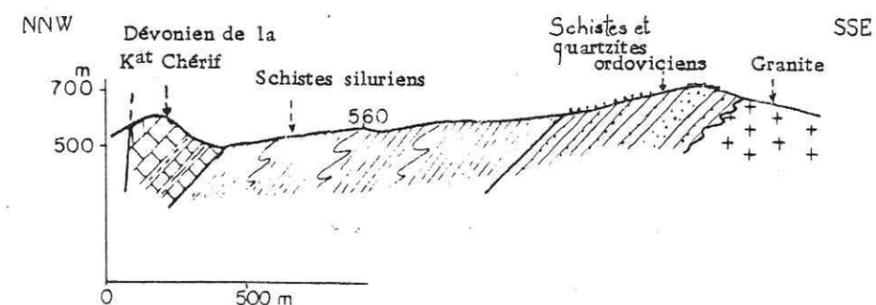


Figure 7 : Coupe de la bordure nord du granite des Zaër. (d'après A. PIQUE, 1979)

Au Sud du secteur étudié, TERMIER (1936) a reconnu le Silurien dans la cuvette d'El Briouga au Nord-Ouest d'Ezzhiliga, partiellement recouvert par les dépôts conglomératiques et discordants de Sidi Kassem (Carbonifère).

Ce Silurien, comportant quelques passées détritiques, mais à dominante d'argilites et d'ampélites, indique une paléogéographie de type euxinique : un bassin relativement profond aux eaux calmes et confinées.

L'épaisseur de la série ne semble pas excéder quelques centaines de mètres.

5 - Le Dévonien

5.1. Généralités

Dans le bassin de la Meseta, on ne connaît pas de discordance calédonienne. Le Dévonien inférieur et moyen est en continuité avec le Silurien.

A la sédimentation calme du Silurien, suivent dans le même climat les dépôts du Dévonien. Les apports détritiques ont cessé et conjointement à une surrection de la plate-forme sous-marine de la Meseta, le climat chaud qui règne alors (zone intertropicale) va permettre l'édification de récifs jusqu'au Dévonien moyen.

Au Givétien, la tendance positive de la plate-forme s'accroît et alors émerge une terre située à l'emplacement du futur anticlinorium de Khouribga-Oulmès et de son prolongement plus au Sud (PIQUE, 1979) : la ride Zaër.

5.2. Le Dévonien dans l'anticlinal des Oulad Khalouk

Les terrains dévoniens affleurent sur la bordure nord à nord-ouest du massif des Zaër, dans les régions des Oulad Dehou, Oulad Abbou et Oulad Ali jusqu'à Tiddass (anciennement Tedders). Ces affleurements sont toutefois peu étendus, relativement à ceux du Paléozoïque ancien.

Au-dessus des schistes du Silurien se déposent des carbonates : d'abord des calcschistes, puis des bancs plus épais de dolomie.

Ces récifs dolomités, comme par exemple la colline de la Koudiat Chérif (au Nord de l'ellipse granitique des Zaër et à l'Ouest de la RP 22), bordaient la ride Zaër au Nord (fig. 7).

A l'Est comme à l'Ouest, les calcaires récifaux identiques sont tronqués par une importante faille qui amène en contact ces carbonates du Dévonien moyen et les faciès détritiques du Viséo-Tournaisien du bassin de Rommani.

6 - Les terrains post-Paléozoïque inférieur

Avec les dépôts calcaires du Dévonien moyen s'arrête la série paléozoïque dans le secteur étudié. Les seuls dépôts postérieurs débutent au Westphalien et affleurent au Sud, dans la région d'Ezzhiliga.

Ce sont des dépôts détritiques et conglomératiques discordants sur l'Ordovicien, le Silurien et le Dévonien : ils affleurent dans le bassin de Sidi Kassem.

7 - Conclusion

Dans le secteur étudié, la sédimentation débute à l'Ordovicien par des dépôts détritiques sur une plate-forme épicontinentale. Au début du Silurien, s'amorce la formation d'une ride, la ride Zaër, dont la surrection se marque dans la sédimentation par une mégaséquence positive jusqu'au Dévonien moyen.

Pour certains auteurs, cette mégaséquence débiterait par les grès ordoviciens pour se terminer aux carbonates dévoniens indiquant la diminution progressive du rôle de la zone d'apports détritiques.

B - L'EVOLUTION POST-TRIASIQUE DE L'ANTICLINAL DES OULAD KHALOUK

1 - Introduction

Si la fin du Paléozoïque est relativement bien connue dans le massif central hercynien du Maroc par des dépôts reconnaissables jusqu'au Trias, il en va tout autrement pour le Mésozoïque et pour le Cénozoïque (Paléogène).

L'absence de sédiments sur une zone restée passive vis-à-vis de l'orogénèse alpine, sauf en ce qui concerne les phases paroxysmales, nous prive de tout enregistrement sur cette évolution.

2 - L'évolution post-triasique jusqu'au Crétacé

Après l'érosion de la chaîne hercynienne qui a suivi immédiatement l'édification de celle-ci pendant le Permien et le Trias inférieur, l'ensemble des dépôts du Trias moyen et supérieur est discordant sur le "craton" calédonno-hercynien désormais stable, et sur le Viséen du bassin de Rommani-Maaziz : ce Trias est représenté par des niveaux basaltiques intercalés entre deux séries argilo-salifères.

Le secteur étudié, partie intégrante du massif central hercynien, restera émergé depuis la fin du Paléozoïque (fig. 8), et peut-être même depuis le début du Carbonifère.

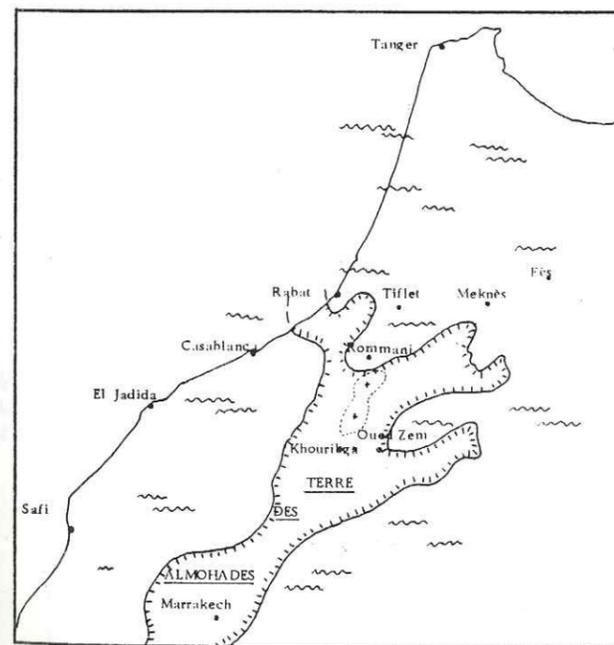


Figure 8 : Paléogéographie du Maroc au Trias supérieur

En regard de l'histoire sédimentaire post-hercynienne, la Meseta marocaine occidentale et centrale a réagi comme une plate-forme continentale stable vis-à-vis de l'orogénèse alpine durant tout le Secondaire et le début du Tertiaire ; seuls les mouvements paroxysmaux des phases alpines récentes rehausseront le socle en l'amenant à sa configuration actuelle sur laquelle a joué pleinement l'érosion.

Le massif central hercynien s'intègre durant tout le Jurassique à la "Terre des Almohades", vaste terre émergée qui s'étend depuis la plaine du Souss (Agadir) jusqu'au Rharb (Ouest de l'avant-pays rifain) visible sur la figure 9 (CHOUBERT et al., 1962).

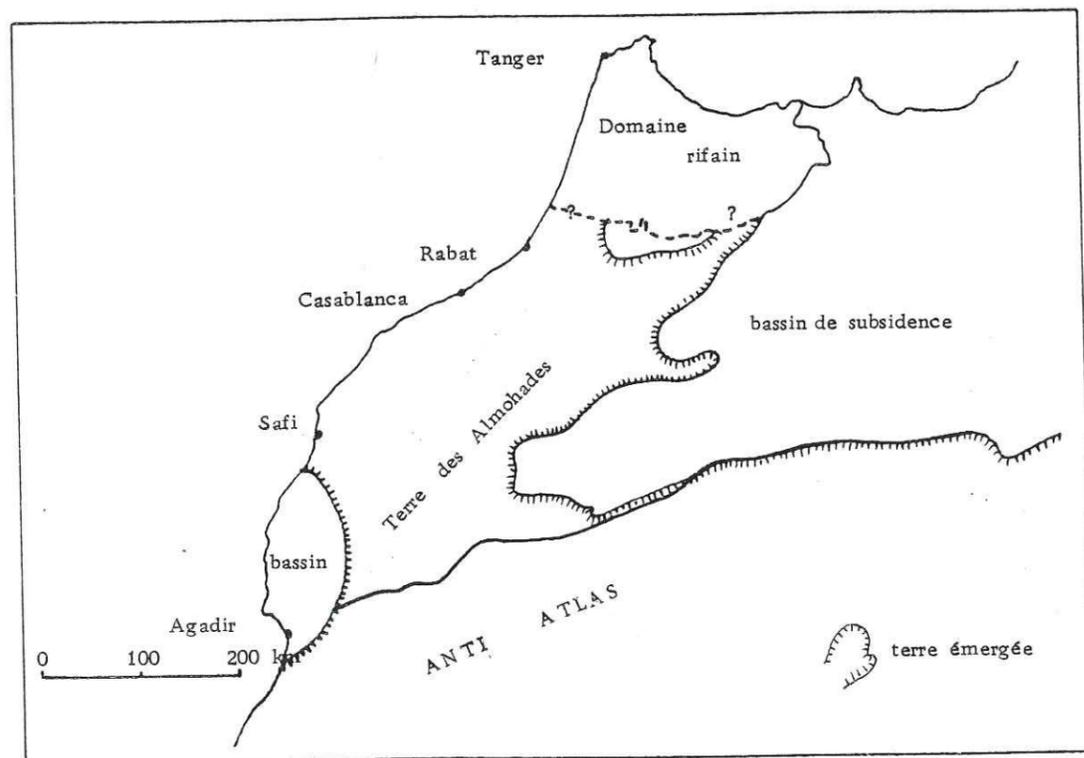


Figure 9 : Paléogéographie du Maroc au Jurassique

Au Crétacé (fig. 10), on assiste à une restructuration de la paléogéographie avec la disparition de la partie de la "Terre des Almohades" au Sud des Jbilet et l'isolement de ce massif vis-à-vis de la "Terre des Idrissides" à laquelle appartient maintenant le massif central marocain.

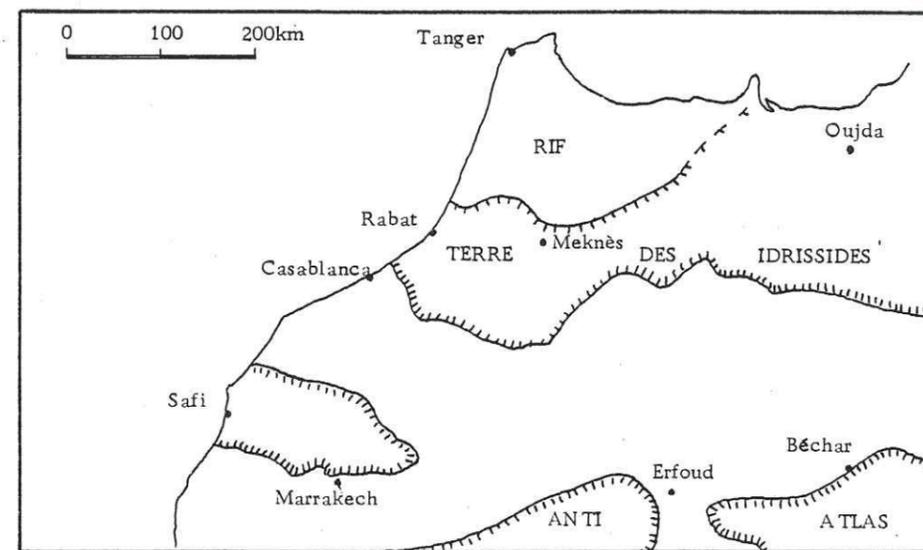


Figure 10 : Paléogéographie du Maroc au Crétacé

Cette terre s'allonge suivant une direction est-ouest depuis l'Atlantique (El Jadida) jusqu'à la frontière algérienne (bassin valanginien d'Oujda).

3 - L'anticlinal des Oulad Khalouk depuis le Crétacé

De toutes les transgressions reconnues au Crétacé et à l'Eocène, seule celle du Cénomanién-Turonien viendra lécher le pied du socle paléozoïque au Sud-Ouest du secteur étudié pour y déposer une série marno-calcaire transgressive par laquelle débute la sédimentation du plateau des phosphates.

Aucun dépôt, ni aucun indice ne nous permettent de dire, actuellement, si cette transgression est venue recouvrir le secteur étudié (fig. 11).

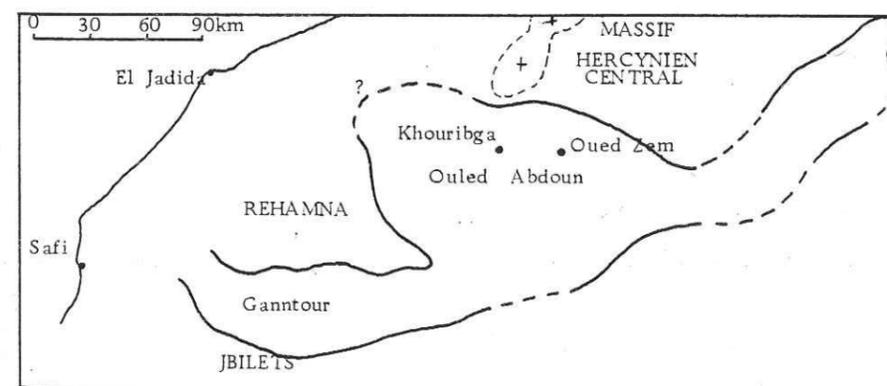


Figure 11 : Paléogéographie du Maroc central à l'Eocène

Au contraire, BEAUDET (1969) remarque que la série phosphatée est constituée d'apports continentaux riches en argiles, en quartz détritique, en phosphore et en magnésium, mais pauvre en fer. Le continent subissait alors une puissante altération latéritique sous un climat chaud et humide : les eaux de lessivage auraient évacué à l'état de solutions la silice, le phosphate, le magnésium et une certaine quantité d'alumine.

Dans son mémoire sur les phosphates des Oulad Abdoun (Maroc), BELFKIRA (1980) confirme l'apport de quartz détritique, la relative pauvreté en hydroxydes de fer et il détermine une paléopente inclinée vers le Sud-Ouest en prolongement du massif hercynien émergé.

Les couches rouges de l'Eocène supérieur de la série des phosphates correspondraient à une phase de rhéxistasie contemporaine de l'aplanissement du massif central.

Sur le plateau central et notamment sur la bordure occidentale de l'anticlinorium de Khouribga-Oulmès, il n'existe aucun dépôt de l'Eocène au Miocène supérieur.

La première transgression post-éocène est d'âge tortonien (fini-miocène) et s'installe sur une surface d'aplanissement issue de l'érosion antérieure miocène ; cette dernière réentaillant celle de l'Eocène supérieur.

Cette transgression est marquée au Sud du secteur étudié par un placage de molasse tortonienne, au marabout de Sidi Bou Amar, qui affleure sous les épandages détritiques villafranchiens sur le rebord méridional du plateau d'El Gada, surplombant au Nord-Est la ville d'Ezzhiliga.

Un soulèvement succède à cette transgression, exhaussant le bloc du haut pays Zaër d'une centaine de mètres par rapport au bassin de Rommani ; la marche ainsi créée se situe sur la bordure nord-occidentale du granite des Zaër, sur la faille de la Koudiat Chérif qui rejoue verticalement.

L'érosion attaque préférentiellement le granite, respectant les quartzites de la bordure nord-ouest qui restent en relief dominant la cuvette du batholite.

Les barres de quartzite, restant en relief, forment les crêtes appalachiennes qui ossaturent le paysage.

La tectonique post-villafranchienne rehausse une nouvelle fois le haut pays Zaër, entraînant une reprise de l'érosion et un détournement des oueds qui coulent désormais vers le Nord, entaillant vigoureusement le granite des Zaër.

Le granite des Zaër est très altéré et la formation de la couverture d'altération semble débuter au Miocène, au moment où l'érosion a déblayé la couverture métamorphique sus-jacente (TERMIER, 1936 ; BEAUDET, 1969).

Les dépôts du Villafranchien sont essentiellement représentés par des glaciais tapissés de blocs de quartzite, et plus ou moins cimentés suivant les endroits par des hydroxydes de fer en agrégats ferrugineux (les "Kerchas"), atteignant parfois 2 à 3 m d'épaisseur.

4 - Conclusion

Depuis les derniers dépôts du Paléozoïque, le secteur étudié n'a connu que des phases successives d'érosion et de pénéplanation, sauf un bref intermède de sédimentation marine molassique et littorale au Tortonien.

Cette émergence quasi continue depuis le Dévonien moyen est responsable de la mise à nu du granite, de la profonde altération l'affectant, ainsi que de l'abrasion de l'encaissant paléozoïque en une topographie plane.

CHAPITRE II : LITHOSTRATIGRAPHIE

1 - Introduction

Les conditions du métamorphisme développé par le granite des Zaër, ont affecté les formations sédimentaires encaissantes.

L'attribution des faciès à des étages stratigraphiques repose sur le fait que les quartzites en bancs massifs sont datés du Caradoc dont ils constituent classiquement l'horizon repère au Maroc. Le stratotype a d'ailleurs été défini au pays des Sokhrets dans l'anticlinal des Oulad Khalouk (CHOUBERT et al., 1956).

Nous tenterons néanmoins une description des faciès, attribués à des étages stratigraphiques par corrélation avec des faciès reconnus.

2 - Lithostratigraphie des terrains du secteur étudié

2.1. Introduction

Les puissantes barres de quartzites qui ossaturent le paysage appartiennent au Caradoc. Les terrains affleurants se trouvent par conséquent centrés sur le Caradoc et varient vraisemblablement du Llandeilo supérieur ou terminal au Silurien, sur le flanc oriental du batholite, et jusqu'au Dévonien moyen sur la bordure nord-occidentale de l'anticlinal des Oulad Khalouk.

Nous étudierons surtout les terrains de la bordure orientale du granite auxquels nous associerons les descriptions des terrains sur le pourtour de l'extrémité septentrionale du batholite. Ces descriptions sont empruntées à différents auteurs dont LECKWIJCK et al. (1955) et PIQUE (1979).

2.2. Le Llandeilo supérieur

Il a été reconnu au coeur de l'anticlinal des Oulad Khalouk dans sa terminaison sur l'oued Grou. Il affleure dans son faciès "OBK" typique et seule la partie supérieure de cet étage affleure dans le secteur étudié.

Le sommet du Llandeilo supérieur se caractérise par l'apparition de bancs plus durs, quartzitiques, dans la série qui reste proche du faciès "OBK" (fig. 12).

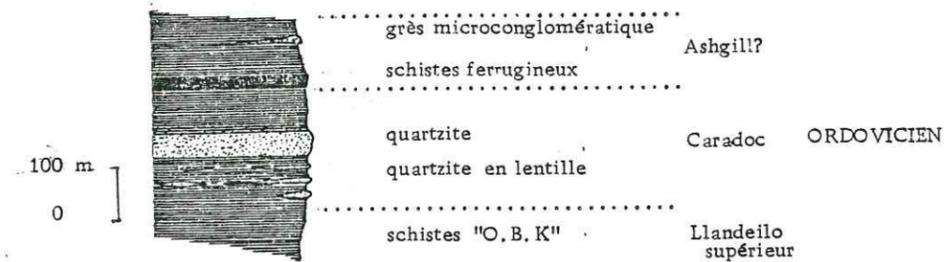


Figure 12 : Log stratigraphique détaillé de l'encaissant de la bordure orientale du granite des Zaër

Le faciès "OBK" est représenté par un schiste tendre, argileux, fin : en cassure, il est noir à bleu foncé; altéré, sa teinte est très variable depuis le roux jusqu'au gris ou même beige.

Un caractère important est sa teneur en mica blanc en très fines paillettes.

Ces schistes sont très finement feuilletés et aisément refendables.

2.3. Le Caradoc

C'est un complexe détritique où alternent les grès, les schistes gréseux et les quartzites. Ces derniers atteignent ici leur plus fort développement.

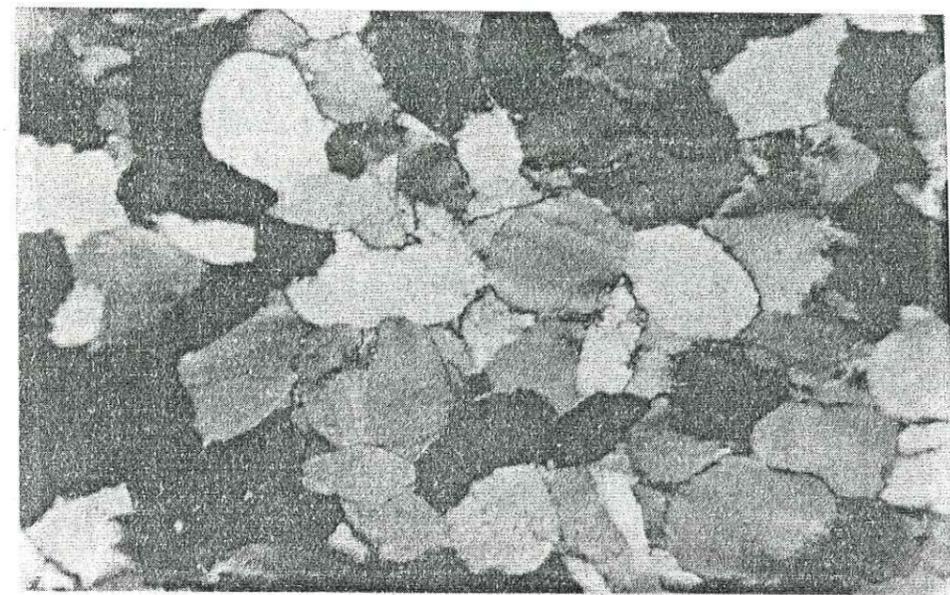
CAILLEUX (1974) a fait une description détaillée de cet étage au Sud-Est du secteur étudié, dans la région des Smaala. Il constate une très grande variabilité latérale et verticale des faciès.

Composition des quartzites :

Au microscope, l'élément dominant est le quartz dont la proportion avoisine les 90 %. La matrice est variable en importance suivant la richesse en argiles et chlorites et la diminution concomitante du quartz. Cette matrice est essentiellement composée de chlorites, de muscovites et, en proportion moindre, de tourmaline verte, d'aiguilles de rutile et de très rares feldspaths plagioclases.

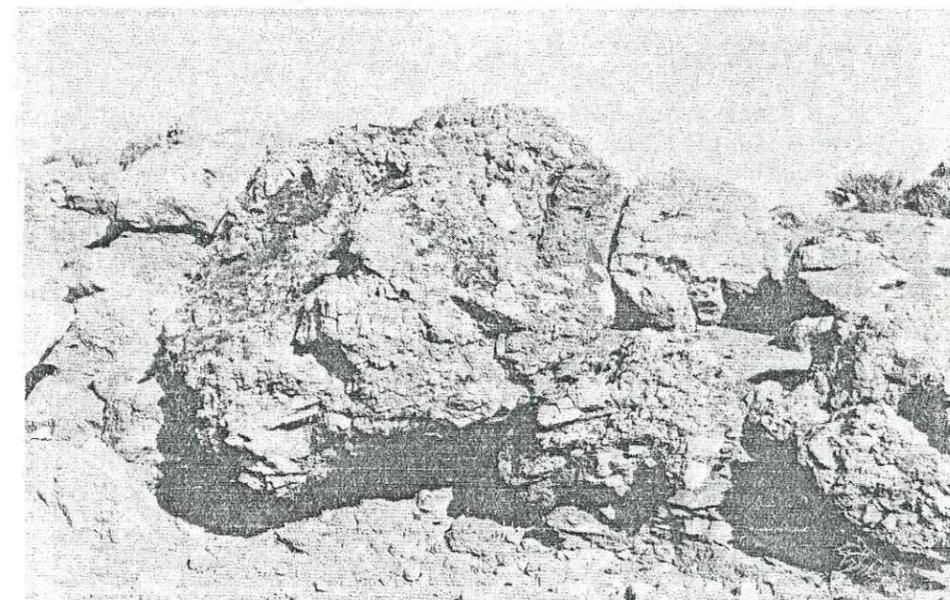
Texture des quartzites :

Les quartzites sont formés de grains de quartz soudés les uns aux autres, de dimension homogène dans un même horizon (de 0,1 à 0,3 mm) : les grains de quartz sont parfois très arrondis ou sont engrenés les uns dans les autres suivant des lignes de suture très contournées. Des paillettes de mica blanc parsèment le quartzite entre les grains (fig. 13).



0 0.2mm

Figure 13 : Lame mince de quartzite (en lumière polarisée)



0 50cm

Figure 14 : Brèche dans un banc de quartzite (Sidi Larbi)

L'observation de nourrissage secondaire des grains de quartz n'a été possible que lorsque des impuretés soulignaient la périphérie du grain initial.

Ce sont donc des quartzites typiques où parfois toute trace du grès originel a disparu.

Ces quartzites ont à l'affleurement une teinte qui varie du blanc au jaune ocre (coloration par les oxydes de fer) et même au gris-vert quand la proportion de particules argileuses augmente.

C'est une roche très difficile à briser : la cassure est alors conchoïdale à éclat gras, huileux.

La porosité de cette roche est nulle, ce qui est démontré microscopiquement par l'agencement de cristaux étroitement jointifs.

Nous avons observé de très nombreux filons de quartz blanc, filons recoupant en tous sens les bancs : la puissance de ces filons est très variable, allant du millimètre à quelques dizaines de centimètres. Ils sont parfois bréchifiés et des recristallisations ont mêlé blocs de quartzite, cristaux de quartz et de limonite (fig. 14). Ces brèches ont une structure en alvéoles polygonales tapissées de cristaux, identiques aux cargneules. L'absence de carbonates et la prépondérance de la silice permettent de les appeler des cargneules siliceuses dont le mécanisme de formation est vraisemblablement identique à celui des cargneules calcaires.

2.4. L'Ashgill

Cet étage a été défini au Maroc comme étant dépourvu de bancs de quartzites et essentiellement constitué de schistes argileux gris, bariolés parfois de rouille.

Dans l'attente de travaux plus précis, nous le regrouperons avec le Llandeilo supérieur et le Caradoc dans l'Ordovicien supérieur sans subdiviser ce dernier.

Toutefois, la présence de grès microconglomératique associé à des schistes ampélitiques sombres sur le flanc sud-ouest du Jbel Kaïdar, sur l'oued Azzouz, nous a amené à attribuer ce faciès à l'Ashgill.

Ce faciès n'a pas été reconnu plus à l'Est, sauf peut-être au fond du talweg au Sud de Madene : le recouvrement par des épandages détritiques récents le masque probablement.

2.5. Le Silurien

Le Silurien affleure peu dans le secteur étudié. Comme nous l'avons vu précédemment, il se situe sur la bordure nord-occidentale du batholite et au Sud, dans la cuvette d'El Briouga (cf. la planche mobile).

Au Nord-Ouest du batholite, le Silurien affleure dans une combe entre la crête quartzitique qui domine l'ellipse granitique et les collines dévoniennes qui s'élèvent au-dessus du bassin de Rommani.

Cette combe est occupée par des schistes et des phyllades bleu-noir dans lesquels on peut reconnaître un faciès métamorphique des schistes à graptolithes (PIQUE, 1979).

L'épaisseur de cette série, compte tenu du plissement qui l'affecte, n'est pas connue.

Dans le bassin d'El Briouga, le Silurien a été reconnu et étudié précisément par LECKWIJCK et al. (1955).

Le faciès est représenté par des schistes tendres, gris foncé à noir, finement micacés et à petits cristaux de pyrite. On peut parler de schistes ampélitiques.

Il s'y intercale parfois des bancs de quartzite de faible épaisseur, mais, sur les affleurements très réduits de notre secteur, nous n'en avons pas observé.

Daté par sa faune de graptolithes, le Silurien de la dépression schisteuse d'El Briouga semble appartenir au Llandovery.

3 - Disposition des différentes formations

3.1. Coupe de Kermet el Haj-Sidi bou Amar (fig. 15)

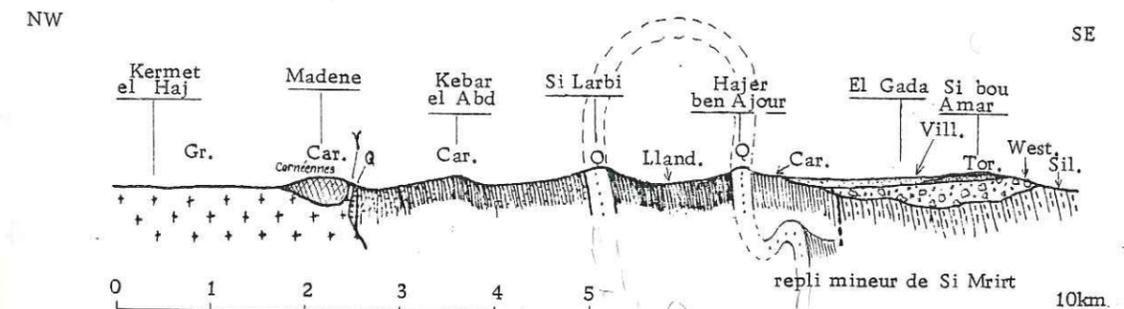


Figure 15 : Coupe géologique schématique de la bordure orientale du granite des Zaër, depuis Kermet el Haj jusqu'à Sidi bou Amar.

Gr. : granite	Sil. : Silurien
Lland. : Llandeilo	West. : Westphalien (Conglomérat de S ⁱ Kassem)
Car. : Caradoc	Tor. : Tortonien
	Vill. : Villafranchien

Suivant une coupe géologique NW-SE depuis le granite, à la maison forestière de Kermet el Haj, jusqu'à Ezzhiliga, nous voyons affleurer successivement :

- le granite fortement arénisé, sous le faciès du granite à biotite ;
- l'Ordovicien supérieur indifférencié (Ashgill ?) à la colline de Madene, sous forme de cornéennes et de grès micacés métamorphisés ;
- l'Ordovicien supérieur (Caradoc-Ashgill) dépourvu de quartzites en bancs massifs et continus : sur la colline de Kebar el Abd affleurent des schistes noirs à andalousite à passées de quartzites. L'épaisseur de ces dernières varie de quelques centimètres au mètre.

Les schistes sont parfois encroûtés superficiellement par des hydroxydes de fer (goethite) sur une épaisseur de quelques millimètres.

C'est dans ce niveau que se situe la zone d'anomalie de radioactivité qui s'étend depuis le Jbel Kaïdar à l'Ouest, jusqu'au pied du flanc nord-ouest de Zagota à l'Est.

Il est remarquable que cette zone anormale soit liée cartographiquement aux affleurements de schistes ferrugineux :

- les quartzites du Caradoc ensuite, en bancs massifs et continus de Sidi Larbi. Ces quartzites forment avec ceux du Jbel Adour Amra, au Sud, un anticlinal accompagné d'un repli mineur à Sidi Mrirt sur l'oued Azzouz.

Au coeur de cet anticlinal affleurent des schistes attribués au faciès "OBK" par leur finesse, leur couleur, sans qu'une preuve paléontologique permette de l'affirmer :

- le Silurien inférieur de la dépression d'El Briouga termine cette coupe stratigraphique.

Nous avons donc mis en évidence la présence d'un anticlinal caradocien à coeur de Llandeilo supérieur (schistes "OBK"), bordé au Sud par le Silurien du bassin d'El Briouga.

3.2. Coupe géologique de Ktib Merzoug-Mouch mich Achour (fig.16)

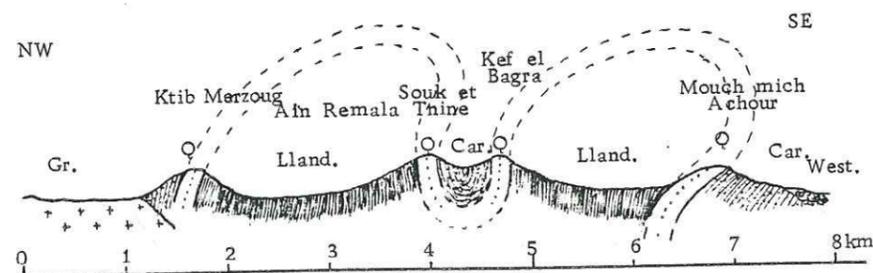


Figure 16: Coupe géologique schématique de la bordure orientale du granite des Zaër, depuis Ktib Merzoug jusqu'à Mouch mich Achour. (même légende que la coupe précédente)

Cette coupe se situe au Nord-Est de la précédente. Dominant le granite, nous trouvons successivement :

- les quartzites de Ktib Merzoug identiques à celles de Sidi Larbi. Ils présentent sur la colline dominant le talweg d'Aïn Remala des figures de sédimentation permettant de préciser la polarité des couches. Celles-ci sont redressées à la verticale.

Dans ce vallon, affleurent de nombreux pointements de quartzites en lentilles de faible puissance et d'extension latérale variable :

- la barre de quartzite de Zagota-Souk et Thine domine ce vallon et se trouve parallèle à la barre de Ktib Merzoug à l'Ouest et à la barre de Kef el Bagra à l'Est ;

- à l'Ouest de la barre de Kef el Bagra court un vallon creusé dans des schistes gréseux beige à vert clair en patine, très altérés. Ces schistes sont recouverts par une épaisse couverture détritique de blocailles quartzitiques et de conglomérats ferrugineux de ruissellement (les "kerchas") ;

- la barre quartzitique de Kef el Bagra prolonge au Nord-Est celle de Sidi Larbi, et domine une cuvette creusée dans les schistes "OBK" : cette cuvette se trouve barrée au Sud par les quartzites de Mouch Mich Achour, en continuité avec la barre du Jbel Adour Amra ;

- le plateau d'El Gada masque, depuis l'oued Cheguiga jusqu'au rebord du plateau au Nord-Est d'Ezzhiliga, les formations ordoviciennes et siluriennes, le Carbonifère conglomératique de Sidi Kassem, sous des épandages détritiques quaternaires du Villafranchien (fig. 15).

Ce même auteur a attribué le mince placage molassique de Sidi bou Amar au Tortonien.

Cette coupe met en évidence deux anticlinaux dont le plus à l'Est prolonge vers le Nord celui décrit dans la coupe précédente.

L'étude plus complète de l'agencement des différentes formations nous conduit à aborder l'aspect structural du secteur étudié : ceci sera examiné plus précisément dans la partie sur la tectonique et l'étude structurale.

CHAPITRE III : ÉTUDE SÉDIMENTOLOGIQUE DE L'ORDOVICIEN SUPÉRIEUR

1 - Introduction

L'observation de figures et de structures sédimentaires dans les argilo-silts et surtout dans les quartzites (grès) a permis d'apporter des arguments tant du point de vue de la reconstitution possible du milieu de dépôt (paléogéographie), que du point de vue structural par la reconnaissance, entre autres, de critères de polarité dans les affleurements.

2 - Localisation des observations

Les meilleures observations de figures et de structures sédimentaires ont été faites dans les quartzites du fait de leur meilleure conservation. En effet, ces roches ont résisté sans grand changement au métamorphisme et aux tectoniques hercynienne et alpine.

Certaines figures ont toutefois été observées dans les argilo-silts, mais elles sont beaucoup plus rares.

Les points d'observation ont été reportés sur une carte (fig. 17).

3 - Les figures et les structures sédimentaires

3.1. Les ripple-marks

Ces rides ont été observées relativement souvent par rapport aux autres figures. Elles se trouvent uniquement dans les bancs de grès (quartzites), dégagés actuellement par l'érosion (fig. 18).

Elles sont symétriques et rectilignes et correspondent à des rides d'oscillations. On ne peut pas déduire la profondeur du dépôt, mais la symétrie et la rectitude des rides font penser à des oscillations dues à la houle dans un milieu constamment immergé et moyennement agité.

3.2. Les slumps, les glissements synsédimentaires

Ces slumps associés parfois à des microconvolutes, ont été observés fréquemment eux aussi, et toujours dans les grès ou les grès argileux (fig. 19).

Ces lits contournés, la présence de "slump-balls" gréseux dans un matériel plus argileux ou même argilo-silteux (schistes) attestent de l'instabilité des dépôts et de la présence de paléo-pentes (fig. 20): bord de chenal de la zone médiolittorale, front de delta, talus continental.

Les mouvements déclenchant ce genre de phénomènes sont soit des surcharges de matériel détritique en équilibre instable, soit des tremblements de terre.

3.3. Les laminations parallèles

Observées uniquement dans les grès, elles sont soulignées par des passées plus argileuses (fig. 21).

Ces fines lamines attestent un régime de haute énergie (courants lamellaires).

Leur absence des niveaux plus argileux peut être due à une intense foliation S_0-1 qui débite ces argilo-silts (schistes) et efface la stratification originelle.

3.4. La structure entrecroisée

Observée parfois dans les quartzites, interrompant les laminations parallèles, elle a été surtout observée dans les faciès plus argileux et dans les argilo-silts.

La structure entrecroisée confirme un milieu agité mais sa relative rareté a tendance à indiquer un domaine plus profond, circo-littoral.

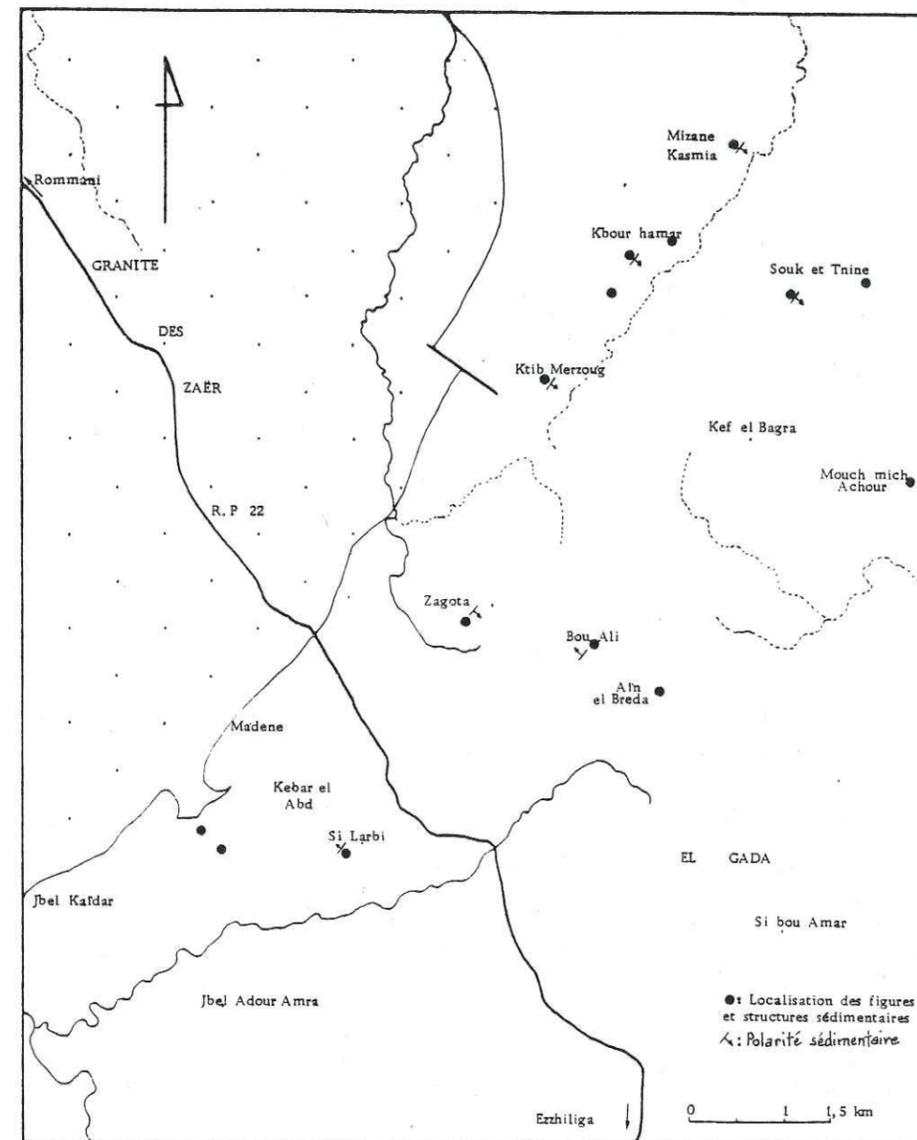


Figure 17 : Localisation des observations de figures et des structures sédimentaires sur la bordure orientale du granite des Zaër

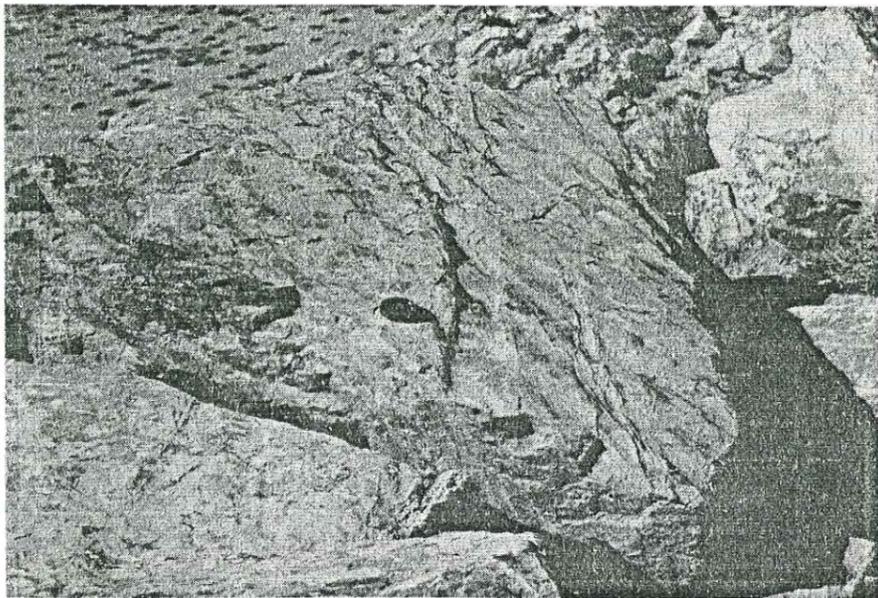


Figure 18 : Ripple-marks

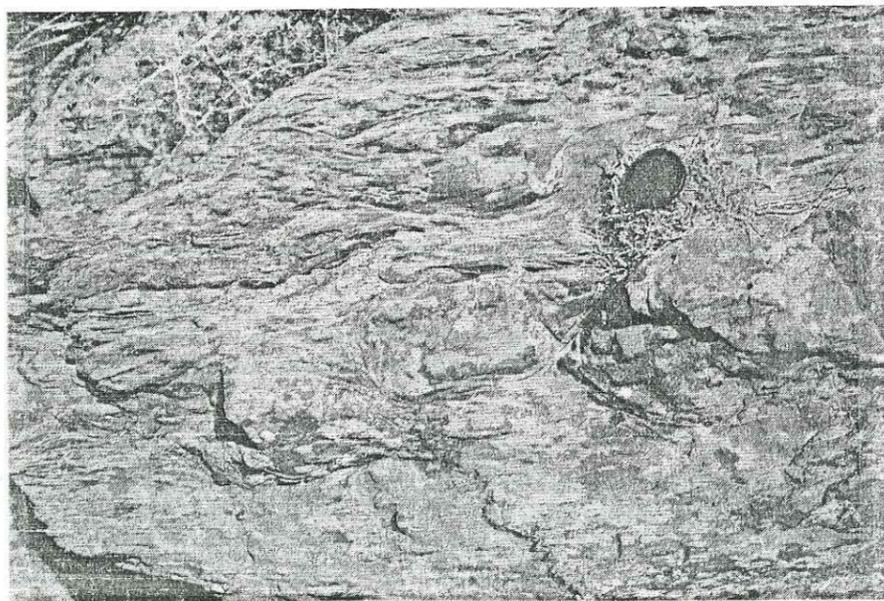


Figure 19 : Slumping et boules de quartzite remanié.

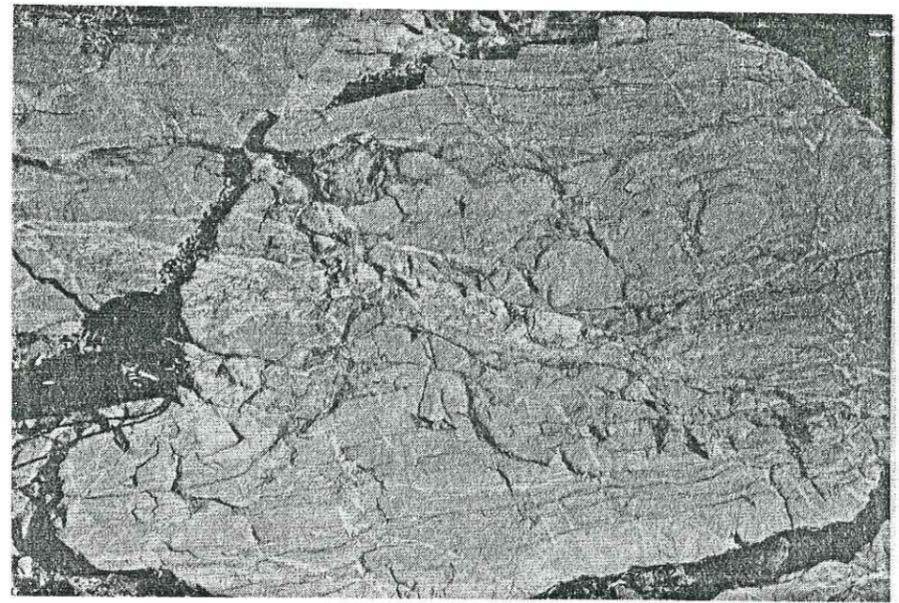


Figure 20 : Lits contournés

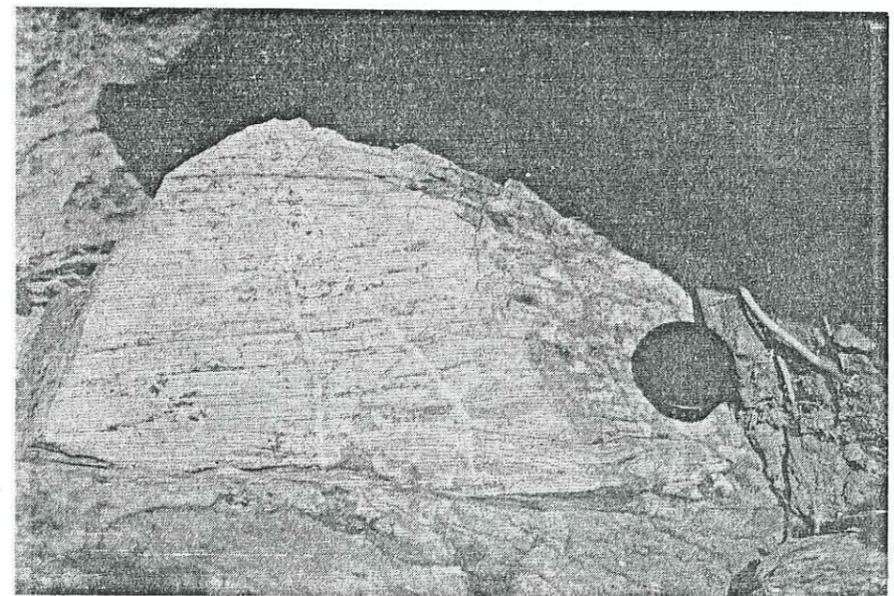


Figure 21 : Laminations parallèles et structure entrecroisée

3.5. Les "load-casts" (figures de surcharge)

Ils ne sont visibles que dans des faciès à forte porosité comme les grès. Ce sont des figures sédimentaires dues à la surcharge des couches supérieures sur un milieu hydroplastique : en coupe, les "load-casts" se situent aux interfaces de bancs. Les joints dessinent des courbes évoquant des petits diapirs (fig. 22).

3.6. Les figures d'échappement d'eau

Ces "dish-structures" accompagnent les "load-casts" dans les grès. La compaction de ce matériel à forte porosité fait que l'eau du sédiment s'échappe vers le haut en dessinant des figures en forme d'écuelle à fond très plat et aux bords relevés. La concavité de cette figure est tournée vers le haut, ce qui en fait un bon critère de polarité (fig. 23).

Les "dish-structures" s'observent fréquemment dans des dépôts relativement grossiers de courants de turbidités fortement chargés. Ces courants sont significatifs de régime de haute énergie (ALLEN, 1982).

3.7. Les "flute-casts"

Ce sont des figures d'érosion, directionnelles, que l'on rencontre à la base de bancs de grès uniquement (fig. 24, 25).

Ces structures sont dues à l'érosion par des courants qui produisent des surcreusements dans le banc sous-jacent. Nous observons le moulage de ce creusement qui nous donne la direction du courant et atteste un régime de haute énergie (turbulent).

Des "groove-casts" ou marques en cannelures, sont associées à ces flute-casts.

L'hétérogénéité des directions et l'imprécision sur les sens des courants n'ont pas permis de pousser plus loin l'interprétation de ces figures.

3.8. Les chenaux

A la base de certains bancs de grès, on peut observer des structures chenalées, se recoupant parfois. Ces chenaux varient en dimension : de quelques mètres à quelques dizaines de mètres pour certaines lentilles de quartzite (fig. 26).

Les barres continues de grès (quartzite) correspondent peut-être à des chenaux de très grande taille (plurikilométrique) mais plutôt vraisemblablement à des décharges très importantes de sable lors de crues accompagnées d'érosion violente. Ceci explique le fait que les barres de quartzite n'ont pas d'épaisseur constante et qu'elles peuvent s'interrompre localement (fig. 27).

Ces structures de chenalisation confirment également un régime de forte énergie.

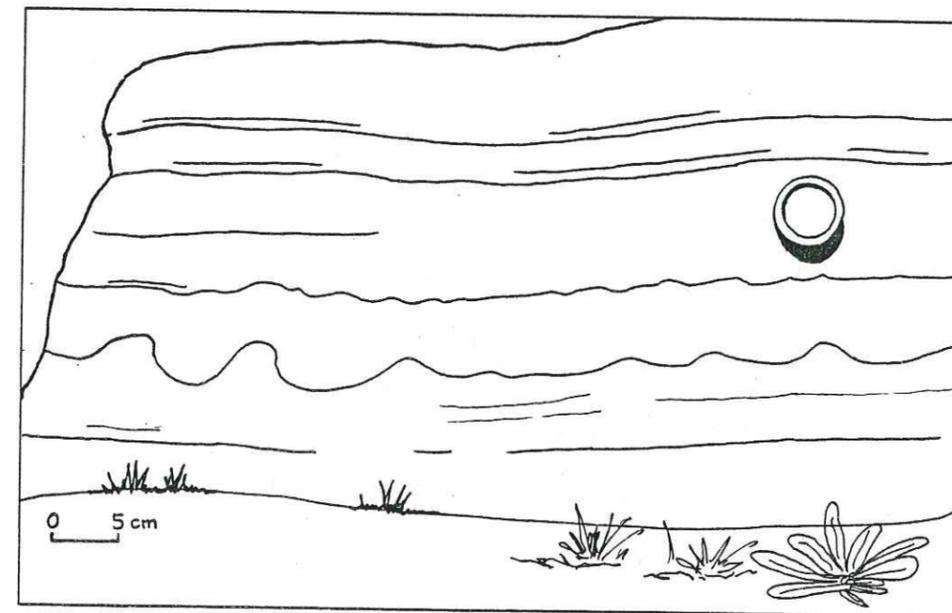


Figure 22 : Figures de surcharge (load-casts)

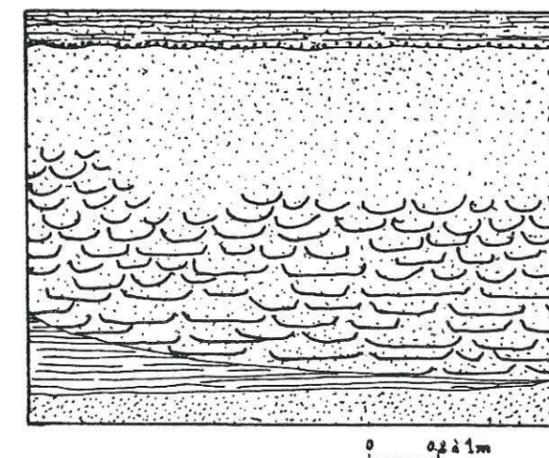


Figure 23 : Dish-structures

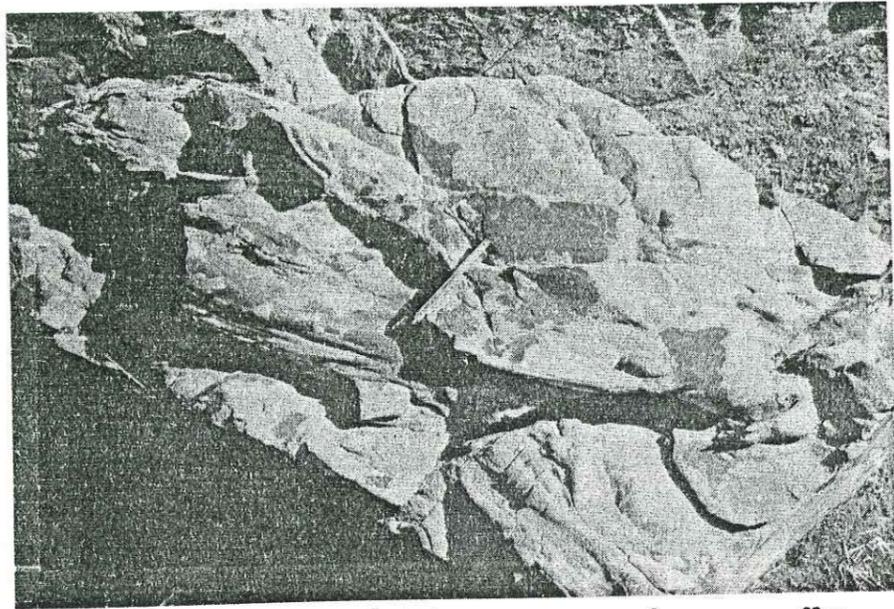


Figure 24 : Flute-casts

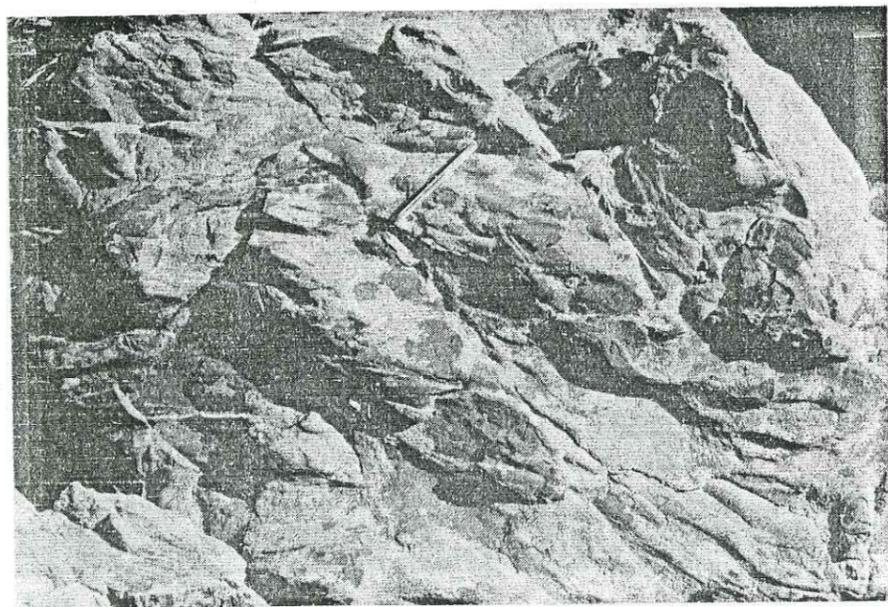


Figure 25 : Flute-casts



Figure 26 : Chenaux dans des quartzites

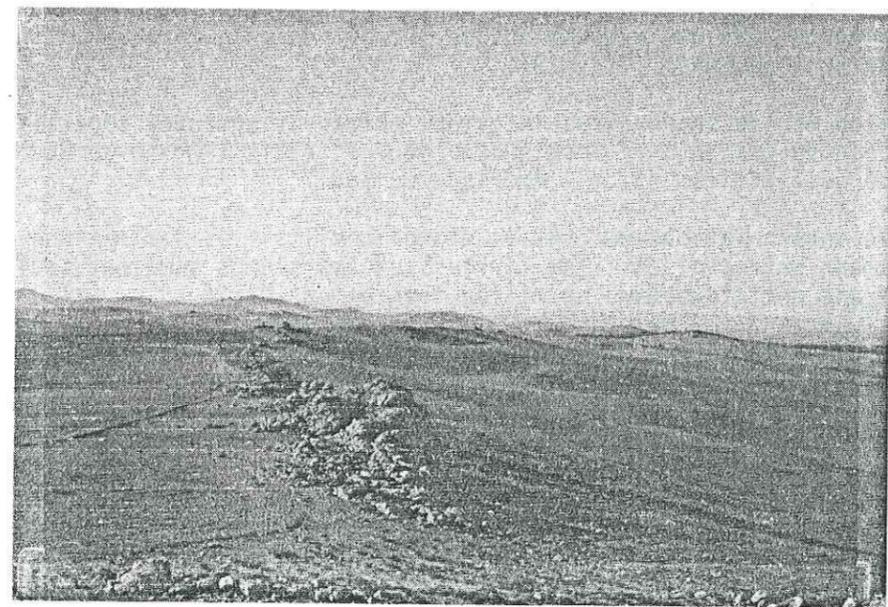


Figure 27 : Interruptions locales dans la barre de quartzite de Zagota-Souk et Tnine

3.9. Les bioturbations

Elles se présentent sous forme de terriers tubulaires observés dans les argilo-silts. Elles sont soulignées par de la limonite ocre, de petits grains de pyrite associés à du graphite, celui-ci provenant sans doute de matière organique métamorphisée.

Aucun fossile n'a été trouvé, mais les galets mous d'argiles à pyrite et matière organique sont fréquents dans les argilo-silts.

Certaines figures (trous, grès remanié ou perturbé) visibles vers le haut des bancs de grès ont été interprétées comme des bioturbations : une ambiguïté subsiste malgré tout, vu le petit nombre observé et l'absence de figures caractéristiques.

4 - Interprétation des figures sédimentaires et hypothèse sur la paléogéographie de l'Ordovicien

Nous savons par les études antérieures, en particulier celles effectuées dans l'Anti-Atlas marocain, qu'il s'agit, au Paléozoïque inférieur, de séries terrigènes détritiques sans aucune sédimentation chimique. Ces séries se mettent en place sur une plate-forme épicontinentale marine dépendante de la plate-forme continentale saharienne émergée et peut-être également d'une terre émergée à l'Ouest (Appalaches ?, Bouclier canadien ?), (FABRE, 1974 ; MICHARD, 1976 ; PIQUE, 1979).

Ces épandages détritiques proviennent du démantèlement du bouclier saharien après la dernière orogénèse précambrienne : ces apports détritiques sont transportés par des fleuves qui se jettent dans la mer épicontinentale au Nord et au Nord-Ouest (fig. 28).

Cette mer du Paléozoïque inférieur (proto-atlantique) séparait le craton européen du craton de l'Amérique du Nord et était limitée au Sud par le bloc soudé de l'Afrique et de l'Amérique du Sud.

Les intercalations de grès et d'argilo-silts, les laminations parallèles ou faiblement entrecroisées, les terriers et les slumps semblent indiquer la zone du front deltaïque dans un milieu franchement marin.

De plus, la nature des séquences observées (alternance de la série de pélites-sables avec, à la base des cyclothèmes, un terme gréseux, massif, associé à d'éventuelles figures d'érosion, puis un passage à des horizons pélitiques à intercalations sableuses de plus en plus minces) semblent indiquer un milieu deltaïque.

L'association de ripple-marks à des figures de courants d'érosion (flute-casts, grooves et microconvolutés) indique une zone de dépôt voisine des zones d'apports et un milieu agité.

Ce pourrait être alors la zone de front deltaïque ("fore-set") dans un delta très constructif : l'exemple actuel du delta du Mississippi en marge du continent américain (520×10^6 t/an de débit solide) en est une bonne illustration (BLANC, 1982) (fig. 29).

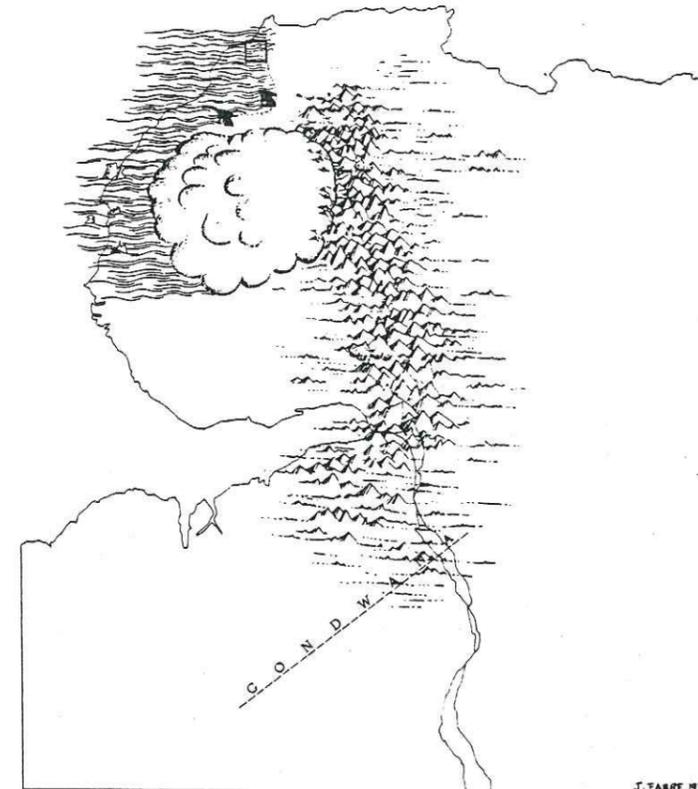
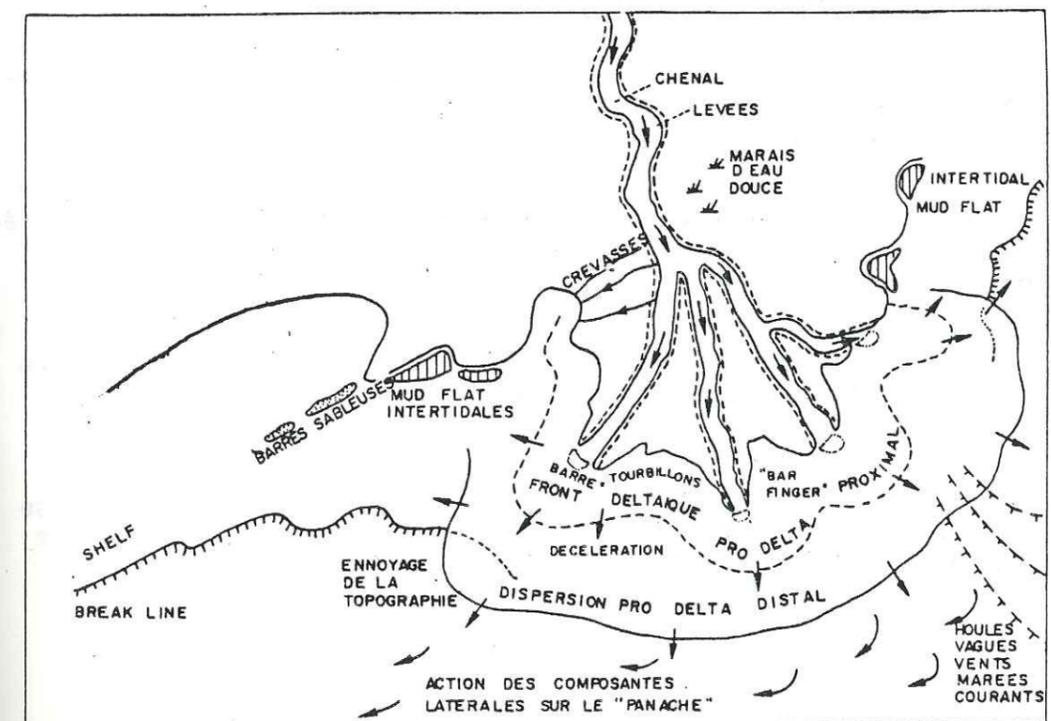


Figure 28 : L'inlandsis saharien et les épandages détritiques à l'Ordovicien

Figure 29 : Schéma d'un delta



Les oscillations créées par la houle ou par des courants oscillants, différents des courants de transport, entretiennent l'existence de ripple-marks symétriques alors que les laminations se forment pendant des périodes tranquilles.

Les compactions différentielles, dues au poids de ces lentilles sableuses, créent les figures de surcharge ("load-casts") dans un matériel fortement hydroplastique. Les figures d'échappement d'eau ("dish-structures") se forment dans un milieu moins hydroplastique, à plus forte porosité ou à granulométrie supérieure, et surtout dans un matériel gorgé d'eau, amené par des courants turbides. La présence de "dish-structures" exclut un dépôt par décantation.

L'épaisseur parfois importante des grès témoigne d'arrivées massives de matériel sableux lors de crues et de décharges puissantes par les chenaux ("wash-out").

Les pentes du front deltaïque sont variables dans le temps et avec les apports : lorsqu'elles deviennent importantes, il se produit des phénomènes de glissement, de cisaillement par gravité, d'éboulements synsédimentaires. Ceci arrive notamment lors de décharges détritiques importantes liées aux crues amenant une surcharge, instable par hydroplastie.

Nous n'avons pas observé de brèches sédimentaires et les "slump-balls" sont parfois déformées, indiquant une relative plasticité des sédiments remaniés et donc non indurés (fig. 30).

Dans la zone du front deltaïque plus distal, avant l'enneigement de la topographie deltaïque dans la plate-forme épicontinentale, les transports en suspension par des fluxoturbidites déposent des matériaux variant des silts aux argiles en alternance rapide, irrégulière.

Ces dépôts présentent des laminations parallèles, lenticulaires et des stratifications faiblement entrecroisées.

La faune marine ainsi que les végétaux sont très rares, mais on trouve des traces de matière organique transformée par le gradient thermique développé dans le secteur étudié.

Cette matière organique provient vraisemblablement du continent pour une grande part et d'une faune relativement pauvre dont les fossiles ont été trouvés dans les mêmes formations, mais en dehors de l'auréole de métamorphisme.

Aucun granoclassement intraformationnel n'a été observé, ni dans la sédimentation détritique grossière (grès), ni dans le matériel plus fin. En accord avec ce qui a été décrit précédemment, on peut affirmer que chaque terme s'est mis en place assez rapidement et en une seule fois ("sheet-flood", sédimentation laminaire).

On peut parfois observer une augmentation de la proportion argileuse vers le sommet de banc, visible par un changement de couleur entre la base et le sommet, mais dans l'ensemble ce phénomène reste très discret.

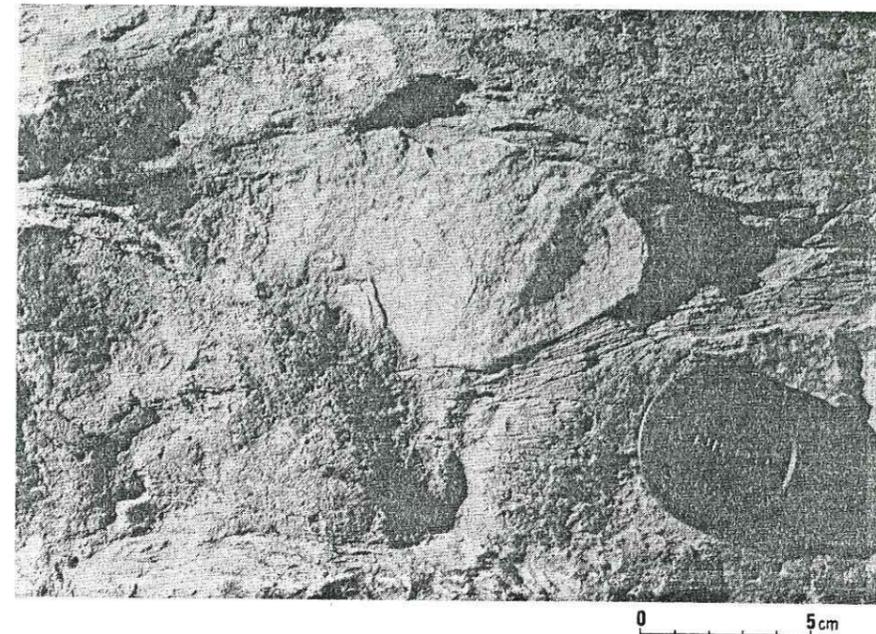


Figure 30 : "Slump-ball" de quartzite déformée

La sédimentation est donc très rapide et le matériel est préalablement bien trié. Doit-on y voir l'effet d'éloignement des zones d'apports ?

5 - L'absence de sédimentation chimique à l'Ordovicien supérieur

Un fait remarquable est l'absence de dépôts carbonatés sur une plate-forme continentale peu profonde. Cette absence a été remarquée par TERMIER (1936) qui proposait une explication par la température basse des eaux.

La proximité de l'inlandsis saharien, calotte glaciaire du pôle Sud au Cambrien-Ordovicien, et la présence d'une plate-forme continentale stable, impliquent une sédimentation détritique très importante par le démantèlement du craton. Cette sédimentation se caractérise par une prépondérance de la silice (quartz détritique) et de l'illite .

L'importante turbidité des eaux et leur basse température empêchent l'évolution de la sédimentation jusqu'à un stade biochimique (carbonates).

Ceci se confirme par le dépôt général de "tillites" qui caractérise le début du Silurien et qui est classiquement interprété comme le résultat de la fonte de l'inlandsis saharien. Une mégaséquence positive débute ensuite et va faire évoluer la sédimentation depuis des schistes ampélitiques jusqu'à des dépôts carbonatés récifaux au Dévonien.

Cette sédimentation carbonatée est associée au réchauffement des eaux (migration du pôle) et à l'installation de conditions biotiques sur le continent saharien.

6 - Conclusion à l'étude sédimentologique

Le milieu de sédimentation de l'Ordovicien supérieur dans l'anticlinal des Oulad Khalouk appartient à une zone de front deltaïque en bordure du continent saharien.

Cette zone se trouve en domaine marin épicontinental peu profond. Elle se situe entre le pro-delta distal avec des dépôts fins et relativement minces d'argiles et/ou de silts, et le pro-delta proximal aux apports plus grossiers comme les grès parfois chenalisés.

L'oscillation entre un pro-delta distal et un pro-delta proximal peut être due à une instabilité de la plate-forme épicontinentale, ou à une migration latérale du chenal principal.

CONCLUSION GÉNÉRALE DE LA PREMIÈRE PARTIE

Les séries affleurant dans le secteur étudié de l'anticlinal des Oulad Khalouk appartiennent au Paléozoïque inférieur et essentiellement à l'Ordovicien supérieur (Llandeilo supérieur-Caradoc-Ashgill).

Ce sont des séries détritiques continentales déposées en bordure de la plate-forme saharienne dans une zone de pro-delta circo-littorale.

Les matériaux déposés sont de granulométrie fine, variant des sables fins aux argilites avec une proportion parfois importante de matière organique et de sulfure de fer.

DEUXIEME PARTIE : TECTONIQUE

TABLEAU I . CHRONOLOGIE HERCYNIEENNE DU MASSIF HERCYNIEEN CENTRAL.

	G. CHOUBERT (1951)	H. TERMIER (1936)	A. PIQUE (1979)	H. STILLE (1928)
PERMIEN	phase posthume destructrice			
Autunien 290	11° ph.	4 ph.	plis de la molasse de Sidi Kassem	phase saaliennne
Stephanien 300	* 10° ph. Plis de fond		Cristallisation du granite des Zaïr	
Westphalien D C B A	9° ph. Plis de couverture	3 ph.	plis P ₂	phase asturienne
310 CARBONIFERE	* 7° ph.	2 ph.	plis P ₁	phase Erzgebirge
Namurien	6° ph.			
320	5° ph. Phases			phase sudète
Viséen	4° ph.			
	3° ph.			volcanisme basaltique
Tournaisien	2° ph. prémonitoires			
Strunien 360	1° ph.		distension	phase bretonne
Famennien				
DEVONIEEN				

* : phase paroxysmale principale

DEUXIEME PARTIE : TECTONIQUE

INTRODUCTION

L'ensemble de la meseta marocaine (meseta côtière et méridionale, massifs Central, des Rehamna et des Jbilet), partie du domaine atlasique (fig. 2), a été essentiellement marqué par l'orogénèse hercynienne. Les structures héritées n'ont été que faiblement déformées par l'orogénèse alpine, celle-ci se concentrant suivant une large bande fracturée: la chaîne atlasique.

Plus précisément l'orogénèse alpine contourne les blocs rigides des meseta marocaine et oranais et le socle saharien, faisant rejouer la fracturation héritée des événements hercyniens (MICHARD, 1976; COURBOULEIX et al., 1981).

CHAPITRE I : LA TECTONIQUE HERCYNIEENNE DU MAROC ET DU MAROC CENTRAL EN PARTICULIER.

1 - Etapes des déformations

Le tableau 1 nous montre la chronologie des événements hercyniens d'après différents auteurs sur l'ensemble du pays.

CHOUBERT (1951) a tenté d'établir une chronologie hercynienne du Maroc (provinces du Nord) qu'il découpe en onze phases. Chacune de ces phases est l'écho dans une région donnée d'un événement majeur qui n'est pas forcément ressenti dans l'ensemble du pays.

Il résume également les travaux ponctuels et dispersés de plusieurs auteurs dont ceux de TERMIER (1936) présentés également dans le tableau 1. Ce dernier découpe l'orogénèse dans le Maroc central en 4 phases:

- la première phase correspond à une forte transgression au Viséen inférieur;
- la deuxième phase est l'époque tectonique paroxysmale qui forme les plis de la couverture du socle précambrien;
- la troisième phase se marque par une accalmie avec le dépôt de conglomérats dans des bassins qui cessent de fonctionner en subsidence, puis par la deuxième époque tectonique paroxysmale qui engendre des plis de fond et des fractures cisailantes;
- la quatrième phase conclut l'orogénèse hercynienne par le démantèlement des structures à peine édifiées.

STILLE (1928) a défini les phases majeures de l'orogénèse hercynienne à l'échelle de l'Europe centrale et du Sud-Ouest: elles servent ici de références.

La chronologie hercynienne reconstituée à partir des travaux de PIQUE (1979) se rapporte aux événements ayant eu lieu dans la meseta marocaine nord-occidentale et servira de référence pour l'étude de la tectonique hercynienne du secteur étudié.

2 - L'orogénèse hercynienne au Maroc

L'orogénèse hercynienne débute précocement au Maroc par l'installation à la fin de l'Ordovicien et surtout au début du Dévonien, d'une paléogéographie en rides et sillons.

Les premiers mouvements orogéniques proprement dits interviennent au Famennien (phase bretonne précoce): des passées volcaniques tholéïtiques s'intercalent dans certaines séquences de schistes au Tournaisien, preuve d'une phase distensive.

C'est par une transgression générale néoviséenne due à la fonte des inlandis gondwanniens que débute l'orogénèse hercynienne. Le faciès flysch, au sens large, qui lui succède, est assez général avec son cortège de tectoniques syn-sédimentaires (olistostromes, couches contournées...)(MICHARD,1976); des plissements et des cisaillements déterminent localement des nappes de charriage. A ces flyschs est associé un volcanisme essentiellement basaltique mis en place par des failles profondes délimitant des blocs de socle avec des mouvements verticaux différentiels.

A la suite de la mise en place des nappes et des flyschs, intervient une tectonique de plis sub-méridiens à NE-SW: il s'agit d'un serrage général du bâti mésétien, accompagné d'un métamorphisme plus ou moins accentué suivant les secteurs.

La tectonique de blocs de socle va jouer un rôle prépondérant dans l'édification des structures de la chaîne hercynienne que ce soit à l'échelle du bouclier africain nord-occidental, du Maroc ou du massif hercynien central. Ce dernier peut être interprété, ainsi que le Maroc hercynien, comme un segment de la chaîne intracontinentale hercynienne, elle-même considérée comme une plate-forme disloquée du craton ouest-africain (JEANNETTE et PIQUE, 1981).

3 - L'orogénèse hercynienne de la meseta centrale marocaine

3.1 - Cadre structural

Dans un travail récent, PIQUE et MICHARD (1981) ont défini des zones structurales dans le Maroc hercynien; la zone de meseta centrale, qui nous intéresse, fait partie des zones occidentales de la meseta marocaine, avec le bloc côtier mésétien: ce dernier est peu affecté par la tectonique tardive et synchronique qui touche aussi bien la meseta centrale que les deux zones septentrionales encore mal connues (zone de Rabat-Tiflet et zone du Rif).

3.2 - L'orogénèse hercynienne dans la meseta centrale

Jusqu'au Dévonien moyen la plate-forme mésétienne était en relation étroite avec le domaine saharien par l'intermédiaire des territoires actuellement représentés par l'Anti-Atlas (MICHARD,1976; MICHARD et SOUGY,1977).

Au Dévonien supérieur (fig. 31) des bassins à sédimentation volcano-détritique et molassique s'individualisent, notamment celui de Sidi Bettache (PIQUE,

1979) et alternent avec des rides dont la ride Zaër. Celle-ci borde, au Sud, le sillon subsident de Sidi Bettache dans lequel se déposent des faciès flyschoides, à l'Est, un bassin où se sédimentent un Frasnien et un Famennien épais (MICHARD,1976).

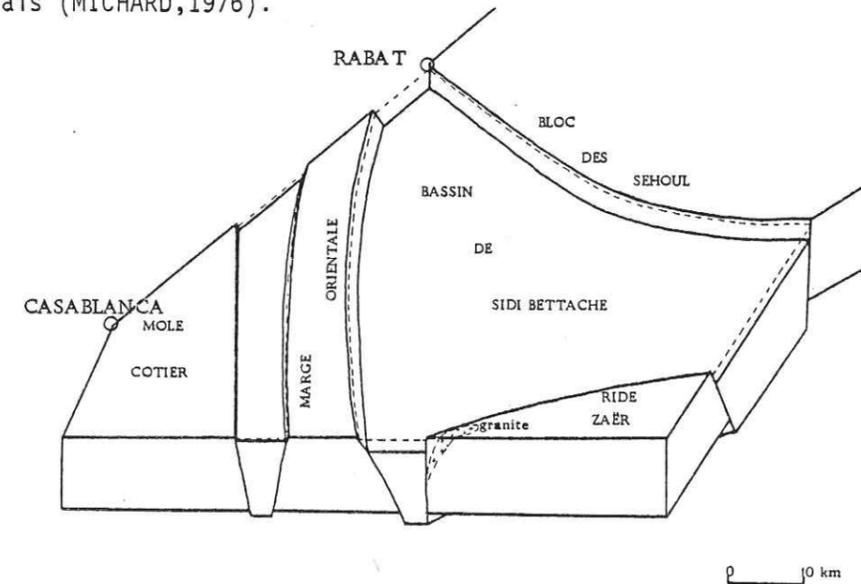


Figure 31 : Bloc-diagramme schématique de la tectonique ante-hercynienne de blocs de socle dans la Meseta nord-occidentale (d'après PIQUE, 1979)

Ce modèle de sédimentation est général en meseta centrale. Le volcanisme est à mettre en liaison avec une distension intraplaque dans la meseta nord-occidentale (KHARBOUCH,1982).

La phase structurale majeure est post-Namurien et anté-Westphalien moyen: elle se traduit par une très forte intensité de la déformation le long de certaines zones structurales cisailées, associée à un fort métamorphisme.

Au coeur de chaque synclinorium, on trouve par contre une faible intensité de déformation et un métamorphisme presque nul.

Les zones cisailées étroites et allongées sont parfois scellées par des granites intrusifs (Zaër, Oulmès, Ment)(PIQUE,1979;CAILLEUX,1981).

Ces différents phénomènes démontrent l'importance de la tectonique de blocs à l'Hercynien. Les plis sont le plus souvent à plan axial raide mais peuvent être parfois déversés. L'anticlinorium de Kouribga-Oulmès (figures 2 et 5) se différencie de l'anticlinorium oriental de Kasba Tadla-Azrou par l'absence de véritables nappes de charriage hercyniennes marquant certaines phases précoces de l'orogénèse.

4 - Conclusion

L'orogénèse hercynienne possède un style tectonique particulier dans la meseta centrale marocaine. Ce style se traduit par un découpage en blocs et lanières, séparés par de longs couloirs de décrochements où se concentrent

les déformations pénétratives synmétamorphiques.

Ces couloirs semblent "canaliser" les flux thermiques et favoriser la ré-activation du socle. Les déformations de la couverture sont dirigées par cette tectonique de blocs.

La meseta marocaine est donc un orogène établi sur une croûte continentale dont l'évolution structurale est dirigée par des mouvements différentiels de blocs le long d'anciennes fractures.

CHAPITRE II : LES EVENEMENTS HERCINIENS DANS L'ANTICLINAL DES OULAD KHALOUK.

1 - Evolution structurale

Dans l'anticlinal des Oulad Khalouk, l'orogénèse hercynienne débute au Dévonien inférieur par un soulèvement épirogénique qui se traduit dans la sédimentation par une séquence positive: cette sédimentation débute par des schistes puis des calcschistes. Elle se termine par des dépôts récifaux de mer chaude affleurant sur la bordure de l'anticlinal (par exemple à la Koudiat Chérif).

Les terrains affleurant dans l'anticlinal des Oulad Khalouk se limitent au Paléozoïque inférieur et moyen, depuis l'Ordovicien moyen (Llandeilo) jusqu'à la limite supérieure du Dévonien moyen (Givétien).

Les formations postérieures n'affleurent pas dans l'anticlinal mais dans le bassin de Sidi Bettache. La limite nord de l'anticlinal est marquée par les escarpements d'une faille normale post-Givétien qui borde la ride Zaër. Cette terre émergée alimente, par une érosion rapide, les faciès conglomératiques et chaotiques débutant au Frasnien dans le bassin de Sidi Bettache (PIQUE, 1979).

L'individualisation du bassin de Sidi Bettache se fait également au Nord vis-à-vis du bloc des Sehoul (zone de Rabat-Tiflet), et à l'Ouest vis-à-vis du môle côtier et de sa marge orientale (fig.31).

Les limites entre les blocs soulevés et effondrés sont soulignées par des failles rectilignes pouvant atteindre plusieurs dizaines de kilomètres, qui joueront durant les phases tectoniques.

La faille de la Koudiat Chérif qui borde au Nord l'anticlinal des Oulad Khalouk est l'une de ces failles (cf. planche mobile).

2 - La ride Zaër

La ride Zaër va subir une intense érosion dès son émergence au Dévonien moyen (PIQUE, 1979) et les produits du démantèlement vont alimenter les formations du bassin de Sidi Bettache.

Désormais la mer sera bloquée vers le Sud et contournera par l'Est ou par l'Ouest cette ride définitivement émergée (les dépôts marins postérieurs au Dévonien sont les dépôts littoraux conglomératiques et lumachelles du Tortonien de Sidi Bou Amar).

Ainsi toute la période s'étendant depuis le Carbonifère jusqu'au Miocène n'est marquée par aucun dépôt visible actuellement.

3 - Les différentes phases de déformations

L'orogénèse hercynienne proprement dite, débute dans l'anticlinal des Oulad Khalouk par la formation de plis conformes à la direction hercynienne générale NE-SW.

Ces plis sont très visibles cartographiquement dans une topographie très plane et où leurs directions axiales s'allongent sur plusieurs dizaines de kilomètres.

3.1 - La première phase de plissement

Le plissement débute au Namurien et va se poursuivre pendant le Westphalien. La ride Zaër va devenir l'anticlinorium de Khouribga-Oulmès comptant onze anticlinaux élémentaires (TERMIER, 1936) dont l'anticlinal des Oulad Khalouk, sur la bordure nord-occidentale, limite au Sud-Est "le synclinorium du Nord" (Rommani-Khemisset).

Les plis subisoclinaux à l'Ouest du granite, isoclinaux à l'Est, sont déversés d'une manière générale vers le Sud-Est. La proximité du batholite influence sur leur morphologie en augmentant le caractère isoclinal et en aplatisant leurs flancs dans la foliation liée à la montée du granite (fig. 32).

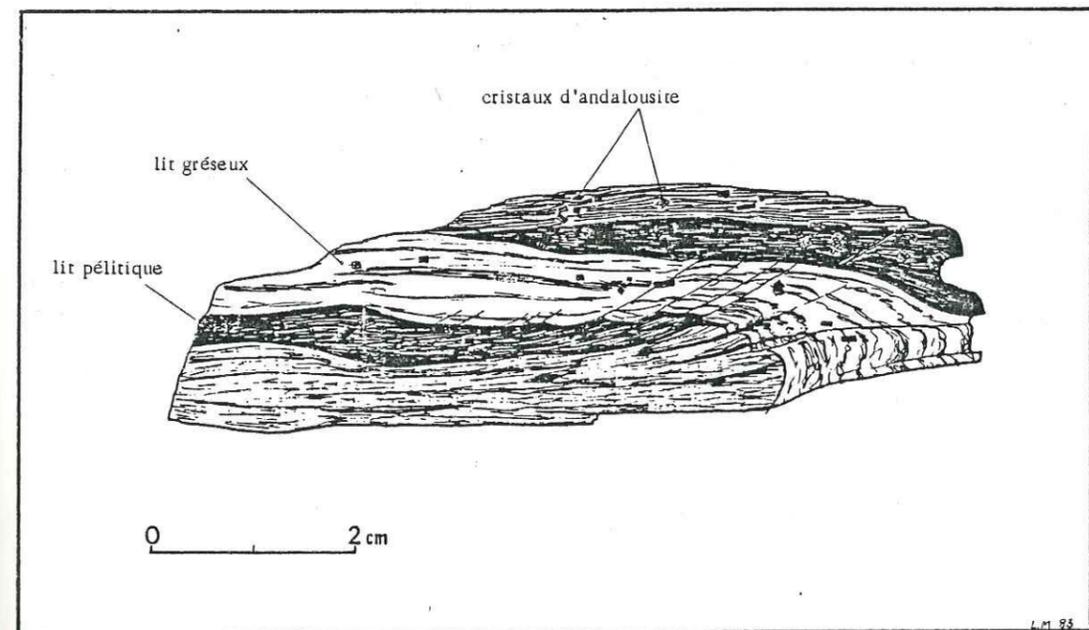


Fig. 32 : Demi-Charnière de micropli isoclinal à flancs aplatis dans la foliation de plan axial, affectant un matériel silto-pélitique.

Ces plans de foliation à l'échelle macroscopique correspondent à une schistosité cristallophyllienne à l'échelle microscopique. Ils sont fortement redressés: 65° à verticaux sur le flanc nord-ouest du batholite (PIQUE, 1979), 50 à 80° sur le flanc sud-est.

Ce plissement synschisteux affecte aussi bien les terrains du Paléozoïque inférieur de l'anticlinal des Oulad Khalouk que les formations tournaisiennes et viséennes de la bordure sud du bassin de Sidi Bettache; ceci nous permet de dater le plissement du début du Namurien.

Ces plis isoclinaux de direction axiale NE-SW correspondent à une première phase de plissement assimilée à la phase sudète de l'orogénèse hercynienne de l'Europe occidentale (tableau 1).

3.2 - La deuxième phase de plissement

PIQUE (1979) a identifié dans les Ouled Khalifa sur la bordure nord-ouest du batholite une deuxième phase de plissement d'âge Westphalien supérieur (phase asturienne). Cette deuxième phase est subméridienne donnant des plis NS à NE-SW, à axes plongeants. Ces plis P_2 se forment sur des plans fortement redressés par la première phase, ce qui explique leurs forts plongements axiaux.

Des cisaillements méridiens terminent cette phase après laquelle n'interviendra plus aucun mouvement important sauf sur la faille de la Koudiat Chérif qui jouera lors de la tectonique alpine.

Cette deuxième phase, contemporaine de la mise en place du granite (298 m.a), est d'âge westphalien supérieur. Nous étudierons cette deuxième phase plus précisément lors de l'étude des déformations de la première phase dans le secteur étudié.

4 - La tectonique du secteur étudié

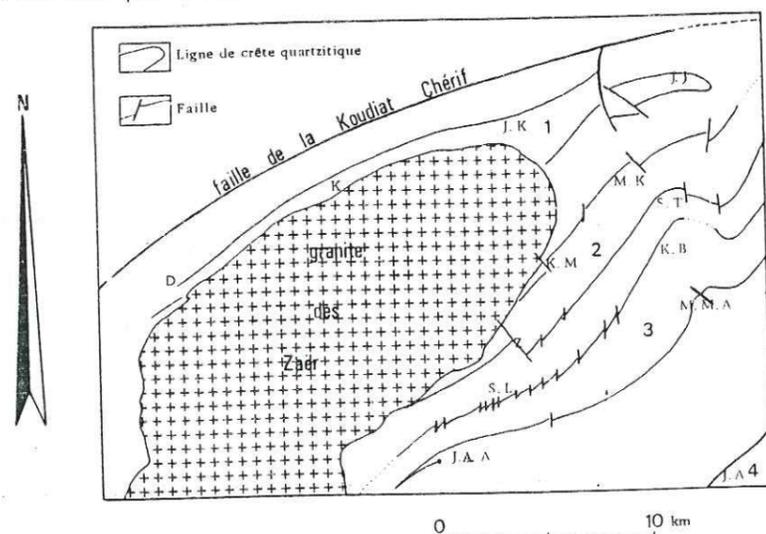
Si les observations précédentes concernant les déformations de la série du Paléozoïque inférieur ont pu être menées sur la bordure nord-occidentale du granite des Zaër à la faveur de gorges profondes et encaissées offrant des coupes stratigraphiques naturelles, il n'en est pas de même sur la bordure nord-orientale en continuité, pour le relief, avec le pays d'Ezzhiliga et du plateau central: c'est un pays très plat où les reliefs à peu près inexistantes et représentés par des bancs ruiniformes de quartzite, les Sokhrets, interrompent la ligne d'horizon.

4.1 - Le plissement dans le secteur étudié

4.1.1- Les subdivisions dans l'anticlinal des Oulad Khalouk

L'étude sédimentologique nous a permis de distinguer les flancs de synclinaux de ceux d'anticlinaux par les critères de polarité déduits de l'observation de figures ou des structures sédimentaires observées dans des bancs de quartzite principalement.

A partir de la carte de la figure 17 donnant les polarités des principaux bancs quartzitiques, nous avons pu esquisser un schéma structural (figure 33) de l'extrémité septentrionale de l'anticlinal des Oulad Khalouk. Celui-ci se subdivise en quatre sous-anticlinaux et trois sous-synclinaux qui se fondent en une terminaison périclinale sur l'oued Grou.



D: Daïdia, K: el Kiar, J. K: jbel Khaloua, J. J: jbel Jorf, M. K: Mizane Kasmia, S. T: Souk-et Tnine, K. M: Ktib Merzoug, K. B: Kef el Bagra, M. M. A: Mouch Mich Achour, Z: Zaguta, S. L: Sidi Larbi, J. A. A: jbel Adour Amra, J. A: jbel Atchane.
1: anticlinal du jbel Jorf, 2: anticlinal d'Aïn Bridila, 3: anticlinal de Sidi Lamrabet, 4: anticlinal du jbel Atchane.

Fig. 33: Schéma structural des anticlinaux primaires de l'anticlinal principal des Oulad Khalouk-jebel Atchane.

Il est frappant de constater que ce schéma coïncide avec celui de TERMIER (1936) (fig. 34) dont les coupes au Nord du granite des Zaër (fig. 35) sont à mettre en parallèle avec celles des figures 15 et 16. La dissymétrie de ces plis à flancs longs et flancs courts semblant plonger vers le S.E., est visible.

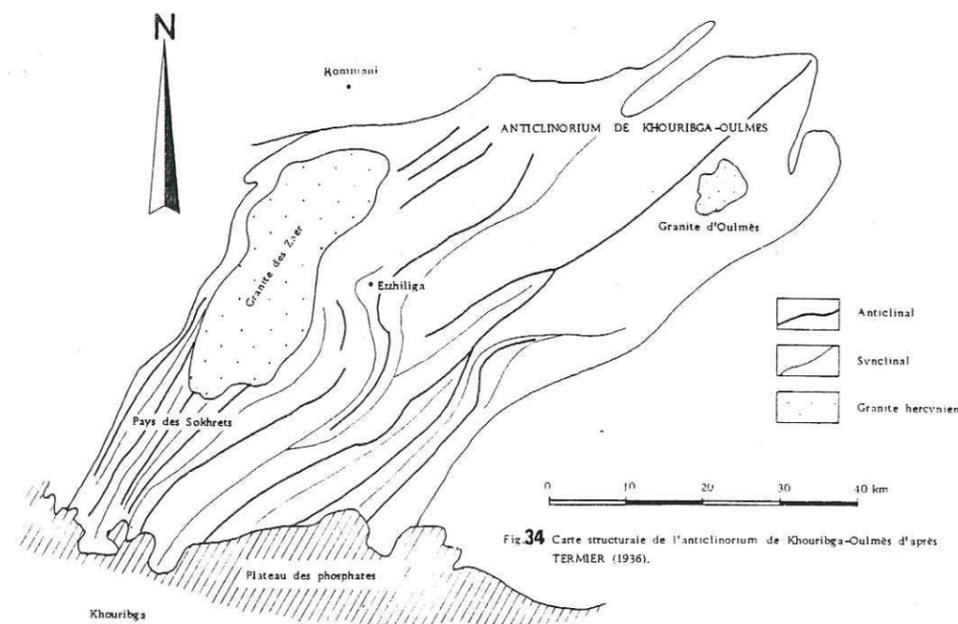
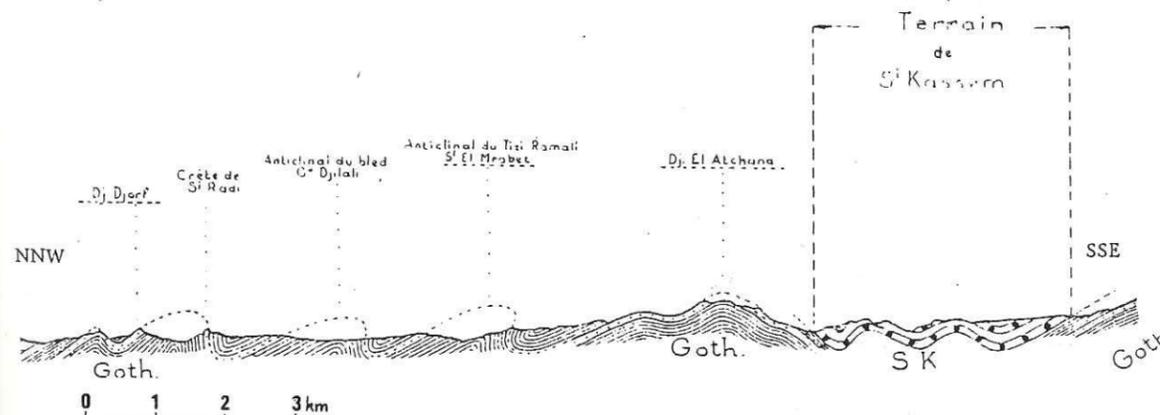


Fig. 34 Carte structurale de l'anticlinal de Khouribga-Oulmès d'après TERMIER (1936).

Figure 35 : Coupe de l'extrémité septentrionale de l'anticlinal des Oulad KHALOUK (TERMIER, 1936)



La dénomination des structures anticlinales est la même que celle de TERMIER excepté pour l'anticlinal du Bled Ouled Djilali (Fig. 35) que nous avons appelé anticlinal d'Aïn Bridila, ce nom étant plus en accord avec la toponymie des lieux sur la feuille I.G.N au 1/50000.

4.1.2- Le plissement dans le secteur étudié

Ces structures se révèlent être d'ampleur kilométrique et à aucun moment les formations argilo-gréseuses entre les quartzites n'ont montré de déformations aussi intenses que sur la bordure nord-occidentale (PIQUE, 1979). Le style de ces plis marqués par les quartzites est du type pli dissymétrique déversé indiquant des conditions de déformation moindres que celles ayant formé les plis subisoclineaux à isoclineaux de la bordure ouest.

Toutefois dans la foliation intense qui se développe autour du granite, nous avons pu voir des microplis affectant les sédiments argilo-gréseux: ces microplis montraient des directions axiales très redressées les distinguant des plis des barres de quartzite.

La dissymétrie ou le déversement des structures s'illustre par les variations de pendage des barres de quartzite entre les flancs longs et les flancs courts. La barre de quartzite (figure 33) qui s'allonge depuis Zagota jusqu'à Souk Et Tnine et qui forme le flanc sud-est court de l'anticlinal d'Aïn Bridila, montre particulièrement bien ce déversement vers le S.E alors que le flanc N.W montre des pendages relativement constants. Sur le flanc S.E, à Zagota, les bancs de quartzite sont verticaux; ces mêmes bancs ont un pendage vertical lorsque cette barre rejoint la piste juste à l'Ouest de Kef El Bagra puis progressivement elle va se déverser vers le S.E avec des pendages inverses vers le N.W pour devenir horizontale à Souk Et Tnine. Ce déversement s'accompagne d'une courbure avec des pendages qui, avant d'être horizontaux, vont se tourner vers le Nord et même le N.N.E (figure 36).

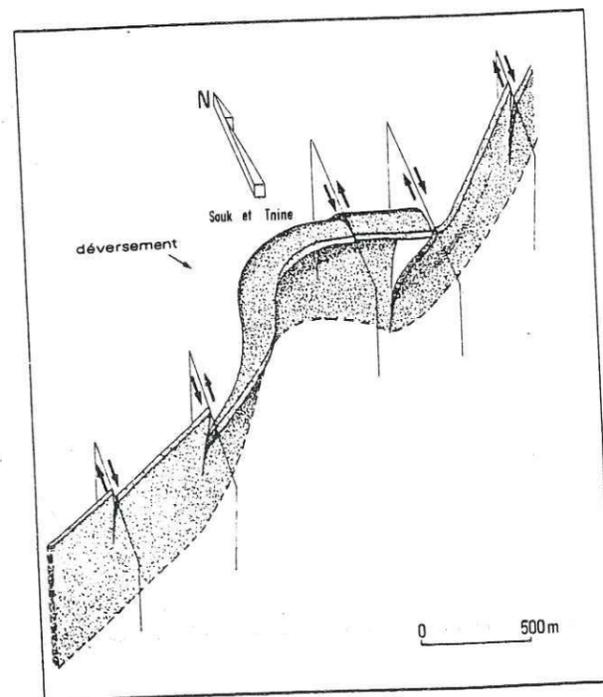


Figure 36 : Virgation et déversement des structures vers le S.E: écorché de la barre de quartzite de Zagota-Souk et Tnine, flanc est de l'anticlinal d'Aïn Bridila

D'une manière identique la barre de quartzite de Sidi Larbi-Kef El Bagra flanc N.W long de l'anticlinal de Sidi Lamrabet montre sa dissymétrie à proximité du sommet de Kef El Bagra.

Il semblerait que les plis dissymétriques se situent surtout dans la partie N.E du secteur étudié et que les barres de quartzite à proximité du granite soient plus redressées, formant des plis subisoclineaux. Il faut sans doute voir dans l'accentuation du plissement, l'influence de la mise en place de ce granite dans l'encaissant déjà plissé.

4.2 - La fracturation

Nous étudierons séparément la fracturation du granite et celle de l'encaissant métamorphisé, avant la fracturation intéressant les deux ensembles.

4.2.1- La fracturation du granite

GIULIANI (1982) par une analyse photo-interprétative de la fracturation (figure 37) signale la prépondérance des accidents rectilignes de direction N 90-N 100, des directions N 40 bien développées dans la partie sud du massif et subméridiennes à N.W-S.E dans la partie septentrionale.

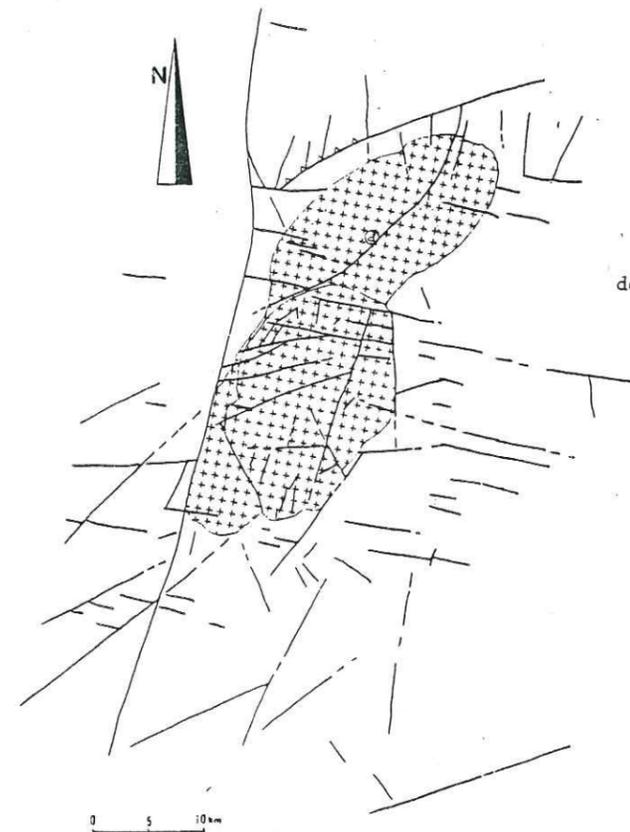


Figure 37 : Analyse photo-interprétative de la fracturation du granite des Zaër
⊙: faille de Souk-el Had-El Aouïja

La partie sud du massif est bordée, à l'Ouest comme à l'Est, par des accidents subméridiens se marquant par des contacts rectilignes. GIULIANI a mis en évidence dans le granite à deux micas, un réseau de fracturation distinct, par sa densité surtout, de celui du granite à biotite.

MAHMOOD (1980) relève une relation systématique entre la direction des

failles et le contour du granite: les failles sont souvent perpendiculaires au contour et sont donc à relier à la mise en place du granite.

D'autres failles sont nettement postérieures à cette mise en place comme par exemple la faille NE-SW de Souk El Had-El Aouija (figure 37) qui traverse le granite à biotite dans sa totalité sans affecter le granite à deux micas.

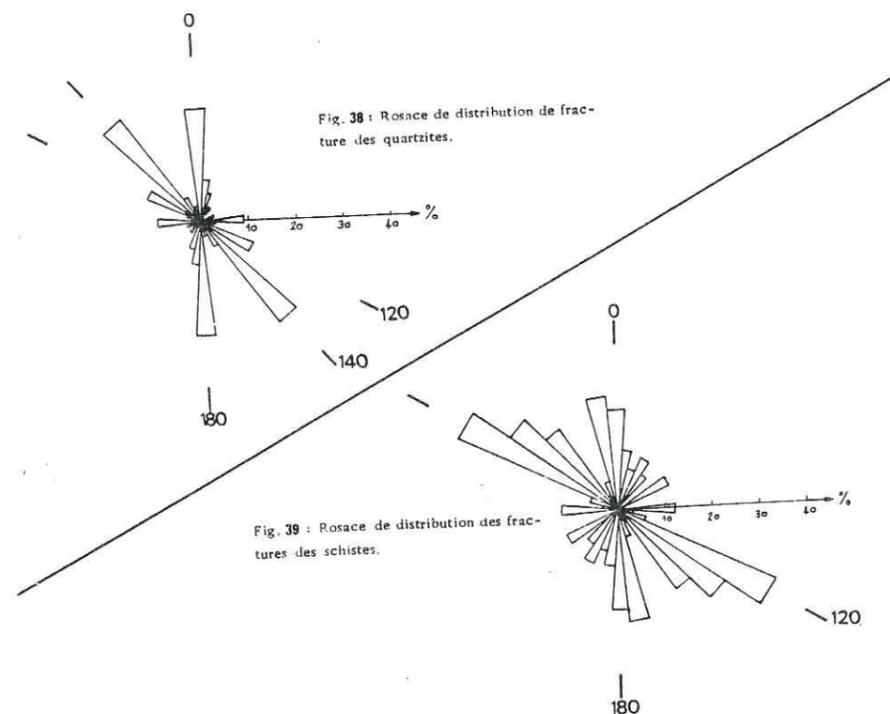
Sur le terrain, ces fractures du granite sont difficiles à mettre en évidence et les affleurements filoniens de pegmatites et d'aprites sont les seuls indices visibles. Ces filons se situent souvent à proximité et sur le contact granite-encaissant. La fracturation du granite est dissimulée par l'arène granitique fortement développée sur la partie septentrionale du batholite.

4.2.2- La fracturation de l'encaissant

L'abondance des recouvrements détritiques récents et la mise en culture des étendues planes ont limité les zones de relevés de fractures aux crêtes rocheuses émergeant de cette topographie. La discontinuité des affleurements est d'autant plus accusée que la couverture de photographies aériennes est imparfaite et d'une échelle trop petite.

4.2.2.1 Les rosaces de distribution des fractures

Les relevés de fractures nous ont permis de construire des rosaces de distribution du nombre des fractures pour les quartzites et les schistes argilo-gréseux, et pour des fractures verticales ou subverticales (figures 38 et 39).



En comparant les figures 38 et 39, on remarque que les directions dominantes sont beaucoup moins dispersées dans les quartzites que dans les schistes où l'éventail des directions s'étale sur 20 degrés.

Ceci met en évidence la différence des comportements rhéologiques des formations affectées. La moindre compétence des schistes se distingue nettement et a pour conséquence la meilleure représentativité des quartzites pour la direction des fractures et donc pour l'état de contraintes responsable de la fracturation. La grande variabilité en direction des fractures des schistes revêtira une grande importance pour l'évaluation des potentiels métallifères des formations et dans la recherche de celles-ci.

Les principales directions de fractures sont identiques pour les deux formations: une direction prédominante bien marquée dans les deux cas et orientée NW-SE (N 120-N 140) et une direction subméridienne à méridienne moins importante mais bien marquée également.

S' il existe un écart d'une vingtaine de degrés entre le pic des schistes et celui des quartzites pour les fractures NW-SE, à l'inverse le pic des fractures méridiennes est aussi bien marqué dans les schistes que dans les quartzites. La focalisation de ce dernier pic semble prouver son caractère tardif par rapport à la direction de fractures NW-SE, notamment sur le pic des schistes, lesquels semblent avoir acquis un comportement plus compétent. Cette rigidité relative a peut-être été acquise lors d'une première phase de déformation.

4.2.2.2 Les diagrammes de Schmidt.

Le report des données sur le diagramme de Schmidt (figure 40) a permis de déterminer outre les directions, les pendages des principales fractures. La direction N 140 qui est la première direction de fracturation est marquée par des fractures verticales et un nombre non négligeable de fractures à pendage faible (30° E) et assez fort (60° W).

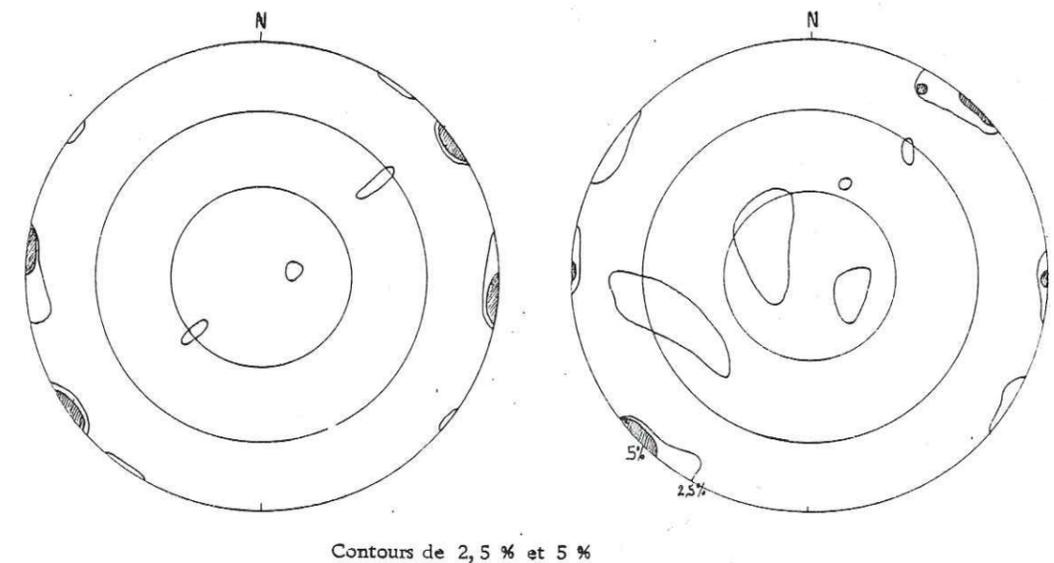


Figure 40 : Diagrammes de Schmidt des fractures des quartzites (gauche) et des schistes (droite) (hémisphère supérieur)

Nous retrouvons sur ces diagrammes de Schmidt les hypothèses émises à propos de l'antériorité de la direction de fractures NW-SE sur les fractures méridiennes; en effet ils montrent remarquablement que seules les fractures de direction N 140 ont des pendages faibles, proches de l'horizontale même pour les schistes, alors que les fractures méridiennes sont verticales aussi bien pour les schistes que pour les quartzites.

Il faut également noter pour les schistes la présence d'une direction de fractures proche de la direction axiale des plis dissymétriques (N 40).

La direction N 40 de fracturation peut être reliée aux plis de direction axiale N 40-N 50 dont elle indiquerait la direction principale de raccourcissement: elle serait antérieure à la fracturation d'orientation méridienne.

Toutefois il est difficile d'établir une chronologie de la fracturation en étudiant les directions, et des observations plus fines permettront de distinguer les différentes phases.

4.2.3- Les fractures affectant et le granite et l'encaissant

Dans le secteur étudié certaines fractures passent du granite à l'encaissant. La présence d'apex granitiques (cf. pointements aplitiques de la figure 53) dans l'encaissant témoigne des relations structurales entre les deux unités et de la présence probable de fractures guidant l'intrusion (?).

La coexistence de fractures à remplissages aplitique, pegmatitique ou quartzeux et d'apex granitiques à proximité, nous a conduit à relier les deux et à supposer l'existence de fractures intéressant à la fois le pluton et l'encaissant.

Ces fractures auraient fonctionné vers la fin de la cristallisation du magma granitique, lors de l'échappement des fluides pneumatolytiques. Elles seraient alors celles décrites par MAHMOOD (1980) comme des failles subperpendiculaires au contour: certaines de ces failles sont visibles en cartographie (cf. carte géologique en pochette) lorsqu'elles décalent le contact granite-encaissant comme à Ktib Merzoug ou à Chibania sur la bordure est du granite ou à El Aouija et El Kiar au NW du batholite.

Nous avons fait effectuer des sondages (sondages destructifs réalisés par la S.A.C.E.M) pour savoir si le pointement granitique de Chibania était en relation simple (bombement) avec le batholite: mais aucun des sondages d'une profondeur moyenne de 35 m n'a touché le granite même à une dizaine de mètres du pointement.

Nous en avons donc déduit que cet apex granitique s'était mis en place par fractures ce qui rendait la recherche de sa relation avec le batholite très aléatoire et annulait l'existence d'un bombement du granite intrusif.

4.3 - Les virgations de plis et les décrochements associés

Nous avons mis en évidence l'appartenance des quartzites de Souk Et Tnine (§ 4.1.2) au flanc oriental de l'anticlinal d'Aïn Bridila: ce flanc est déversé vers le Sud-Est en position inverse et admet une courbure qui amène les pendages de la direction N 50 à une direction méridienne avant qu'une courbure inverse leur fasse retrouver une direction vers le NE (figure 35). Cette double courbure ou virgation se retrouve également plus à l'Est, dans la barre de quartzite immédiatement parallèle (barre de Sidi Larbi-Kef El Bagra, figure 34).

Dans la barre quartzitique encore plus à l'Est, la virgation est visible, marquée par une voussure des bancs de quartzite à Mouch Mich Achour

(X= 311,5 km et Y= 397,821 km; figure 41). Une dalle quartzitique, pentée à 30° en moyenne, forme une surface conique à pendage nord-ouest dominant pour devenir horizontale au sommet de la colline. Ce plan structural conique est cisailé vers l'Est avec un déplacement senestre et retrouve une direction NE en allant sur l'Oued Grou en même temps que le pendage vers le NW augmente.

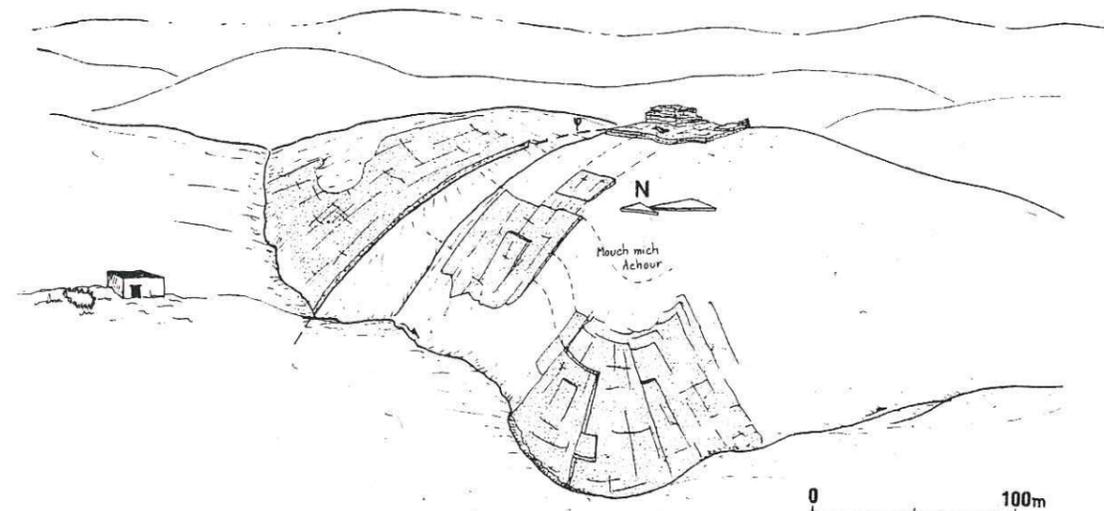


Figure 41 : Virgation des quartzites et déversement de la structure de Mouch mich Achour

Ces virgations ne s'observent pas au Nord de la maison forestière d'Aïn Bridila. Elles sont à mettre en parallèle avec celle observable à Sidi Mansour: là, le contour du granite, auparavant NE-SW, devient méridien sur la bordure orientale (figure 42).

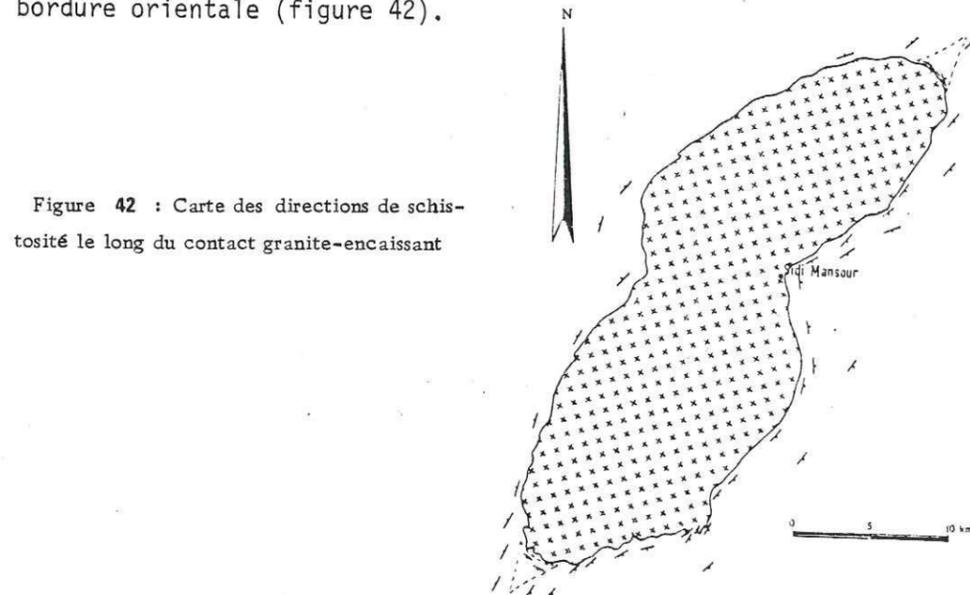


Figure 42 : Carte des directions de schistosité le long du contact granite-encaissant

Ces virgations rapprochées de celles des Rehamna, de Rabat, des Jbilettes orientales, traduiraient l'interférence du plissement majeur de la couverture avec des mouvements décrochants liés probablement en profondeur à la tectonique de blocs de socle (JEANNETTE et PIQUE, 1981).

Ces accidents décrochants sont présents dans le secteur étudié, notamment au Nord de l'ellipse granitique. L'anticlinal de Jbel Jorf est découpé par un accident qui décale les quartzites suivant un mouvement apparent dextre visible sur la figure 41. Cet accident semble souligné par l'Oued Sbaa Laouïet et il affecte également le flanc nord-ouest de l'anticlinal d'Aïn Bridila.

Cet accident décrochant ne se poursuit pas plus au Sud et semble être relayé par les virgations de Souk Et Tnine, Kef El Bagra et de Mouch Mich Achour.

Ces virgations peuvent être expliquées par des torsions de couches sous l'effet de mouvements dextres, de direction subméridienne, affectant peut-être le socle. Elles seraient évidemment postérieures au plissement de direction NE-SW hercynienne et sembleraient donc contemporaines de décrochements sans doute profonds. Ces virgations et les décrochements associés seraient donc à rattacher à la deuxième phase de plissement hercynien.

4.4 - Etude du cisaillement décrochant de Mizane Kasmia

Au Nord de la maison forestière d'Aïn Bridila, en rive gauche du talweg de l'Oued Sbaa Laouïet, affleure, sur le versant sud de la colline de Mizane Kasmia, une structure plissée de l'ordre de la centaine de mètres.

Deux barres de quartzite de direction N 40/N 50 (figure 43), semblables à celles qui forment les crêtes, encadrent un banc de quartzite fortement plissé, affecté par une schistosité intense pénétrative orientée N 35. Cette schistosité découpe le banc brunâtre, argileux de quartzite en le dilacérant sous forme d'amandes de quartz interstratifiées avec des schistes par des fractures anastomosées (fig.43). Les deux barres de quartzite sont interrompues par deux fractures d'orientation subméridienne (N 10).

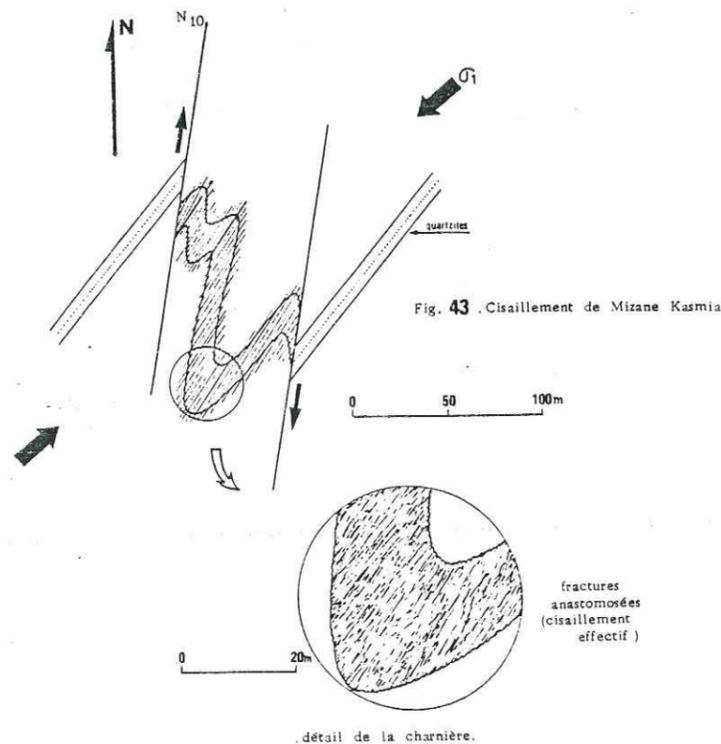


Fig. 43. Cisaillement de Mizane Kasmia

Le pendage de ces barres de quartzite est subvertical et la direction N 40/N 45 est parallèle à la direction des structures à proximité. Ce pendage subvertical est dû à la première phase de plissement et ces barres appartiennent au flanc NW long de l'anticlinal d'Aïn Bridila.

Les plis à axes verticaux, encadrés par ces barres, qui sont de fait des microplis tardifs par rapport à la structure de première phase, seraient dus à des microdéplacements le long des zones de cisaillement effectif (fractures anastomosées) représentées par la schistosité pénétrative.

Cette schistosité de direction N 30/N 35 serait une schistosité de pli-fracture, assimilable aux fractures de Riedel R de même sens de décrochement que celui de la zone cisailante (fractures synthétiques). Le schéma donné par VIALON et al. (1976) illustre ici (figure 44) la disposition de ces fractures.

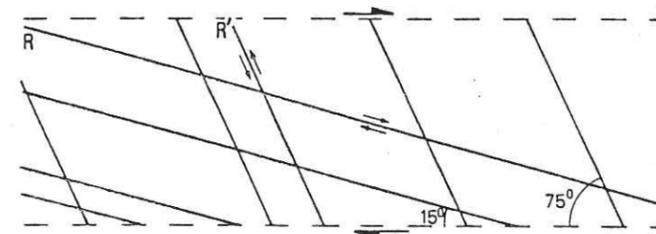


Fig. 44. Fractures de Riedel (R et R') dans une zone de cisaillement dextre.

(d'après VIALON et al., 1976)

Toutefois les plis à axes verticaux doivent être formés avant le jeu des fractures N 10 en décrochement dextre (faille transcurrente), ce qui veut dire que le décrochement dextre a initialement entraîné la formation de plis (d'entraînement !) avant que la fracturation subméridienne n'intervienne et n'accroisse la déformation par des déplacements le long des plans de schistosité (figure 45).

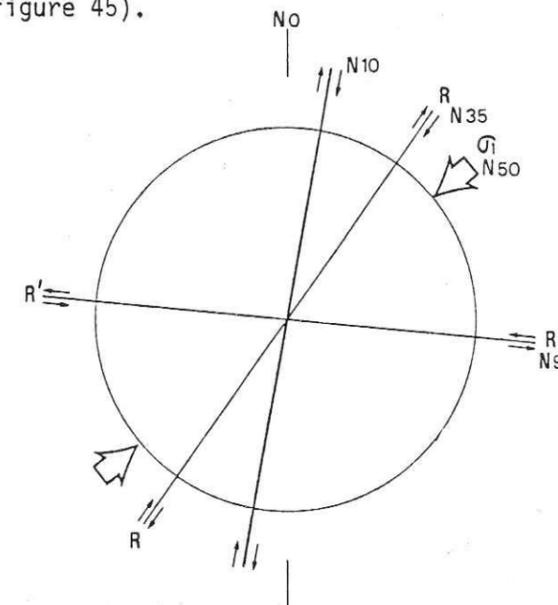


Fig. 45. Orientation des différentes fractures dans une zone de cisaillement: exemple de la zone de cisaillement de Mizane Kasmia.

D'autre part, VIALON et al. (1976) précisent que si les fractures R

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

sont les mieux développées, ce qui est le cas ici, les fractures R' n'ayant pas été observées, il existe un fort déplacement dans le sens du cisaillement: ce déplacement est visible sur les deux barrés de quartzite encadrant la zone de fractures (figure 43).

Ainsi la structure plissée de Mizane Kasmia révèle que le décrochement dextre associé initialement à des plis d'entraînement à axes verticaux, puis à un cisaillement effectif vertical le long des plans de schistosité, se rattache à une deuxième phase de plissement reprenant les plis de plus grande ampleur, de direction axiale NE-SW, subhorizontale ou plongeant faiblement vers le NE, de première phase ainsi que les plans de schistosité associés.

4.5 - Les décrochements dans le secteur étudié

Nous venons d'observer l'existence de grandes fractures en décrochement mais les cisaillements décrochants sont également présents à l'échelle de l'affleurement ou même à l'échelle de la lame mince.

A l'échelle de l'affleurement une reprise de la foliation par des microplis est parfois visible. Ces microplis à plan axial fortement penté (le plan de foliation étant très redressé) crénelent les plans de foliation.

Cette reprise de la foliation s'individualise parfois en kink-bands dont la direction de la bande déformée, dans un plan perpendiculaire à la foliation, est subméridienne (figure 46) N 175 à N 15, de même orientation que la dernière phase de déformation mise en évidence dans le sous-chapitre ci-dessus. Dans la figure 46 les déplacements par glissements ont un jeu dextre.

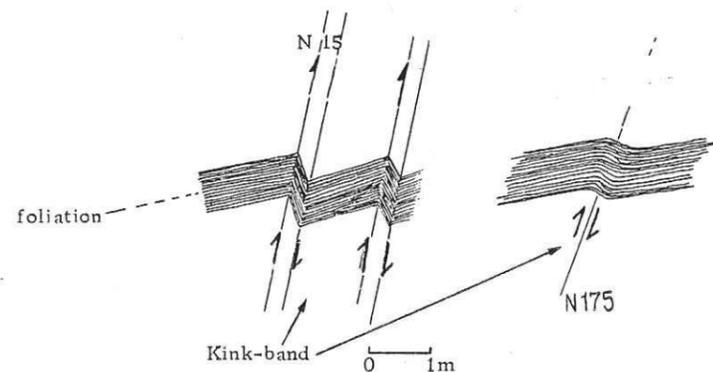


Fig. 46 : Déformations dans les argilo-siltites

Sur la colline de Kebar El Abd nous avons observé de nombreux filonnets de quartz qui recoupernt la foliation bien marquée. Celle-ci est de direction moyenne N 50, très fortement pentée vers le SE (figure 47). Ces filonnets de quartz verticaux et de direction N 10 recoupernt la foliation avec un mouvement apparent dextre, déformant et ondulant la foliation par des plis à axes verticaux.

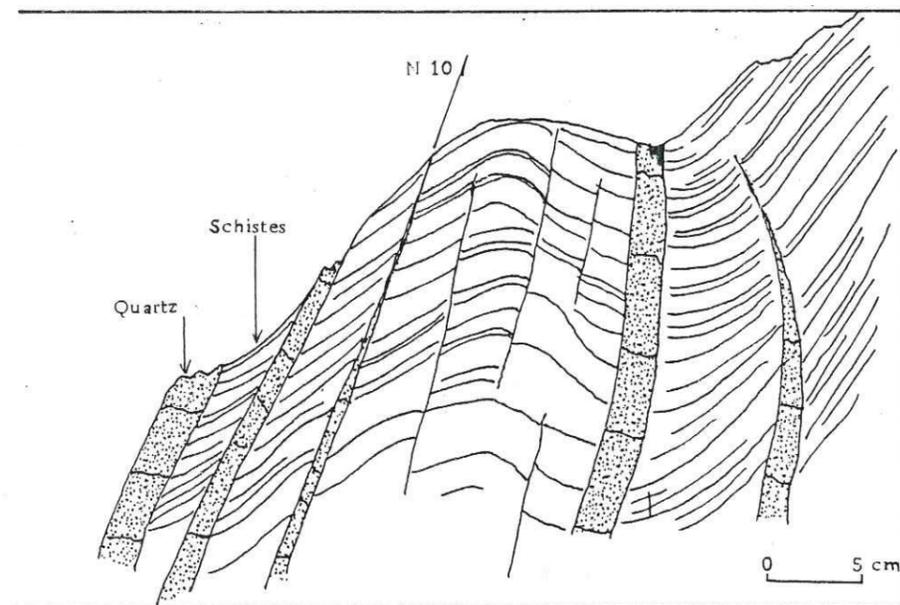


Figure 47 : Fracturation soulignée par des filonnets de quartz et déformation de la foliation S_{0-1}

Nous avons étudié également des filonnets de quartz dessinant des sygmoïdes (figure 48). Ces fentes sygmoïdes ont été interprétées comme le résultat d'un cisaillement sur des fentes de tension à remplissage quartzeux. Ces fentes de tension seraient les fractures T qui s'ouvrent parallèlement à l'axe de raccourcissement principal, dont la direction reste parallèle à l'extrémité des sygmoïdes, ici N 10. Le sens de déplacement donné par les fentes sygmoïdes de la figure 48, est senestre, et la direction du cisaillement est proche de celles des plans de foliation confirmant la reprise de cette dernière lors de la deuxième phase de déformation.

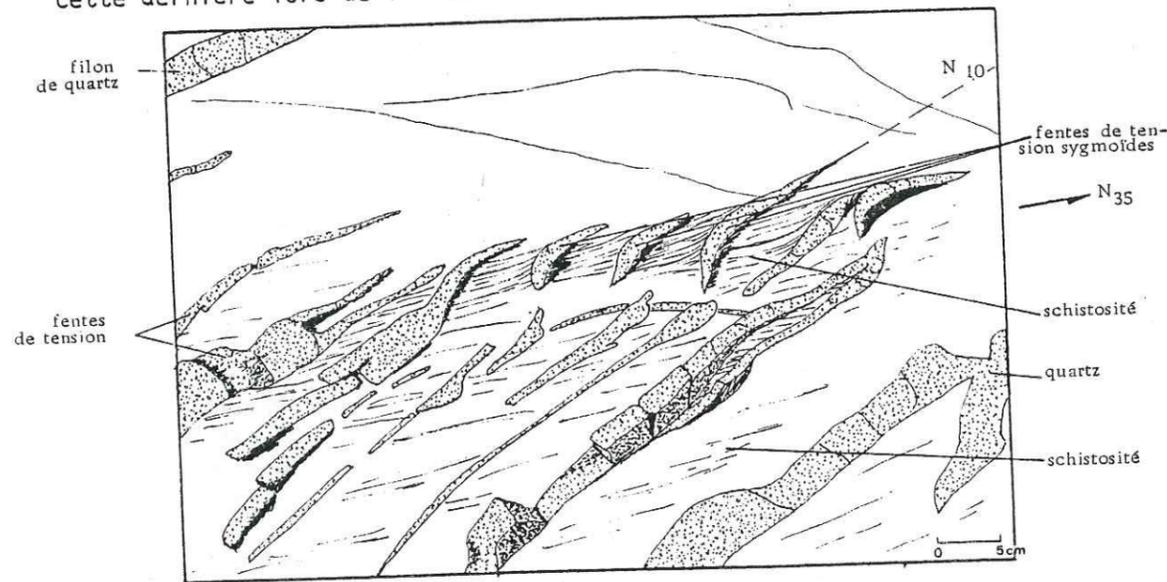


Figure 48 : Filonnets de quartz sygmoïdes

A une échelle cartographique inférieure, le déversement du flanc SE de l'anticlinal d'Aïn Bridila à Souk Et Tnine apparaît comme dû à des cisaillements peu pentés tel celui observé sur la piste forestière qui coupe cette barre de quartzite. Le déplacement observé sur le plan de faille (figure 49) a été souligné par des recristallisations siliceuses et consiste en un mouvement chevauchant vers le Sud du compartiment supérieur, les stries étant de direction N 160. Il ne s'agit pas d'un cisaillement décrochant tel que ceux décrits auparavant mais plutôt d'un mouvement chevauchant de même direction, et sans doute à rattacher au même épisode de déformation.

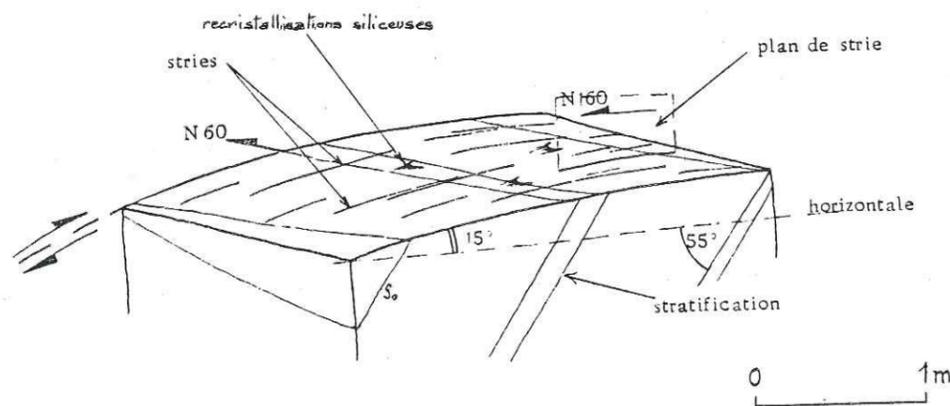


Fig.49: Plan de faille de Souk et Tnine (déplacement dextre).

5 - Conclusion

A travers ces différents exemples, corroborés par l'existence de décrochements importants comme la faille de l'Oued Sbaa Laouïet et les nombreux décalages subméridiens des barres de quartzite (figure 41), nous avons mis en évidence une deuxième phase de déformation marquée par des virgations ou des replis, et par des décrochements. Ceux-ci reprennent une première phase de plissement responsable des plis dissymétriques à direction axiale subhorizontale NE-SW

Le schéma de la figure 50 nous permet de récapituler les différentes phases de déformation hercynienne et de leur donner un ordre chronologique.

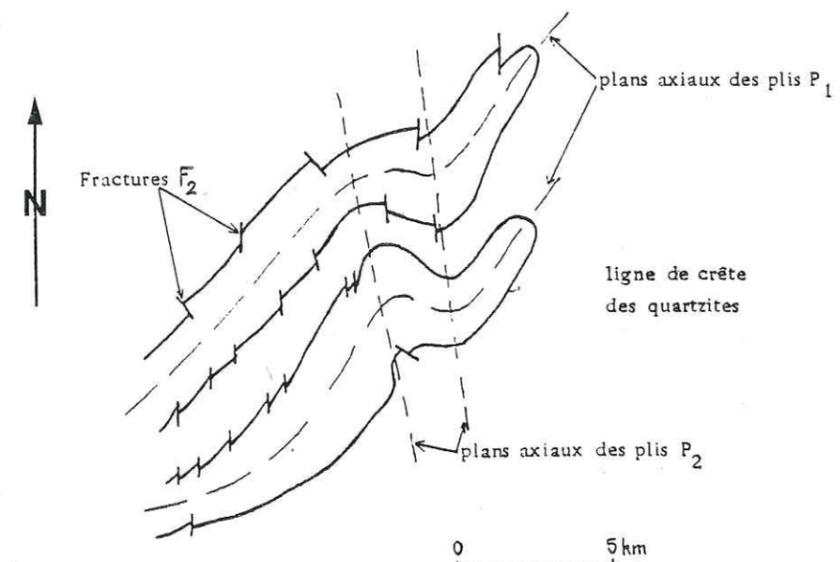


Fig.50: Les différentes phases de déformation hercynienne dans l'anticlinal des Oulad-Khalouk.

Une première phase de compression NW-SE détermine des plis P_1 dissymétriques synschisteux de plan axial N 50, à axes subhorizontaux. Cette première phase datée du Namurien (phase sudète) est suivie d'une deuxième phase cassante qui reprend les structures par des virgations de plan axial subméridien (P_2) ou par des accidents décrochants (F_2) de même direction. A cette deuxième phase, qui crénule les plans de foliation, on peut probablement associer un serrage qui transforme les plis dissymétriques en plis subisoclinaux à proximité de l'intrusion indiquant les effets de la mise en place du granite intrusif.

Si les effets de la première phase de déformation sont généraux dans la meseta marocaine, la deuxième phase de déformation observée dans le secteur étudié semble rattachée à la mise en place du batholite granitique des Zaër. En effet la reprise de la foliation, le resserrage des flancs de plis, les virgations et les décrochements associés semblent diminuer, voire même disparaître en s'éloignant de l'intrusion granitique.

CHAPITRE III : LA FORME DU PLUTON DES ZAËR EN PROFONDEUR

Nous avons bénéficié du travail de VAN DEN BOSCH sur la gravimétrie du Maroc: en 1974 il a publié la carte gravimétrique au 1/1 000 000 de l'ensemble du pays. Dans notre région, cette carte (figure 51) montre l'anomalie résiduelle A correspondant au granite des Zaër. Les courbes d'isoanomalies gravimétriques dessinent, de façon concentrique, la forme elliptique du granite. Ces courbes sont parfaitement centrées sur le pluton. Le grand axe de l'ellipse d'anomalie résiduelle est orienté NE-SW de manière identique à celui de l'ellipse granitique.

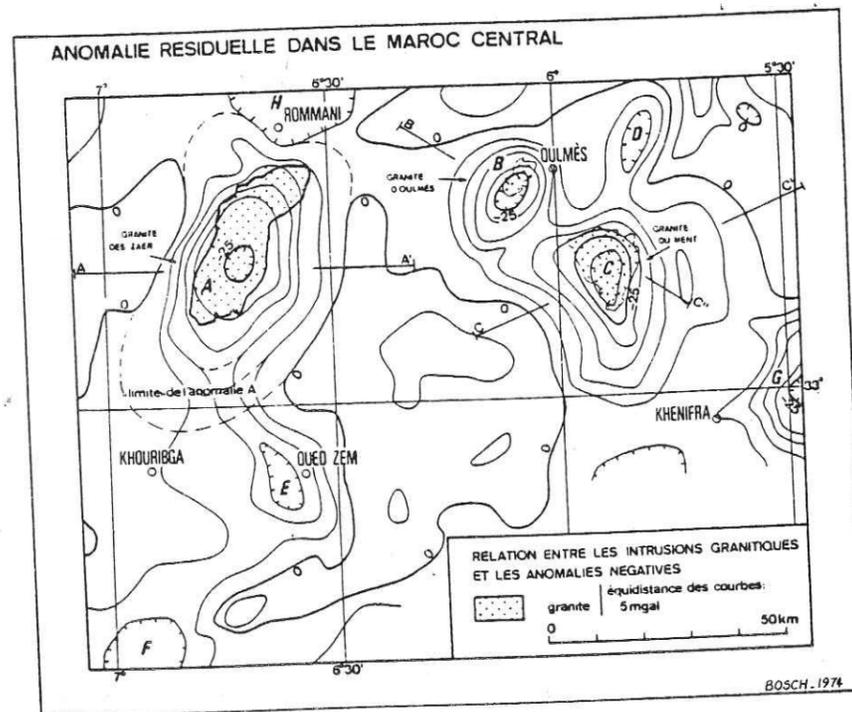


Figure 51 : Carte gravimétrique du Maroc central

On remarque sur l'anomalie négative A (figure 51) que les lignes d'isoanomalies à l'Ouest sont plus serrées et se disposent parallèlement à la bordure du granite. Le flanc occidental du corps granitique possède un fort pendage et ainsi que l'indique VAN DEN BOSCH (1974): "...comme premier résultat la recherche de la limite de la surface du granite en profondeur (...) doit être arrêtée rapidement en raison du fort pendage des flancs du batholite."

La coupe gravimétrique de l'intrusion granitique des Zaër de la figure 52 nous montre l'interprétation de l'auteur. Si les forts pendages sont certains sur la bordure ouest, par contre sur le flanc opposé, au SE, les lignes d'isoanomalies ne soulignent pas aussi nettement le contraste granite-schistes. Ces lignes ont tendance à s'élargir beaucoup plus nettement qu'à l'Ouest.

Ceci nous amène à suspecter un granite sous-jacent sur tout le flanc

oriental du batholite. Il y a donc une dissymétrie des pendages entre le flanc ouest et est, à l'opposé de la coupe interprétative donnée par VAN DEN BOSCH sur la figure 52.

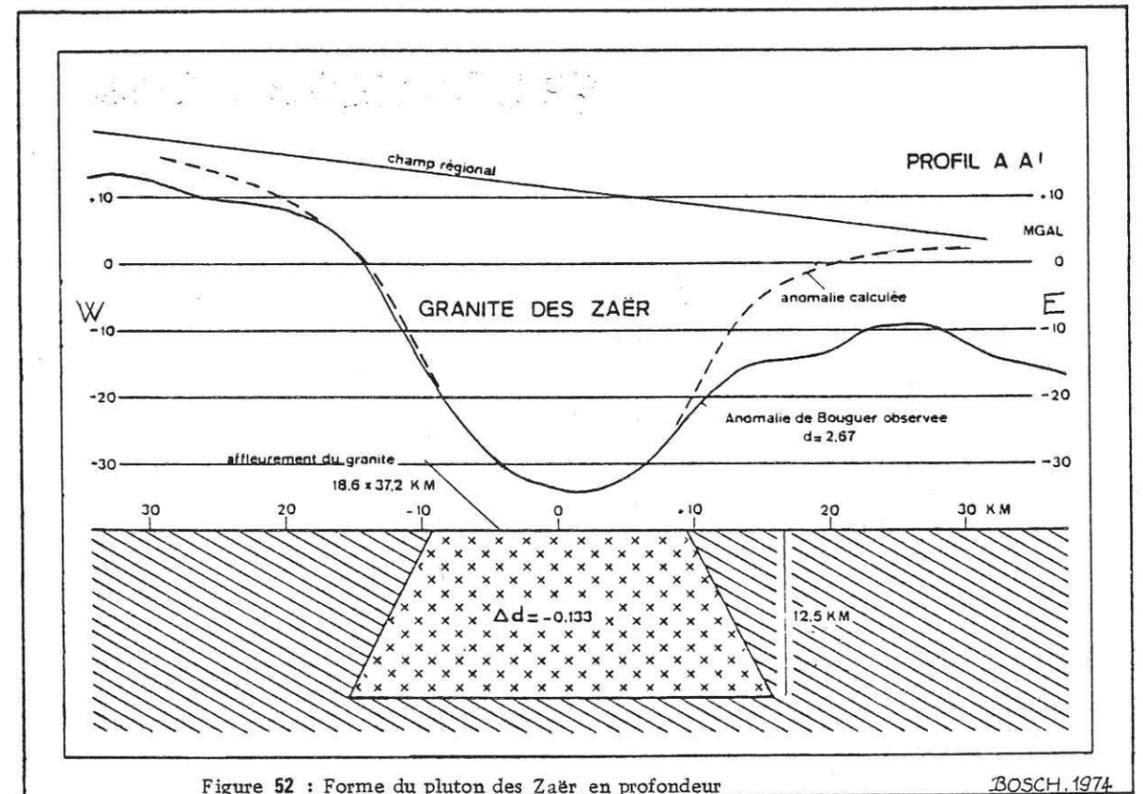


Figure 52 : Forme du pluton des Zaër en profondeur

BOSCH, 1974

Cette dissymétrie est confirmée par le tracé du contour cartographique du granite: rectiligne sur la bordure occidentale, il dessine des "V" cartographiques dans certains talwegs (figure 53) sur la bordure nord-orientale. Le pendage du toit du granite est mesurable à l'affleurement au SW de la ferme de Madene, et cartographiquement par le contact contournant la même colline. La pente du toit du granite calculée géométriquement serait d'une dizaine de degrés sur les trois cent premiers mètres.

L'aspect rectiligne du contact granite-encaissant sur la bordure occidentale traduirait l'influence des accidents profonds, de la Koudiat Chérif au NW et de la Khatouat à l'Ouest, sur l'ascension du pluton granitique. Ces accidents sont représentés sur la figure 37.

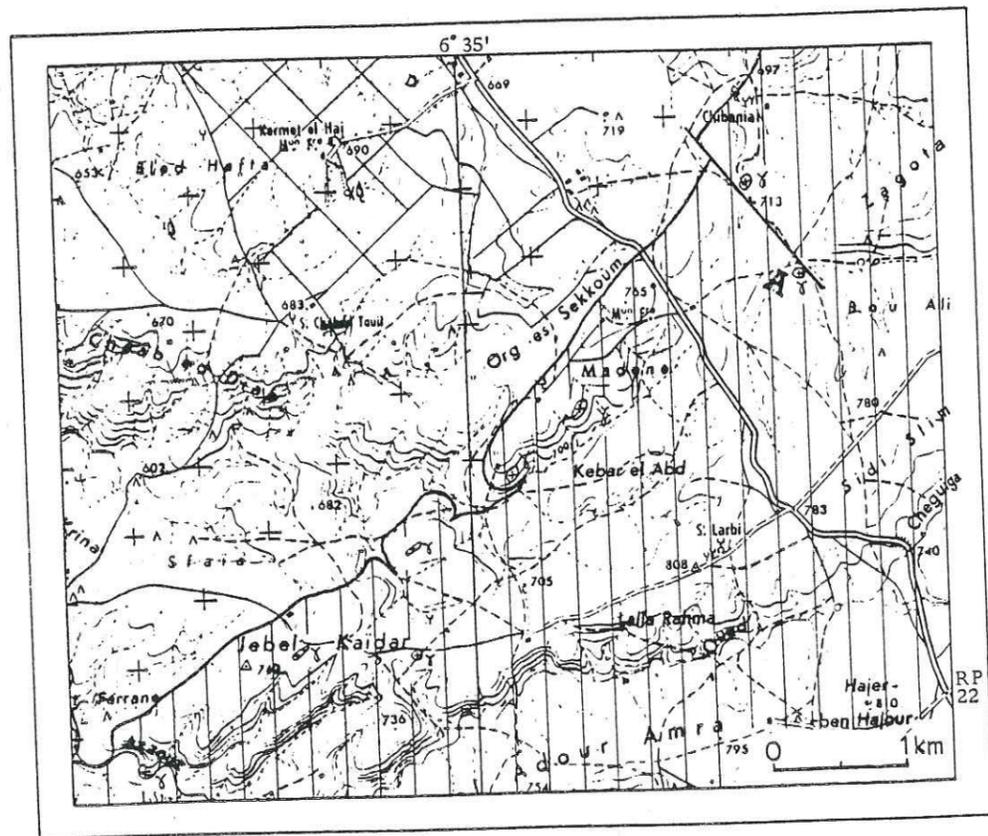


Fig. 53 : Carte du contact granite-encaissant sur la bordure nord-orientale du batholite des Zaïr.

Profondeur (km)	Axes (km)		A	B	A.B	B/A
	A	B				
0	37.2	18.6	18.6	9.3	172	0.50
2.5	45	22.5	22.5	12.5	280	0.55
5	48.4	28	24.2	14	340	0.58
11.5	54	31	27	15.5	420	0.57

Paramètres géométriques de la forme du pluton calculés à partir des données gravimétriques. (granite des Zaïr)

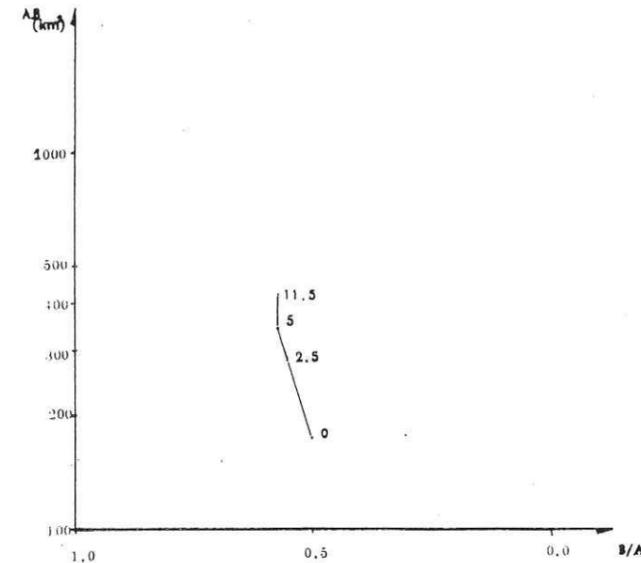


Fig. 54 : Courbe de variation de l'ellipticité des contours (B/A) du pluton avec la profondeur, en fonction du produit des axes (A.B) pour le granite des Zaïr.

La courbe de variation de l'ellipticité des contours du pluton (figure 54) (B/A) en fonction du produit des axes (A.B) à différentes profondeurs pour le granite des Zaïr, permet de déterminer la forme du pluton en profondeur (BRUN, 1981; VIGNERESSE et BRUN, 1983). La courbe obtenue étant proche d'une droite subverticale, cela signifie que l'ellipticité du pluton varie peu avec la profondeur et que le pluton admet une forme en goutte d'eau inversée.

CONCLUSION DE LA DEUXIEME PARTIE

La tectonique de blocs de socle joue un rôle prépondérant dans l'édification des structures de la chaîne hercynienne du Maroc central.

Au Dinantien, un environnement distensif crée le bassin de Sidi Bettache, où se déposent des séries flyschoides, et également la ride Zaër définitivement émergée.

La phase structurale majeure hercynienne est post-Namurien et anté-Westphalien moyen. La ride Zaër, et notamment la zone du futur anticlinal des Oulad Khalouk, subit une première phase de plissement synschisteux et dissymétrique de plan axial NE-SW.

Une deuxième phase cassante reprend les structures par des accidents décrochants subméridiens et des virgations. Cette deuxième phase semble rattachée à la mise en place du batholite des Zaër (298 m a, Westphalo-auntunien). Celui-ci admet vraisemblablement en profondeur une forme de goutte d'eau inversée elliptique: les flancs ouest et est sont dissymétriques.

TROISIEME PARTIE : PETROGRAPHIE - MINERALISATIONS

TROISIEME PARTIE : PETROGRAPHIE - MINERALISATIONS

A - PÉTROGRAPHIE

CHAPITRE I - PÉTROGRAPHIE DU COMPLEXE GRANITIQUE DES ZAËR

1 - Introduction

L'ellipse granitique des Zaër, dont l'existence est reconnue depuis les travaux de GENTIL (1911) et COËMME (1917), a fait l'objet de deux mémoires récents s'intéressant particulièrement à la pétrologie du massif, d'abord par MAHMOOD (1980), puis GIULIANI (1982) poursuivant les travaux du premier et développant l'aspect métallogénique.

Les données géochimiques et leurs interprétations seront issues de ces travaux.

Pour ces deux auteurs, le massif granitique des Zaër est constitué par deux unités bien distinctes, elles-mêmes subdivisées en faciès dépendant essentiellement de la texture de la roche.

2 - Les unités pétrographiques du pluton des Zaër

2.1. Le granite à biotite

Cette première unité (fig. 55) occupe les parties nord, ouest et sud du massif. Elle est subdivisée en deux faciès :

- un faciès mésocrate, caractérisé par l'abondance de la biotite, appelé granite à biotite type I (MAHMOOD, 1980), sur l'essentiel de la périphérie du batholite, à tendance porphyroïde et à grain moyen. Ce faciès a une composition de diorite quartzique à granodiorite : c'est le faciès le plus basique du granite hormis les enclaves basiques qu'il contient ;

- un faciès de teinte plus claire appelé granite à biotite type II, à gros grains, localisé dans la partie nord de la zone centrale du massif (fig. 55) et de composition granodioritique marquée par le développement du feldspath potassique.

2.2. Le granite à deux micas

Il se situe (fig. 55) dans la partie centrale du complexe granitique dont il occupe 60 % environ de la superficie totale. Il est caractérisé, d'une part par l'apparition de la muscovite, et d'autre part par un plagioclase de composition homogène et un feldspath potassique qui a tendance à remplacer le plagioclase (GIULIANI, 1982).

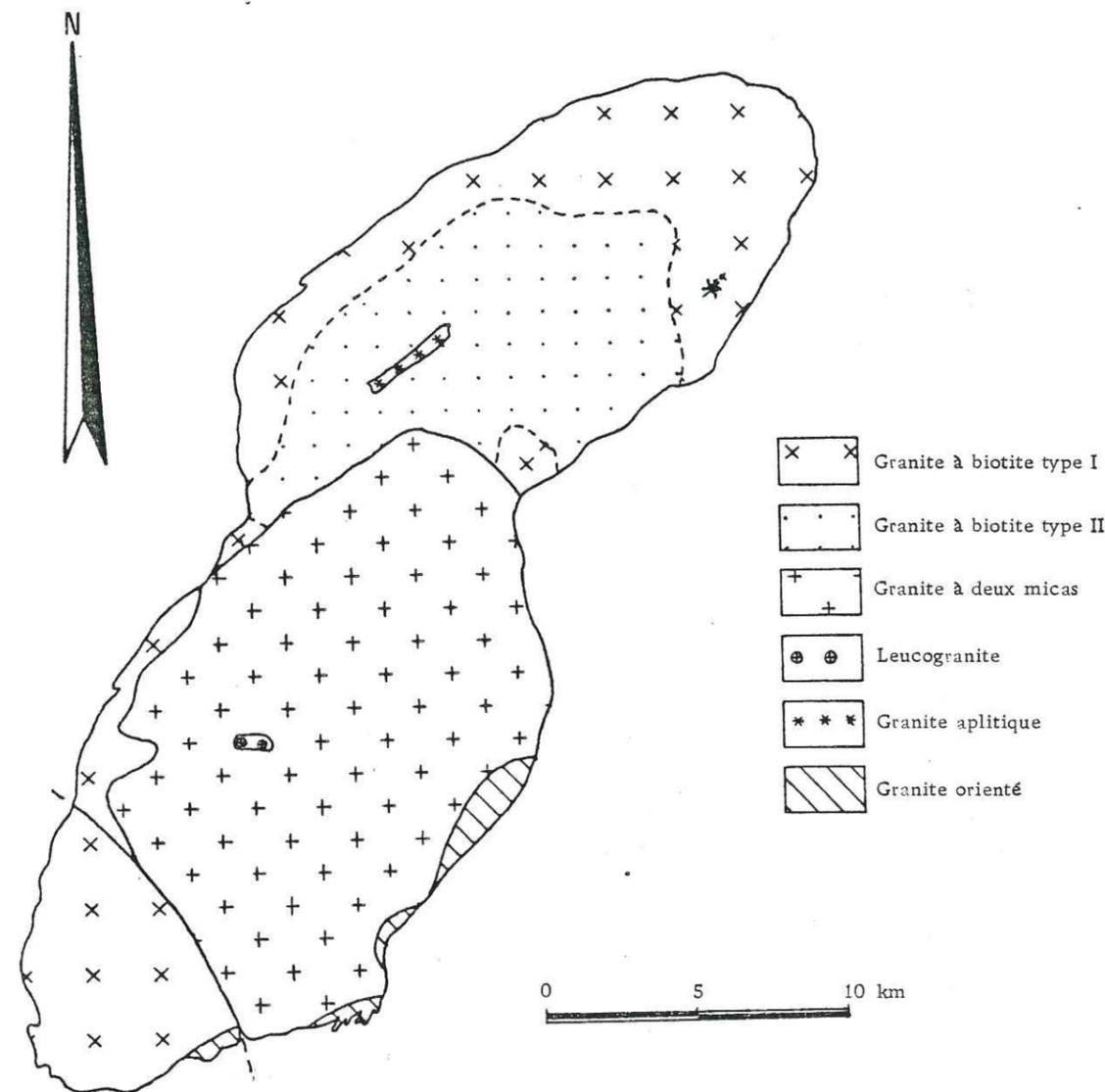


Figure 55 : Carte des faciès pétrographiques du granite des Zaër

Le granite à deux micas présente de nombreux faciès variant entre eux par la taille des grains, ou par la proportion relative des espèces minérales :

- un faciès de granite-adamellite à deux micas et à gros grains. C'est de loin le plus important en superficie ;
- un faciès de granite aplitique affleurant dans le faciès du granite à biotite type II et présentant des caractères pétrographiques proches du granite à deux micas ;
- un faciès de leucogranite à muscovite seule, affleurant dans le granite à deux micas.

2.3. Le granite orienté

Il faut associer à ces faciès, une zone particulière du granite-adamellite à deux micas, où il se présente comme une roche à grain fin, porphyroïde et orientée. Cette orientation pétrographique a fait l'objet d'une étude dans la deuxième partie de ce mémoire, à propos de l'intrusion forcée du pluton des Zaër.

3 - Géochimie des unités du granite

3.1. Géochimie du granite à biotite

Les faciès de ce granite appartiennent à un groupe plagiobiotitique à caractère cafermique dont les termes les plus évolués s'approchent de la zone des granites à deux micas (fig. 56). Sur ce diagramme, le granite à biotite appartient au domaine des granodiorites.

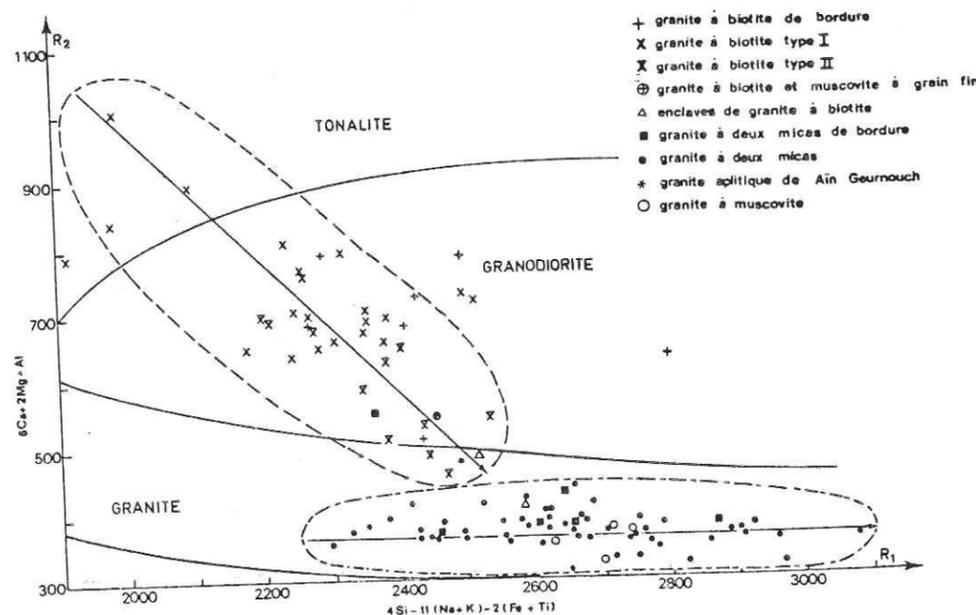


Figure 56 : Diagramme R1, R2 de De La Roche (GIULIANI, 1982)

La tendance évolutive du pluton des Zaër est représentée sur le diagramme de la figure 57. Le comportement du pluton est relativement proche de celui des séries calco-alcalines dont l'exemple pris est le batholite de la Sierra Nevada (USA).

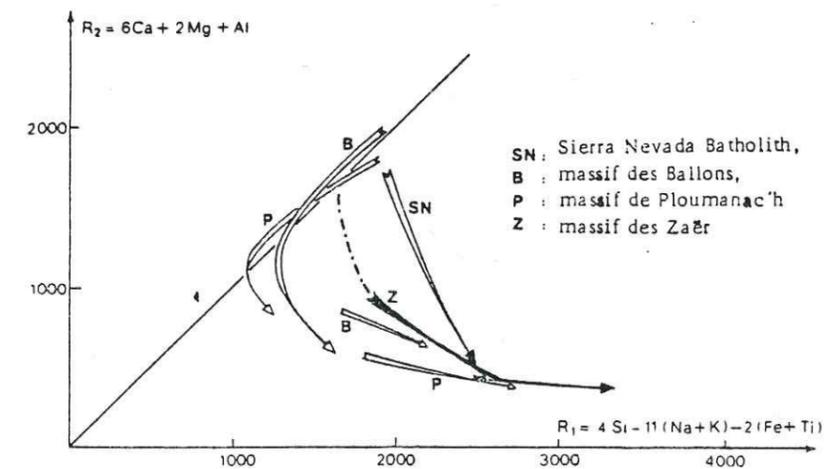


Figure 57 : Tendance évolutive du pluton des Zaër (GIULIANI, 1982)

Les analyses chimiques effectuées sur ce granite sont données en annexe II.

3.2. Géochimie du granite à deux micas

Le domaine géochimique des granites à deux micas correspond à un groupe silico-alcalin à caractère alumineux, et il appartient aux granites stricto-sensu sur le diagramme R1, R2 de la figure 56.

Il existe donc une discontinuité majeure entre les deux unités granitiques des Zaër malgré la tendance évolutive du granite à biotite vers les leucogranites. Cette discontinuité est visible également sur la figure 57.

GIULIANI (1982) rejette l'attribution de la discontinuité majeure à une évolution magmatique par cristallisation fractionnée, hypothèse proposée par MAHMOOD (1980). Pour le premier, cette discontinuité serait due plutôt à des phénomènes de réactivation magmatique, marquant ainsi une évolution polyphasée.

L'étude radiométrique effectuée sur ce granite montre une remarquable homogénéité isotopique du rapport Rb/Sr, attestant une même source magmatique originelle et un quasi-synchronisme dans la mise en place des deux unités du pluton des Zaër (tout au moins dans la limite d'incertitude de la mesure).

Appuyé par des données géochimiques, structurales et expérimentales, GIULIANI (1982) émet l'hypothèse de l'origine du granite à deux micas par un mécanisme de refusion partielle du granite à biotite à un niveau supérieur de la croûte (10 km).

Dans tous les cas, l'évolution ultérieure du granite à deux micas est à rapporter aux effets d'une altération deutérique. Nous verrons plus loin l'importance de ce phénomène dans le développement du potentiel métallogénique de la roche affectée.

De même que pour le granite à biotite, les analyses chimiques effectuées sur le granite à deux micas sont données en annexe I.

4 - Les faciès granitiques dans le secteur étudié

4.1. Introduction

Les faciès affleurant au contact de l'encaissant métamorphique, dans le secteur étudié, appartiennent à l'unité du granite à biotite. Le faciès principal, par sa superficie, est le faciès du granite à biotite type I qui couvre toute la partie septentrionale de l'ellipse granitique et passe progressivement au granite à biotite type II à la hauteur du Jbel Kaïdar, suivant un contact grossièrement méridien.

4.2. Le granite à biotite type I

C'est une roche sombre, mésocrate, à grain moyen et porphyroïde. La taille des minéraux est hétérogène et les biotites sont souvent regroupées.

4.2.1. Observations microscopiques

La texture de la roche est grenue, porphyroïde, à phénocristaux de plagioclases dans une mésostase composée de quartz, feldspath potassique et biotite.

- Le plagioclase est en phénocristaux automorphes à subautomorphes et leur caractère principal est la zonation oscillante. Le plagioclase est également présent en grains plus petits dans la mésostase. On observe fréquemment les macles polysynthétiques avec parfois superposition de la macle de Carlsbad (fig. 58). La zonation oscillante forme de fines zones concentriques nombreuses (fig. 59). MAHMOOD (1980) indique que la composition chimique oscille entre An₁₅ et An₄₀, c'est-à-dire entre un oligoclase et une andésine.

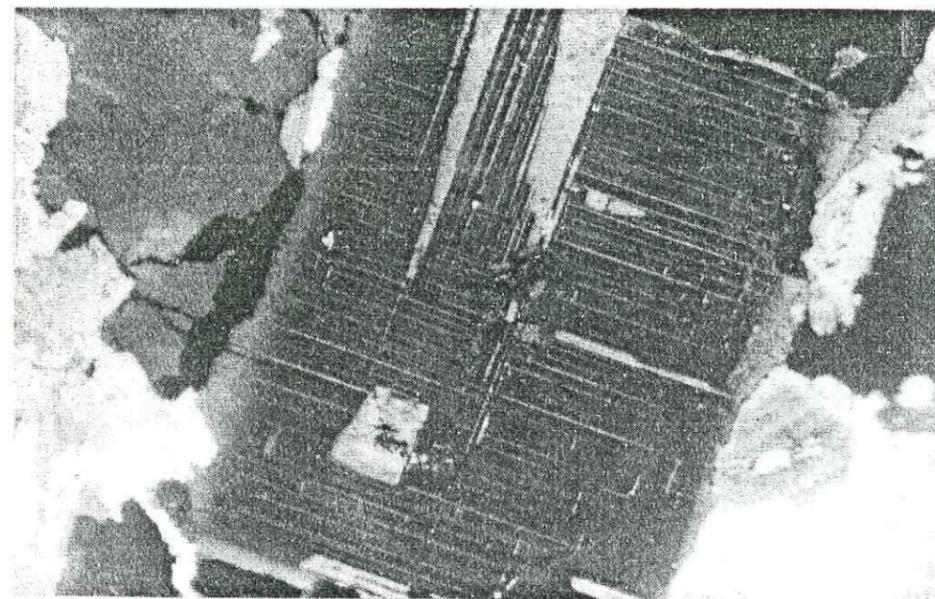


Figure 58 : Plagioclases à macles polysynthétiques et Carlsbad

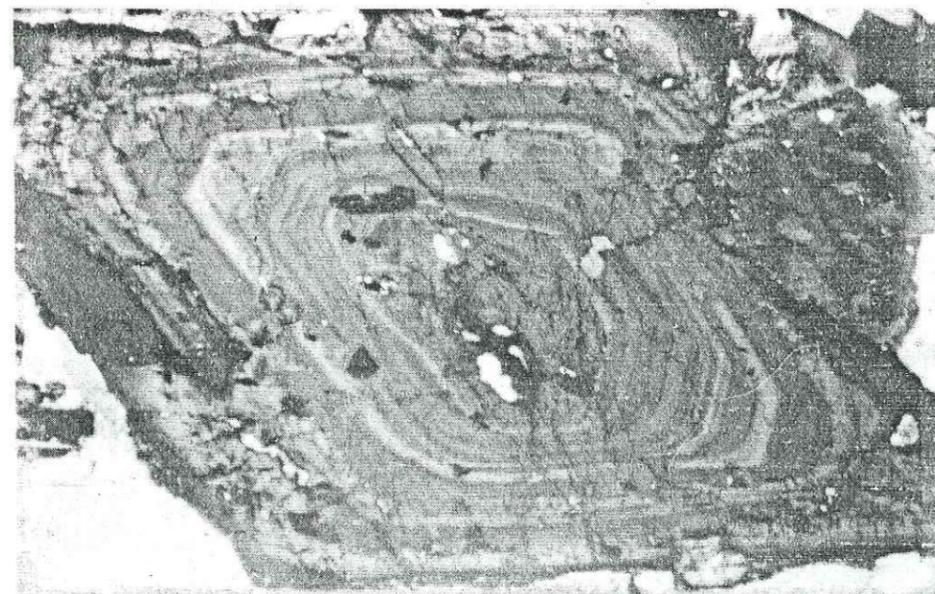


Figure 59 : Figure de zoning dans un plagioclase

Outre le zoning, les figures de "synneusis" (VANCE, 1969) sont un caractère remarquable des plagioclases du granite à biotite type I. Ces figures résultent de l'interpénétration de plusieurs cristaux subautomorphes aboutissant à des agrégats polycristallins (fig. 60).

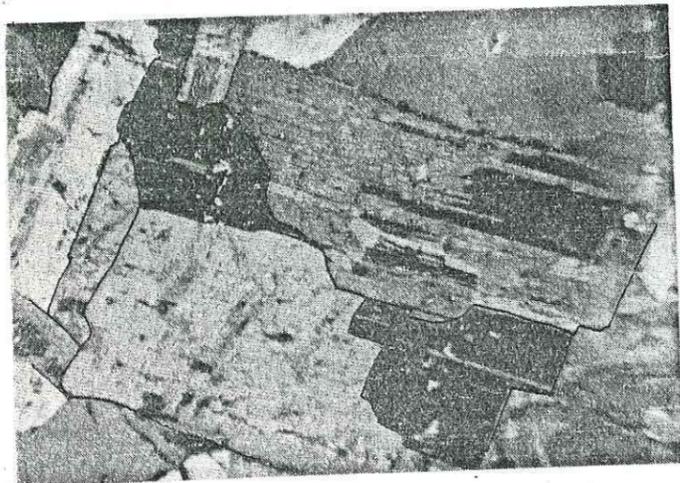


Figure 60 : Figure de synneusis dans les plagioclases

Enfin les cristaux de plagioclase sont parfois damouritisés, incluant alors des paillettes de micas.

- Le feldspath potassique se présente en cristaux xénomorphes et englobe parfois le plagioclase mais également la biotite.

Le feldspath potassique est présent sous forme d'orthose le plus souvent et parfois de perthite. Au contact du plagioclase, il se développe des myrmékites en bordure du cristal de plagioclase : la formation de ces myrmékites (fig. 61) indique la cristallisation tardive du feldspath potassique par rapport au plagioclase.

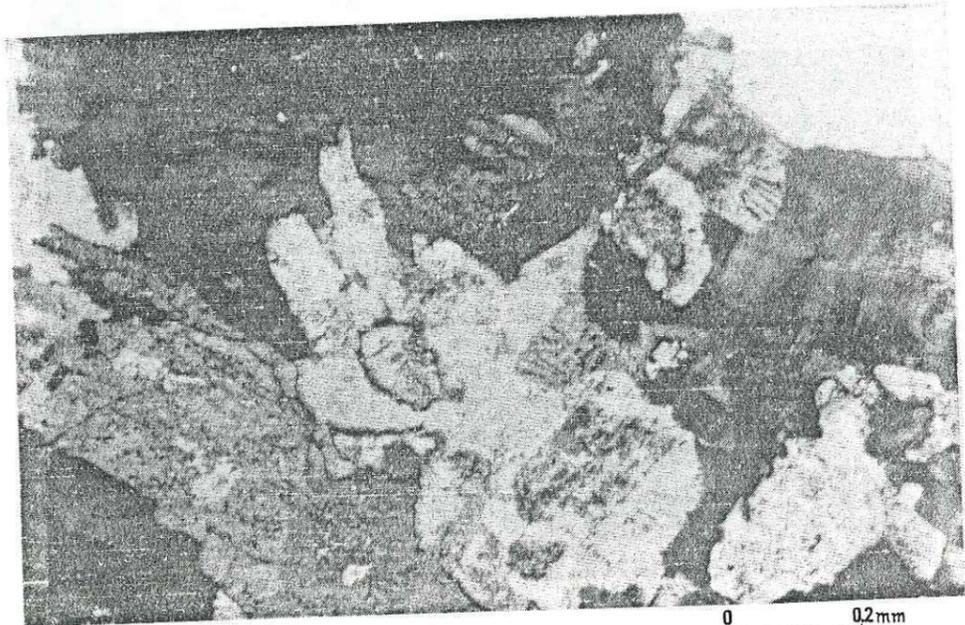


Figure 61 : Myrmékites de bordure

D'après MAHMOOD (1980), la formation des myrmékites se ferait par un mécanisme d'exsolution à l'état solide, avec transfert d'ions Ca et Na entre les deux minéraux. Ces transferts expliqueraient également la formation de perthite.

- Le quartz est également xénomorphe, en cristaux engrenés ou en plages polycristallines moulant les autres minéraux.

- La biotite, minéral caractéristique de ce faciès, est abondante. Présente en cristaux automorphes ou subautomorphes, elle inclut des minéraux accessoires tels que le zircon, l'apatite et le sphène, entourés d'un halo pléochroïque.

L'apatite est également présente en cristaux courts et trapus dans la mésostase. La monazite est citée par GIULIANI (1982).

Localement, on observe une chloritisation de la biotite avec ségrégation de leucoxène.

4.3. Le granite à biotite type II

Observé uniquement à l'affleurement, il ne diffère du type I que par la dimension plus importante de ses grains et par l'apparition de cristaux subautomorphes de feldspath potassique.

4.4. Le granite aplitique de Kermet el Haj

4.4.1. Observations macroscopiques

Il faut souligner l'affleurement, à l'Est de la maison forestière de Kermet el Haj et sur le côté ouest de la RP 22, d'un granite très clair, hololeucocrate, à grain très fin.

Cette roche est très saine à l'affleurement, recouverte par le granite à biotite type I ayant perdu toute cohésion et se désagrégant au moindre coup de marteau.

Le contact, entre le granite à biotite altéré et le faciès hololeucocrate sain, est abrupt, franc, rectiligne et subhorizontal.

4.4.2. Observations microscopiques

Ce granite hololeucocrate de Kermet el Haj est en moyenne iso-granulaire, à cristaux engrenés. On observe des cristaux d'orthose et de perthite subautomorphes, du quartz en grains relativement gros, xénomorphes. Les cristaux de plagioclase, maclés albite, sont bien développés, automorphes ou subautomorphes : les myrmékites, peu abondantes, se forment au contact du feldspath potassique. Les cristaux de plagioclase présentent très souvent un cœur damouritisé et des zonings moins prononcés que dans le faciès à biotite.

La muscovite est présente en cristaux à forme squelettique (fig. 62), dont les contours sont corrodés au contact du feldspath potassique.

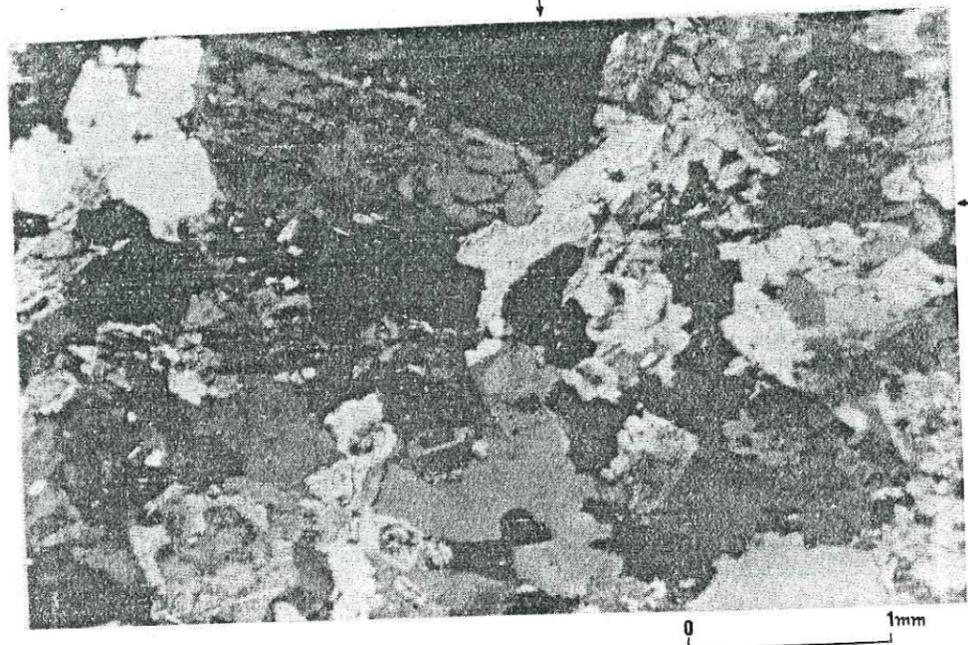


Figure 62 : Muscovite à forme squelettique dans un granite aplitique

La biotite est beaucoup plus rare et présente souvent des zones décolorées et altérées en muscovite.

La muscovite en cristaux squelettiques a été reconnue par MAHMOOD (1980) dans le granite aplitique de la maison forestière d'Aïn Guernouch dans le faciès du granite à biotite type II.

De même, nous avons interprété ce faciès comme un leucogranite à quartz, oligoclase, orthose, muscovite et très peu de biotite : cette composition est caractéristique d'un granite aplitique dont le pourcentage de micas est inférieur à 10 %.

Le faciès saccharoïde localement observé pourrait être interprété, quant à lui, comme un faciès de bordure du filon d'aplite au contact du granite à biotite type I.

5 - Les minéralisations intra-granitiques

Du point de vue des minéralisations, seule l'unité du granite à deux micas est minéralisée. Les travaux de GIULIANI (1982) ont porté sur les minéralisations en W-Sn-Mo du granite à deux micas.

Il apparaît, tout d'abord, que ce granite est enrichi en étain alors que les teneurs en tungstène sont voisines de celles des granitoïdes normaux.

	Valeurs moyennes				
	De différents granites			Du granite des Zaër	
	G. basal	G. précurseur	G. spécialisé	G. à biotite	G. à 2 micas
Sn (ppm)	3	10 ± 5	30 ± 20	3,5	28,6
W (ppm)	1,5	3 ± 1,5	7 ± 3	0,6	1,8

(in GIULIANI, 1982)

Ces minéralisations se situent dans des filons quartzeux dont l'ouverture est liée à un épisode de fracturation tardif, contemporain de la consolidation du granite. Cette fracturation est associée parfois aux bandes d'épisyénites feldspathiques dont nous avons vu le mode de formation par surpression de fluides.

Les minéralisations se rattachent à des phénomènes pneumatolytiques et hydrothermaux. Les dépôts des minéralisations de tungstène seraient dus au changement d'état gaz-liquide (avec précipitation de wolframite) de fluides carboniques, minéralisés à haute température (500/550°C) et haute pression (800 bars), (GIULIANI, 1982).

Ces fluides carboniques sont peut-être à mettre en relation avec les minéralisations en uraninite dans l'auréole métamorphique : après leur changement d'état en liquide, les fluides carboniques sont capables de transporter l'uranium sous forme de complexes uranyle-dicarbonates extrêmement solubles, hors du granite jusque dans l'encaissant où la démixion des carbonates, ou une chute de pression du gaz carbonique précipite l'uranium dans les filons.

La solubilité de UO_2 sous forme de complexe uranyle-dicarbonate ($UO_2(CO_3)_2^{2-}$) dans une eau carbonatée est de $10^{15,82}$ moles, donc très importante (CRUCHET, 1983).

A l'intérieur du massif granitique, il existe une zonation métallogénique : du centre vers la périphérie, on observe une zone à cassitérite dominante (Sn), une zone à wolframite (W), puis une zone à scheelite-sulfures.

Cette zonalité métallogénique intraplutonique, due à des processus pneumatolytiques et hydrothermaux, semble être liée aux effets de décompressions ou de pulsations magmatiques de ces granites, les amenant à de fortes potentialités métallogéniques : on parle alors de granites spécialisés (CHAURIS, 1981).

Le granite des Zaër semble appartenir à cette catégorie de granites spécialisés.

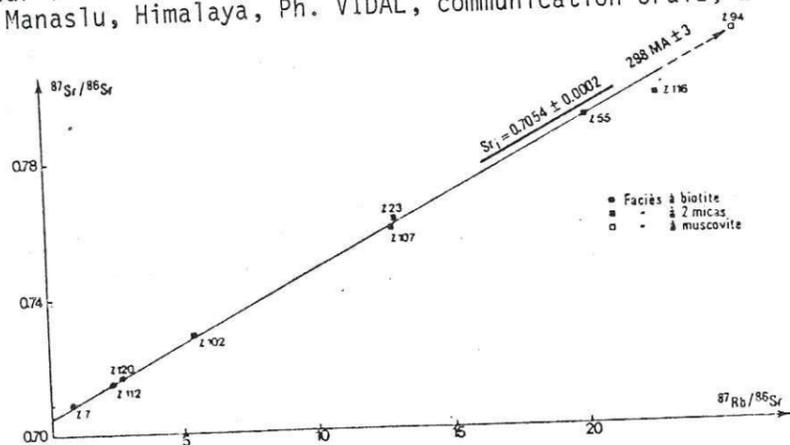
6 - Origine du magma granitique

La géochimie des roches cristallines permet de formuler des hypothèses sur l'origine des magmas et des roches.

Le rapport Sr_i ($^{87}Sr/^{86}Sr$) est le rapport isotopique initial au moment de la formation de l'échantillon pour les roches plutoniques (considérées en système clos) et sa valeur peut nous renseigner éventuellement sur l'origine du magma initial. Cette méthode est actuellement très employée.

La relation entre le pluton granitique et le manteau supérieur semble prouvée par le rapport isotopique initial ($^{87}Sr/^{86}Sr$) déterminé par GIULIANI (1982) lors de la datation du granite des Zaër par la méthode Rb/Sr.

Le magma initial peut provenir du manteau, alors le rapport est de 0.702 à 0.704, de la croûte continentale et le rapport Sr_i varie suivant l'histoire de la roche pour atteindre parfois des valeurs très élevées (jusqu'à 0.760 pour le granite du Manaslu, Himalaya, Ph. VIDAL, communication orale, 1982).



Echantillon	Nature	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$
Z 7	R.T.	108	401	0.7820 ± 0.012	0.7089 ± 0.0003
Z 23	R.T.	208	47	12.9191 ± 0.498	0.7619 ± 0.0007
Z 55	R.T.	400	58	20.1016 ± 0.686	0.7909 ± 0.0005
Z 94	R.T.	740	53	40.7061 ± 0.661	0.8793 ± 0.0003
Z 102	R.T.	262	141	5.3804 ± 0.121	0.7290 ± 0.0005
Z 107	R.T.	353	80	12.8248 ± 0.286	0.7592 ± 0.0004
Z 112	R.T.	245	307	2.3102 ± 0.028	0.7149 ± 0.0004
Z 116	R.T.	385	49	22.7657 ± 0.777	0.7969 ± 0.0017
Z 120	R.T.	138	151	2.6564 ± 0.025	0.7165 ± 0.0003

Figure 63 : Diagramme Rb/Sr de datation du granite des Zaër (GIULIANI, 1982)

Dans le cas du granite des Zaër le rapport isotopique initial est de 0.7054 ± 0.0002 (figure 63). Ce rapport est donc supérieur à la valeur moyenne du manteau (0.7035) et il peut donc être interprété soit comme le résultat d'un mélange de matériaux mantelliques et crustaux, soit comme le résultat de la fusion partielle d'un matériel crustal peu différencié (rapport Sr_i faible).

L'orogénèse hercynienne s'est édiflée sur un socle précambrien formé de plusieurs orogènes et MICHARD (1967) a émis l'hypothèse que le granite des Rehamna (Maroc) pourrait provenir d'une remise en mouvement partielle du socle précambrien pendant l'orogénèse hercynienne. Le même auteur (1976) étend cette hypothèse au granite d'Oulmès, très proche à tous points de vue du granite des Zaër.

Ph. VIDAL (communication personnelle) confirme ces hypothèses et ajoute que cette valeur de Sr_i (0.7054) est un rapport qui ne permet pas de trancher entre une fusion d'orthogneiss et une fusion crustale: aucune hypothèse n'est fautive mais aucune n'est confirmée.

On peut donc retenir comme base de discussion provisoire que le magma initial proviendrait d'un mélange entre un magma mantellique et le produit d'une fusion partielle de la croûte continentale. Cette origine probable s'accorde avec le caractère intrusif du pluton.

7 - Conclusion

Le pluton granitique des Zaër présente deux unités bien distinctes: un granite à biotite, de composition de diorite quartzique, et un granite à deux micas (adamellite ou monzonite quartzique) formant un complexe à structure zonée.

Au cours de l'évolution du magma originel, s'individualise une phase magmatique particulière se comportant, lors de sa mise en place, comme une intrusion par rapport aux faciès déjà cristallisés.

Le rapport isotopique initial Sr_i , égal à 0.7054 , indique que le magma initial proviendrait d'un mélange entre un magma mantellique et le produit d'une fusion partielle de la croûte continentale: cette origine probable s'accorde avec le caractère intrusif du pluton.

Des processus pneumatolytiques et hydrothermaux déterminant une fracturation hydraulique lors de la cristallisation du pluton, altèrent localement le granite en épisyénites feldspathiques et provoquent les minéralisations en tungstène, étain et molybdène, caractéristiques des granites spécialisés.

CHAPITRE II : L'ENCAISSANT METAMORPHIQUE

1 - Introduction

L'étude de l'encaissant métamorphique du granite des Zaër a été abordée dans son intégralité par TERMIER (1936) dans sa thèse sur le Maroc central et sur la carte géologique au 1/200 000 de 1932.

Plus récemment, MAHMOOD (1980) et GIULIANI (1982) ont eux aussi étudié l'encaissant métamorphique sur le pourtour du batholite, essentiellement pour déterminer la pétrogenèse du pluton des Zaër.

VANDENVEN (1969) quant à lui, s'est attaché à l'étude des faciès du métamorphisme dans les roches carbonatées et les schistes de la région de Sibara sur la bordure occidentale du batholite, observant également la structure anticlinale de Daïdia.

Dans son mémoire sur la meseta nord-occidentale, PIQUE (1979) a été amené à étudier la bordure métamorphique du pluton entre les régions du Khatouat au SW et de l'Oued Grou au NE.

Tous ces auteurs ont mis en évidence la superposition du métamorphisme de contact engendré par l'intrusion granitique, sur le métamorphisme régional dans le faciès schistes verts. Nous étudierons, pour notre part, l'encaissant métamorphique sur la bordure orientale du pluton, entre l'oued Azzouz qui draine la dépression silurienne d'El Briouga au NW d'Ezzhiliga, jusqu'à l'extrémité septentrionale de l'ellipse granitique des Zaër.

2 - Les différents faciès métamorphiques

Les différents faciès métamorphiques dans le secteur étudié varient depuis des cornéennes jusqu'aux schistes faiblement métamorphiques à muscovite-biotite en passant par les schistes à andalousite.

L'alternance et les variations latérales de faciès sédimentaires entre les argilo-silts et les grès-quartzites, déjà décrites dans un chapitre précédent, viennent perturber la zonation dans l'auréole de métamorphisme en empêchant la formation d'un minéral de métamorphisme faute du chimisme adéquat de la roche.

Néanmoins les différentes zones peuvent s'identifier facilement et dessinent trois auréoles dont la dernière délimite le champ du métamorphisme de contact, du métamorphisme régional ayant affecté l'ensemble du Maroc central occidental (PIQUE, 1979; CAILLEUX, 1981).

En résumé, les faciès métamorphiques sont par ordre décroissant: les cornéennes au contact du granite, les schistes à andalousite et les schistes à muscovite-biotite qui semblent appartenir au métamorphisme régional.

3 - Pétrographie des roches métamorphiques

3.1 - Introduction

L'étude du métamorphisme sera essentiellement basée sur les schistes argileux ou les argilo-silts de l'Ordovicien supérieur, étant donné la difficulté de voir des changements métamorphiques dans les quartzites où la quantité de matière argileuse est très réduite, et du fait de leur insensibilité aux effets d'un métamorphisme faible.

Dans le chapitre sur le métamorphisme, ci-après, nous étudierons les structures et notamment les microstructures issues des effets du métamorphisme.

Pour la pétrographie des roches métamorphiques, nous nous intéresserons à chaque zone de métamorphisme séparément en observant les roches macroscopiquement puis microscopiquement.

3.2 - Les roches du métamorphisme de contact: les cornéennes

3.2.1 - Etude macroscopique

Dans le secteur étudié, les cornéennes forment une bande continue le long du contact avec le granite, d'une largeur d'environ 500 m depuis l'oued Azzouz jusqu'à Chibania où le granite vient buter contre les quartzites, le contact étant masqué sous les formations superficielles: ici, vraisemblablement, n'apparaissent pas de cornéennes, les quartzites venant directement au contact.

A l'affleurement, les cornéennes forment des bancs qui saillent dans le paysage: la roche est très indurée et en cassure on peut identifier de grands cristaux d'andalousite dont les dimensions peuvent atteindre deux centimètres de longueur, dans une matrice très fine grisâtre (figure 64).

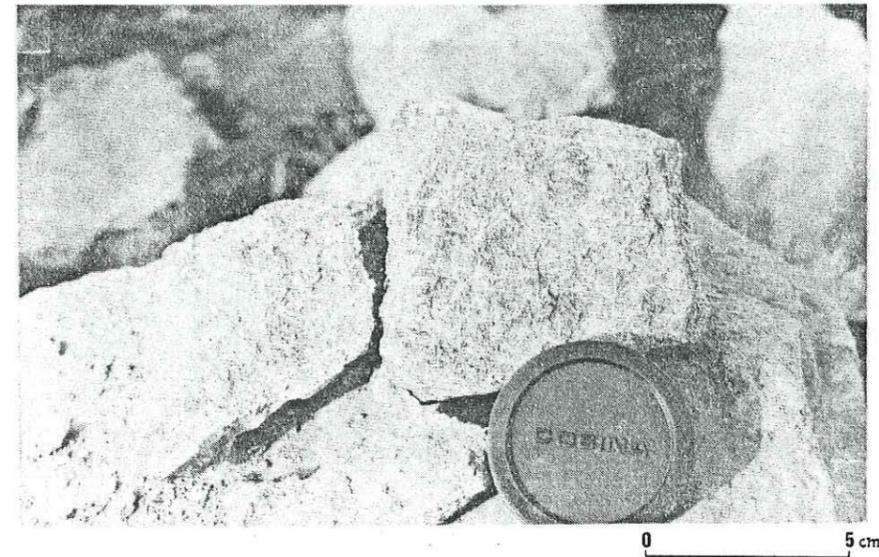


Figure 64 : Cristaux d'andalousite centimétriques dans une cornéenne

Les andalousites sont toutes de la variété chistolite, la croix carbonneuse étant très visible même sur des cristaux altérés.

La muscovite en paillettes est partout visible associée ou non à la biotite, en porphyroblastes parfois, qui parsèment la roche de taches brunes.

Ces cornéennes peuvent passer à des quartzites grisâtres ou à des grès schisteux à muscovite et biotite en grosses taches, leur donnant un aspect tigré.

Il y a disparition de toute foliation dans les cornéennes issues d'un matériel pélitique, alors que celles issues d'un matériel plus gréseux semblent avoir gardé une schistosité ou tout au moins une orientation préférentielle qui disparaît dans les quartzites.

Ces observations semblent montrer que la présence d'argile influe sur la conservation de la schistosité, à l'exception des deux termes extrêmes, les grès-quartzites et les pélites où toute orientation préférentielle disparaît dans la roche cornifiée.

3.2.2 -Etude microscopique

La matrice des cornéennes est toujours très fine, composée d'un assemblage de petits cristaux de quartz, de micas blancs, de chlorite, et parsemée de petits cristaux de tourmaline verte aux formes arrondies.

Les cristaux d'andalousite sont toujours damouritisés, parfois entièrement et il subsiste alors un fantôme constitué de séricite (figure 65).

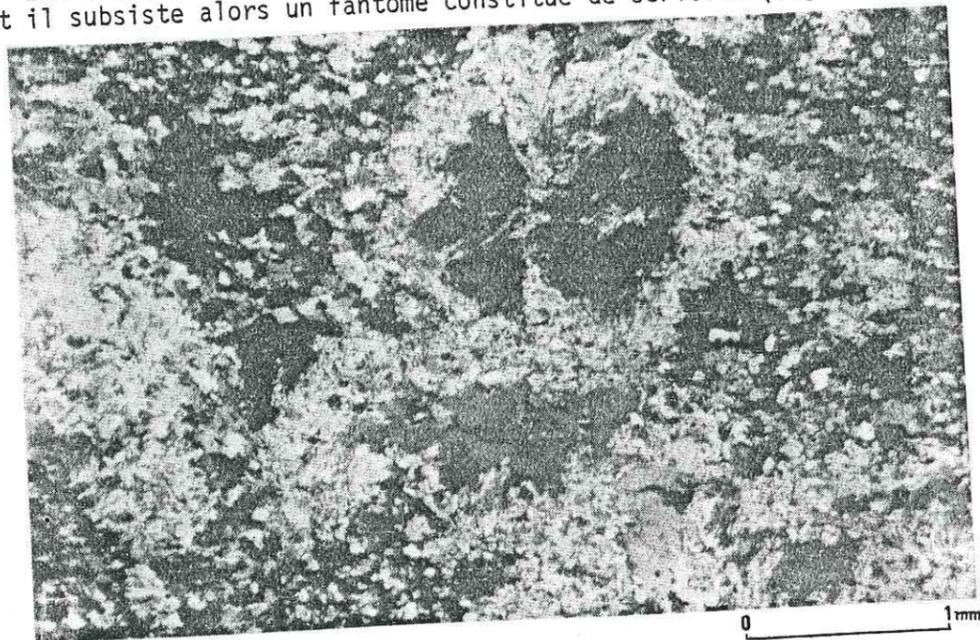


Figure 65 : Damouritisation de cristaux d'andalousite (lumière polarisée)

On observe fréquemment une plus grande abondance de minéraux opaques (magnétite) au long des bordures des phénoblastes d'andalousite.

Dans certaines cornéennes, les cristaux de biotite ou de chlorite forment des agrégats que MAHMOOD (1980) interprète comme des minéraux de remplacement de cristaux de cordiérite. Pour notre part, nous n'avons pas observé de cordiérite, ni de reliques de cristaux.

3.3 - Les roches du métamorphisme régional épizonal: les schistes à andalousite.

3.3.1 -Etude macroscopique

Cette zone de métamorphisme se différencie remarquablement de celle des cornéennes par l'apparition d'une foliation bien marquée et par la plus grande abondance des cristaux d'andalousite.

Ces schistes à andalousite sont des roches sombres, gris-bleuté, luisantes ou lustrées sur les plans de schistosité et où les andalousites apparaissent soit en petites taches faisant relief sur la foliation, soit en phénoblastes

blancs ou gris clair. Sur les phénoblastes, la croix charbonneuse de la variété chiasolite est fréquemment visible à l'œil nu.

Il n'y a pas d'orientation privilégiée des cristaux d'andalousite dans le plan de foliation. D'une manière générale la taille des cristaux augmente en se rapprochant du contact avec le granite mais cette augmentation est, bien entendu, entièrement contrôlée par la teneur en argile du sédiment, dont on a vu la grande variabilité dans un contexte de sédimentation détritique.

3.3.2 -Etude microscopique

En lame mince, les cristaux d'andalousite confèrent à la roche une texture porphyroblastique, qui se différencie de la texture des cornéennes par l'apparition de plans de schistosité.

Nous trouvons dans ces roches la même minéralogie que dans les cornéennes avec des variations qui suivent la lithologie des différents lits.

Dans les niveaux gréseux, les cristaux de quartz de petite taille sont associés à la muscovite-séricite en fines paillettes. Dans les niveaux plus argileux apparaissent en plus de l'andalousite, déjà citée, toujours damouritisée (parfois il subsiste un cœur non altéré), des agrégats polycristallins de chlorite dont une partie est due à la rétro-morphose de la biotite, présente en petites quantités. La chlorite est très souvent tachée par des oxydes de fer. Ceux-ci sont aussi disséminés dans les lits argileux associés fréquemment avec la pyrite. La pyrite s'observe en amas dans des nodules (galets mous) à matrice cryptocristalline.

C'est dans les schistes à andalousite que se développent les plus belles structures de schistosité. Outre la schistosité de flux dans laquelle s'est transposée la stratification, une schistosité de strain-slip se superpose réorientant les minéraux (figure 66).

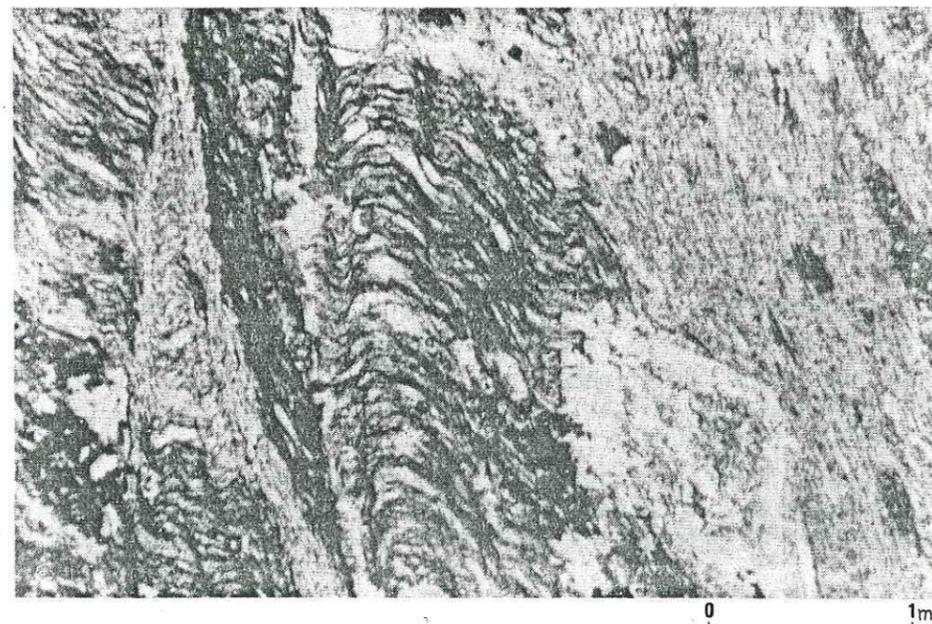


Figure 66 : Schistosité de flux S_{0-1} recoupée par une schistosité de strain-slip S_2

La schistosité de flux S_{0-1} est soulignée par les cristaux néoformés de biotite et de muscovite qui s'orientent dans le plan de schistosité: on peut parler de métamorphisme synschisteux.

Les phénoblastes de biotite et d'andalousite sont postérieurs à la schistosité S_{0-1} mais antérieurs à la schistosité S_2 qui les déforme. Certains cristaux d'andalousite sont syncinématiques de S_2 , marqués par une schistosité interne.

Nous avons également observé un niveau à grenat almandin, chlorite et pyrite; les grenats atteignant une dimension de 4 mm de diamètre. La pyrite est présente à l'intérieur des cristaux de grenats almandin et dans la chlorite (fig. 67).

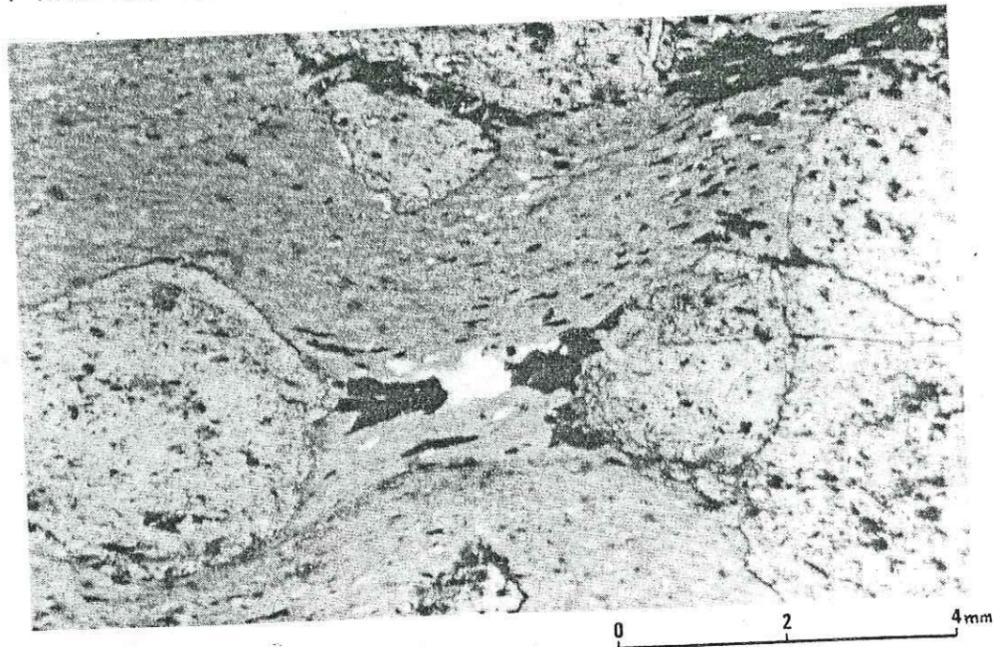


Figure 67 : Cristaux de grenat almandin-chlorite-pyrite

3.4 - Les roches du métamorphisme régional: les schistes à muscovite-biotite

3.4.1 - Etude macroscopique

A l'affleurement ils se différencient de la zone des schistes à andalousite par l'absence de ce minéral et par l'aspect satiné de la roche.

C'est une roche très finement schisteuse dont les plans de schistosité ont un aspect luisant, satiné. La couleur, en patine, est gris clair à beige, et plus sombre, gris-noir, en cassure.

Sur les plans de schistosité, de petits cristaux brillants de muscovite-séricite sont visibles. Le passage des schistes à muscovite-biotite aux schistes à andalousite n'est visible que si ce dernier minéral est observable à l'œil nu.

3.4.2 - Etude microscopique

Ces schistes se composent essentiellement de cristaux de muscovite, la biotite étant relativement moins présente et parfois absente. La muscovite est en cristaux subautomorphes de petites tailles et orientés dans la schistosité. Le quartz est moins abondant que la muscovite mais partout présent.

Les schistes, lorsque la biotite est présente, possèdent une texture porphyroblastique où les phénoblastes de biotite sont orientés dans la schistosité ou dans une direction proche. La biotite se présente soit en cristaux isolés, soit en agrégats.

Des oxydes de fer parsèment ces schistes. Dans le secteur étudié nous n'avons pas observé les effets de la schistosité S_2 sur ces schistes mais MAHMOOD (1980) a pu observer que S_2 était postérieure aux phénoblastes de biotite, en affectant également S_{0-1} .

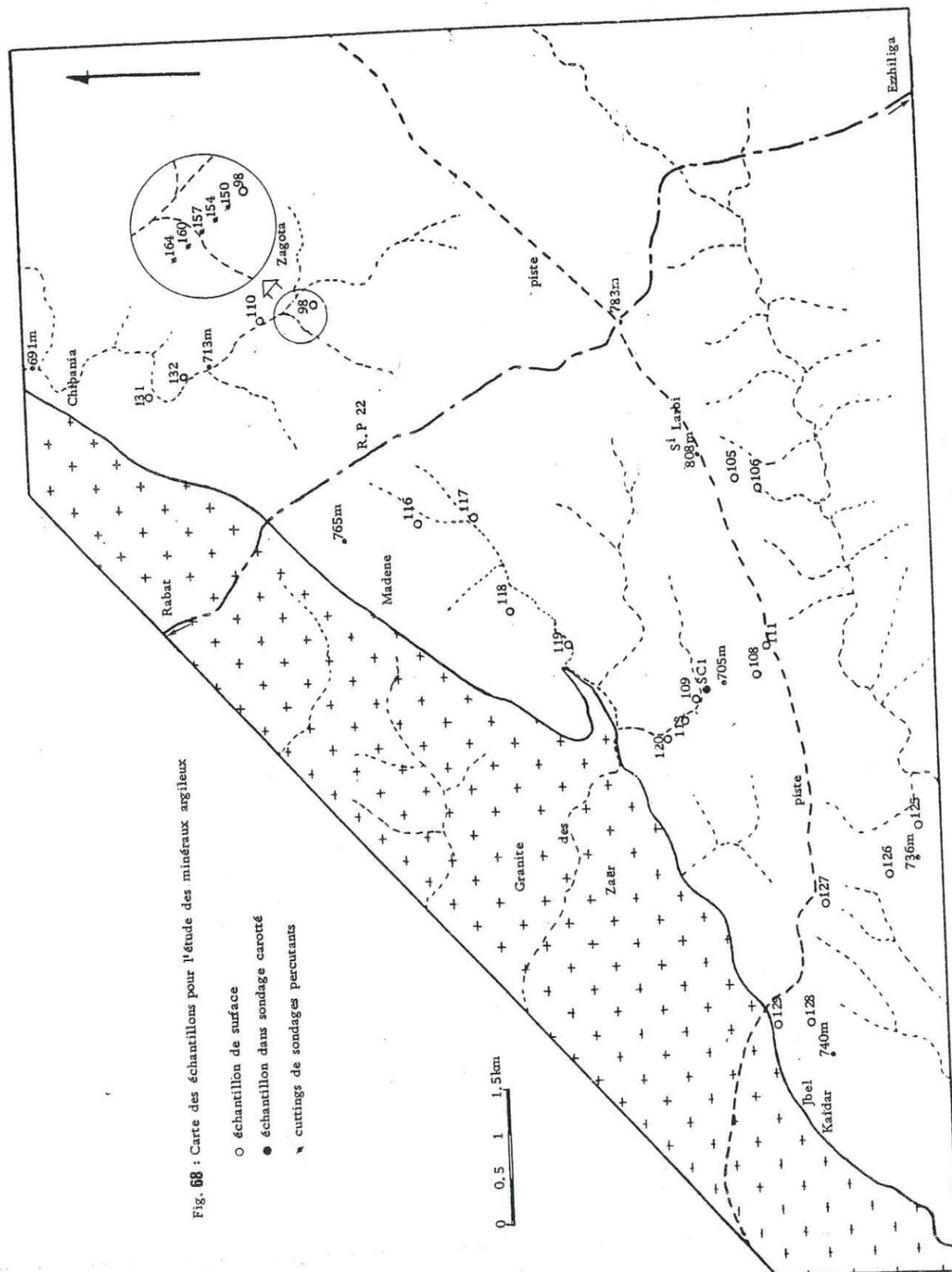


Fig. 68 : Carte des échantillons pour l'étude des minéraux argileux

- échantillon de surface
- échantillon dans sondage carotté
- * cuttings de sondages percuteurs

CHAPITRE III : ÉTUDE DES MINÉRAUX ARGILEUX

INTRODUCTION

L'étude des minéraux argileux permet d'aborder l'évolution du sédiment et de la sédimentation, dans les parties les plus fines. Cette évolution se traduit principalement par des variations cristallographiques et chimiques des minéraux argileux.

Cette étude a porté essentiellement sur les données cristallographiques des minéraux, et leurs variations chimiques ont pu être approchées selon les techniques développées à l'Institut de Géologie de Strasbourg, notamment par les travaux de DUNOYER DE SEGONZAC (1969).

Cette étude se déroule en trois étapes :

- une première partie traite de la méthode de détermination et des minéraux déterminés ;
- une deuxième concerne l'étude proprement dite des minéraux argileux ;
- une troisième étape porte sur une approche des climats ayant régi les formations de ces minéraux.

A' - DETERMINATION DES MINÉRAUX ARGILEUX

1 - Méthode

Nous avons prélevé 26 échantillons de surface dans les niveaux schisteux de l'Ordovicien supérieur, sur la bordure sud-est du granite, entre le contact avec ce dernier et la barre de quartzite de Sidi Larbi (fig. 68).

Leur répartition a été faite en fonction des affleurements existant le long de coupes grossièrement perpendiculaires au granite : ceci devait nous permettre de déceler une éventuelle influence du granite et permettait de recouper les niveaux stratigraphiques parallèles au contact.

Après la décarbonatation des échantillons par l'acide chlorhydrique, les minéraux argileux, de dimension inférieure à 2μ , ont été extraits par sédimentation, puis analysés par diffraction X d'après la technique des plaquettes orientées, sur échantillon séché à l'air, traité à l'éthylène-glycol, puis chauffé à 550°C .

La reconnaissance des minéraux argileux se fait à l'aide de ces trois diffractogrammes respectivement notés N (normal), E-G (éthylène-glycol) et CH (chauffage).

De plus, nous avons analysé les minéraux argileux sur diffractogrammes de poudre désorientée, toujours inférieure à 2μ . Cette méthode supplémentaire permet de distinguer les différents minéraux argileux d'une même famille par l'analyse des différents pics.

Enfin, le dosage relatif a été obtenu en sommant à 100 % les intensités des minéraux argileux mesurées en hauteur de pic sur les diffractogrammes des préparations à l'éthylène-glycol, en supposant, pour cela, que les pouvoirs de diffraction des minéraux sont à peu près équivalents.

2 - Les minéraux déterminés

Les minéraux argileux déterminés sont :

- L'illite : nous regroupons sous ce terme les divers types d'illites ou de micas présentant un pic à 10 Å ($2\theta = 8,8^\circ$), stable au chauffage.

- La kaolinite : elle est définie, sur les diffractogrammes, par un pic à 7 Å environ et surtout par le pic à 3,57 Å ($2\theta = 24,45^\circ$), non modifié après traitement à l'éthylène-glycol et disparaissant au chauffage.

- La paragonite : de la famille des micas, elle se dissocie des pics de l'illite dès le pic à 10 Å.

- La chlorite : la chlorite s'identifie par le premier pic à 14 Å ($2\theta = 6,3^\circ$) et par le pic à 3,53 Å. Elle est stable sur les diffractogrammes EG et CH, ce qui la distingue de la kaolinite.

- L'interstratifié régulier (14 C - 14 M) : cette argile gonflante a été identifiée par le passage, par gonflement des feuillets, du pic à 14 Å au pic à 15,5 Å sur diffractogramme EG, puis, par resserrement des feuillets au chauffage, à 12 Å.

De la même façon le pic à 28 Å (N), gonfle à 32 Å (EG), puis redescend à 24 Å (CH). Ce gonflement, puis le resserrement des feuillets est visible sur la figure.

- La goethite et l'hématite : bien qu'étrangers aux minéraux argileux, leur détermination a été faite sur certains diagrammes et leur interprétation va de pair avec celle des argiles.

- Le quartz : présent sur tous les diffractogrammes, son excellente cristallinité lui fait jouer le rôle d'étalon interne, permettant de caler avec précision les différents pics étudiés. Ces deux principaux pics sont à 4,26 Å et 3,33 Å ($2\theta = 20,8^\circ$ et $26,1^\circ$).

B' - ETUDE DES MINÉRAUX ARGILEUX

1 - Les minéraux argileux essentiels

1.1. L'illite

Ce minéral est présent dans tous les échantillons analysés (cf. tableau 2). La valeur du pourcentage de ce minéral est toujours supérieure à 30 % et peut atteindre 92 % (*).

Cette variation peut s'illustrer sur les coupes représentées sur la figure 69. Elle traduit une hétérogénéité dans la composition minéralogique des différents dépôts de l'Ordovicien supérieur.

(*) Ces pourcentages sont estimés en sommant à 100 % les hauteurs des pics majeurs des différents minéraux présents.

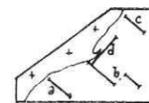
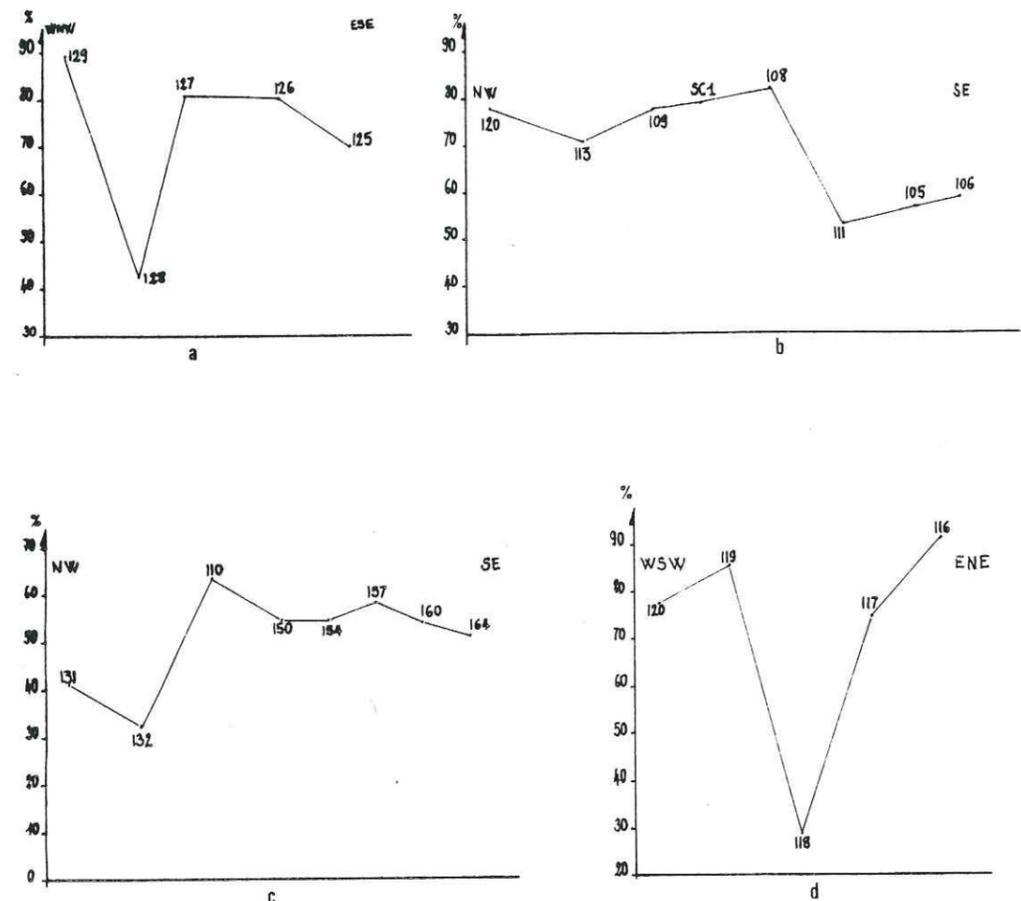


Figure 69 : Courbes de pourcentage de l'illite le long de différentes coupes

Il faut remarquer que, pour les teneurs de deux secteurs pourtant proches l'un de l'autre (fig. 69, d), il existe un grand écart.

1.1.1. La cristallinité de l'illite

La mesure de la cristallinité de l'illite permet d'évaluer la régularité du réseau cristallin du minéral, et d'approcher ainsi les conditions thermodynamiques de sa genèse.

La cristallinité ou l'indice d'aigu i se mesure sur la largeur à mi-hauteur du pic à 10 Å, dans le cas de l'illite, sur le diffractogramme à l'éthylène-glycol. Cet indice de cristallinité est exprimé en mm et la cristallinité est d'autant meilleure que la largeur est petite.

La valeur de chaque indice d'aigu de l'illite est reportée dans le tableau 2. Mis à part l'échantillon 98, on voit que l'indice varie assez peu, entre 2,3 et 3,5 mm ce qui traduit une très forte cristallinité et donc une très grande régularité du réseau cristallin.

1.1.2. Caractérisation de l'illite

Nous avons reporté sur le diagramme d'ESQUEVIN (1969) qui permet de caractériser les illites, les valeurs de l'indice d'aigu i en fonction du rapport des intensités du pic à 5 Å (raie (002)) sur celles du pic à 10 Å (raie (001)), (fig.70). Ce rapport $\frac{I(002)}{I(001)}$ est donné dans le tableau 2.

n° échantillon	i	I-Mu	K	C	P	(C-M)R	Anchizone	Epizone	$\frac{I(002)}{I(001)}$
									0,310
98	4.5	+	+						0,405
105	2.6	+	+			+		+	0,355
106	2.7	+	+				+	+	0,370
108	3.4	+	+					+	0,415
109	2.3	+	+				+		0,410
110	3.	+	+		+			+	0,440
111	2.5	+	+			+		+	0,435
113	2.3	+	+				+	+	0,475
116	3.	+	+					+	0,465
117	2.5	+	+			+		+	0,390
118	3.5	+	+				+	+	0,365
119	2.7	+	+					+	0,385
120	2.3	+	+					+	0,455
125	2.4	+	+			+		+	0,460
126	2.4	+	+			+		+	0,450
127	2.8	+	+					+	0,480
128	2.5	+	+					+	0,395
129	2.8	+	+					+	0,460
131	2.5	+	+	+				+	0,430
132	2.8	+	+			+		+	0,380
150	2.8	+	+					+	0,405
154	2.6	+	+			+			0,420
157	3.4	+	+			+			0,490
160	2.9	+	+			+			0,405
164	3.2	+	+	+		+			0,405
SC1	2.7	+	+					+	0,437

i : indice decristallinité de l'illite
 I-Mu: muscovite détritique
 K: Kaolinite
 C: Chlorite
 P: Paragonite

(C-M)R: interstratifié régulier chlorite-montmorillonite de type corrensite
 $\frac{I(002)}{I(001)}$: rapport d'intensité des pics (001) et (002) de l'illite

Tableau 2 : Analyses d'argiles par diffraction X (institut Dolomieu)

Ce diagramme (fig.70) nous permet d'une part de situer la cristallinité de l'illite par rapport à l'intensité de la diagenèse puis du métamorphisme, et d'autre part de caractériser son chimisme par la valeur du rapport $\frac{I(002)}{I(001)}$.

$\frac{I(002)}{I(001)}$

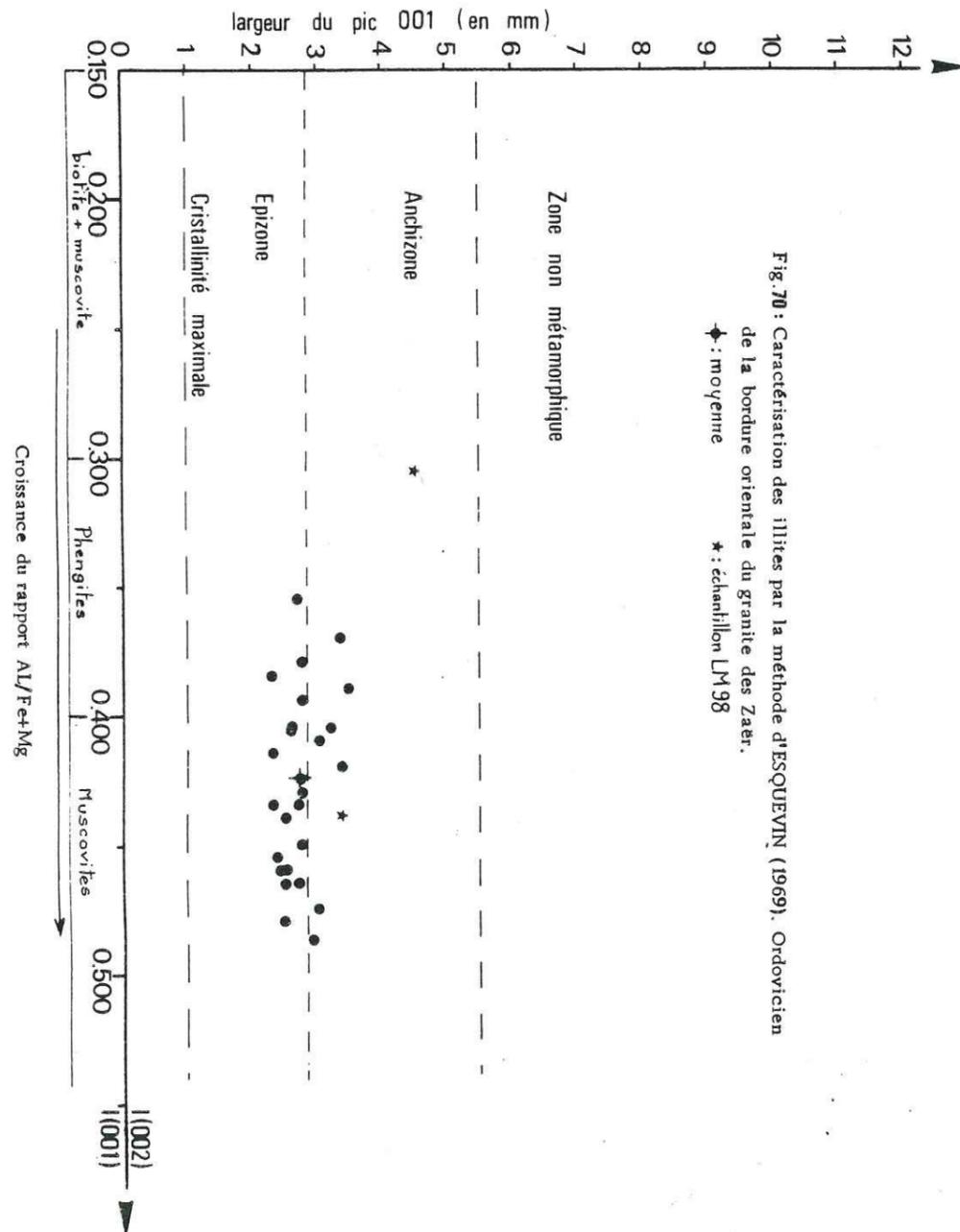


Fig.70 : Caractérisation des illites par la méthode d'ESQUEVIN (1969), Ordovicien de la bordure orientale du granite des Zaer.
 ◊ : moyenne * : échantillon LM98

Le nuage de points obtenus se situe sur la limite anchizone-épizone. Cette limite se situant (pour les diffractogrammes effectués à l'Institut de Géologie de Grenoble) vers l'indice d'aigu 2,85, la limite anchizone-diagénèse étant à 5 environ.

Le barycentre du nuage obtenu a pour coordonnées : $i = 2,75$ et $I(002) = 0,425$. Il se trouve donc au début de l'épizone.

La question se pose de savoir si cette cristallinité élevée de l'illite est acquise avant la sédimentation ou pendant l'enfouissement et le métamorphisme développé par le granite des Zaër.

DUNOYER de SEGONZAC (1969) note à propos de l'Ordovicien du bassin de Polignac (Sahara) que la sédimentation argileuse est très uniforme : l'illite a une cristallinité particulièrement élevée. Il explique cette cristallinité par le fait que l'illite détritique, arrachée par l'érosion aux vieilles séries métamorphiques émergées à l'époque, a conservé intacte la cristallinité élevée des schistes cristallins.

Le diagramme de la figure 71 caractérisant les illites de l'Ordovicien étudiées par DUNOYER (1969) montre que la cristallinité se situe entre 5 et 8 et n'atteint pas le domaine de l'épizone.

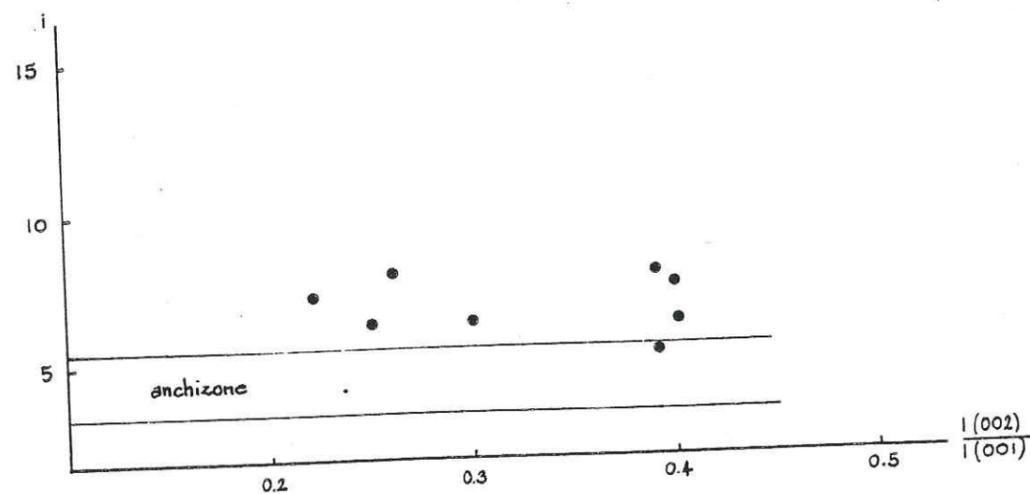


Figure 71 : Caractérisation des illites de l'Ordovicien du bassin de Polignac (Sahara) (DUNOYER DE SEGONZAC, 1969)

D'une manière analogue, le diagramme des illites du Cambrien et de l'Ordovicien du Môle côtier de la Meseta marocaine, effectué par PIQUE (1979), montre que le domaine de l'épizone n'est que rarement atteint (fig. 72).

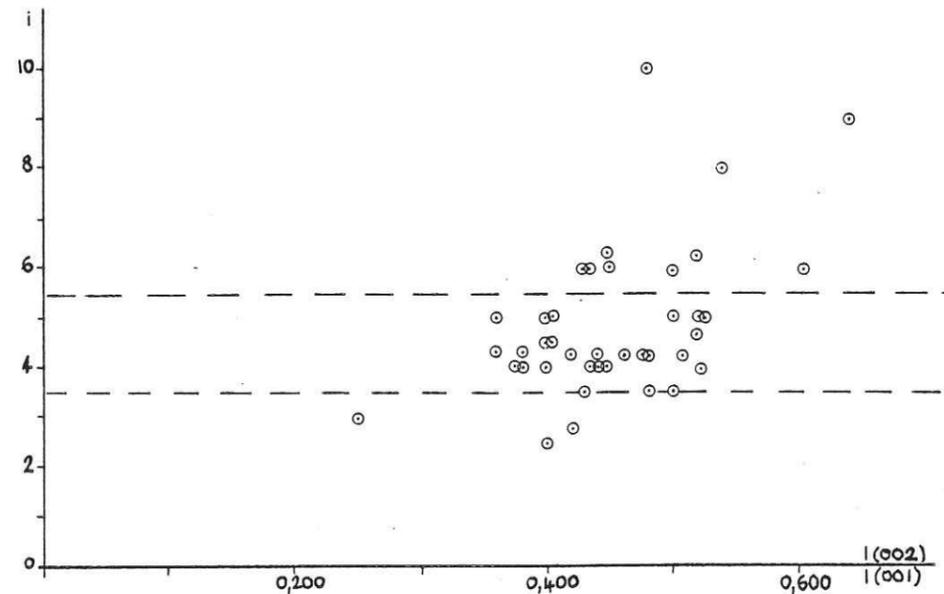


Figure 72 : Caractérisation des illites du Cambrien et Ordovicien du môle côtier (PIQUE, 1979)

Par extrapolation, on peut donc supposer que les illites étudiées ici sont détritiques, avec une cristallinité originelle supérieure à 4 et que la valeur moyenne mesurée à 2,75 traduit l'arrangement du réseau cristallin par un métamorphisme régional épizonal (fig. 70). Précisons à cet effet que le métamorphisme de contact développé par le granite a une influence négligeable sur la cristallinité de l'illite ainsi que nous pouvons le voir sur la figure 73.

1.1.3. Détermination des muscovites détritiques

L'illite a été plus précisément étudiée sur les diffractogrammes de poudre désorientée inférieure à 2μ pour distinguer les différents polymorphes.

La mesure du pic (060) permet de différencier les polymorphes des micas et des illites et notamment de distinguer les illites-muscovites, des phengites et des paragonites.

Le tableau 3 ci-dessous donne les valeurs de $d(060)$ en Å pour ces différents minéraux et le pic caractéristique pour distinguer l'illite 1 M de l'illite 2 M.

	Illite 1M	Illite 2M	Muscovite	Phengite	Paragonite
$d(060)$ en Å	1.499 1.497	1.499	1.501 à 1.504	1.506 à 1.519	1.480
	3.075 3.08 (12)	2.870 (15)			

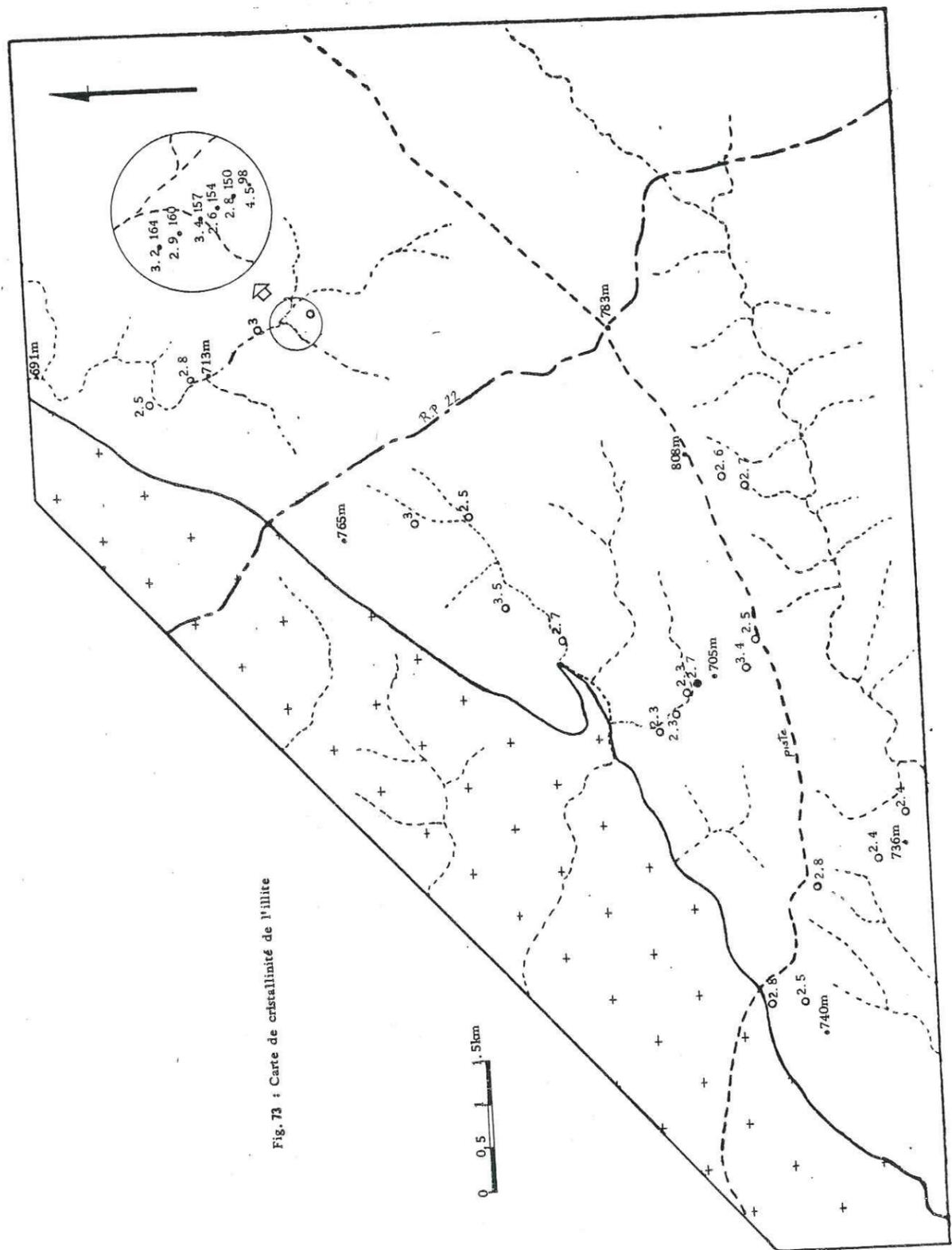


Fig. 73 : Carte de cristallinité de l'illite

Le quartz joue le rôle d'étalon interne pour caler les pics, en particulier par le pic d (211) = 1,541 Å.

Sur l'ensemble des diffractogrammes, nous avons pu déterminer que l'illite 2 M était la seule présente.

DUNOYER de SEGONZAC (1969) constate que la forme 2 M est la plus stable et qu'elle correspond aux illites détritiques des vieux schistes du bouclier saharien. L'élévation de la température, à la limite du métamorphisme, réalise dans tous les cas la structure 2 M.

La cristallinité des illites de notre secteur d'étude indiquant le début du domaine de l'épizone, l'illite est de type 2 M et de composition proche des muscovites, composition qu'elle possédait peut-être dès son départ des vieilles séries.

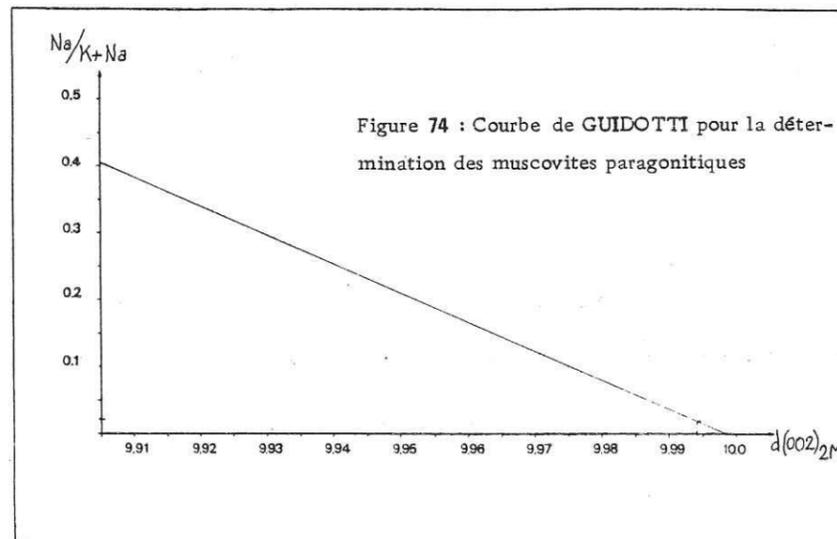
Le diagramme d'ESQUEVIN (fig. 70) nous montre que plus des 3/4 des illites étudiées ont un rapport $I(002)$ supérieur ou égal à 0,400, ce qui les place dans le domaine des muscovites alumineuses. Il nous faut alors remarquer que les illites du Cambrien et de l'Ordovicien de la figure 72 ont une situation comparable alors qu'elles n'ont pas subi de métamorphisme épizonal.

Ceci tendrait à montrer que les illites héritées ont dès le départ une composition très proche des muscovites, qu'elles n'ont pas évolué : aussi emploiera-t-on le terme d'illite-muscovite détritique ou héritée.

L'illite 2 M ne se différencie de la muscovite que par un léger déficit en potassium, ce qui augmente la cristallinité en provoquant des irrégularités dans les empilements.

1.1.4. Les muscovites paragonitiques

GUIDOTTI (1966) a établi un rapport entre l'espacement basal des muscovites et leur teneur en sodium. Ce rapport est donné par la droite de corrélation de la figure 74.



Le $d(002) 2 M$ moyen des muscovites de nos diffractogrammes est de 9,994, ce qui donne un rapport $Na/K + Na$ très proche de 0.

Les muscovites observées ici ne seraient donc pas de type paragonitique, mais des muscovites très pures, héritées des roches de la plateforme saharienne.

1.2. La kaolinite

La kaolinite est toujours présente dans les échantillons (cf. tableau 2) jusqu'à des teneurs très faibles. La teneur moyenne est de 26% mais avec un écart-type de 17,4% montrant la grande hétérogénéité des teneurs de ce minéral.

Sa répartition géographique est homogène (fig. 75) et il est remarquable que les plus faibles teneurs (inférieures à 10%) soient toutes situées dans les échantillons proches du contact avec le granite. Ces échantillons sont des cornéennes de schistes, ce qui semblerait indiquer leur résistance à l'altération et à la néoformation de kaolinite.

1.2.1. Les conditions de genèse de la kaolinite

La kaolinite est un minéral caractéristique des altérations continentales. Elle peut apparaître dans la zone d'altération de roches telles que les schistes : elle se forme aux dépens des minéraux de métamorphisme (andalousite) mais également de la chlorite, de l'illite et des feldspaths (PAQUET, 1970).

Il y a néoformation de kaolinite dans les régions à climat chaud et humide, caractérisées par un milieu lessivé et acide.

La genèse de la kaolinite s'effectue donc à partir des produits libérés par l'hydrolyse et cette genèse se maintient tant que l'altération lessivante est assurée.

1.2.2. Distinctions dans le groupe de la kaolinite

Le groupe de la kaolinite comprend 4 minéraux principaux :

- la kaolinite ;
- l'hallowysite ;
- la dickite ;
- la nacrite.

L'hallowysite est un minéral très peu fréquent, aussi nous intéresserons-nous aux trois autres qui apparaissent successivement dans l'ordre kaolinite-dickite-nacrite avec l'augmentation de la température.

La distinction entre ces différents minéraux a été effectuée comme pour la muscovite sur les diffractogrammes de poudre désorientée, inférieure à 2μ .

Bien que difficile à cause du grand nombre de pics appartenant à d'autres minéraux, cette distinction a toujours déterminé la kaolinite (fig. 76).

Figure 75: CARTE DE RÉPARTITION DES MINÉRAUX ARGILEUX

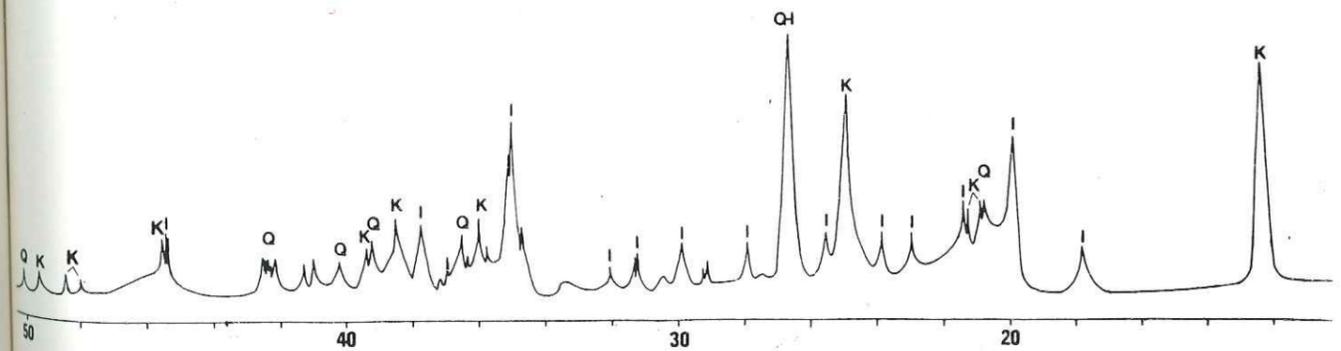
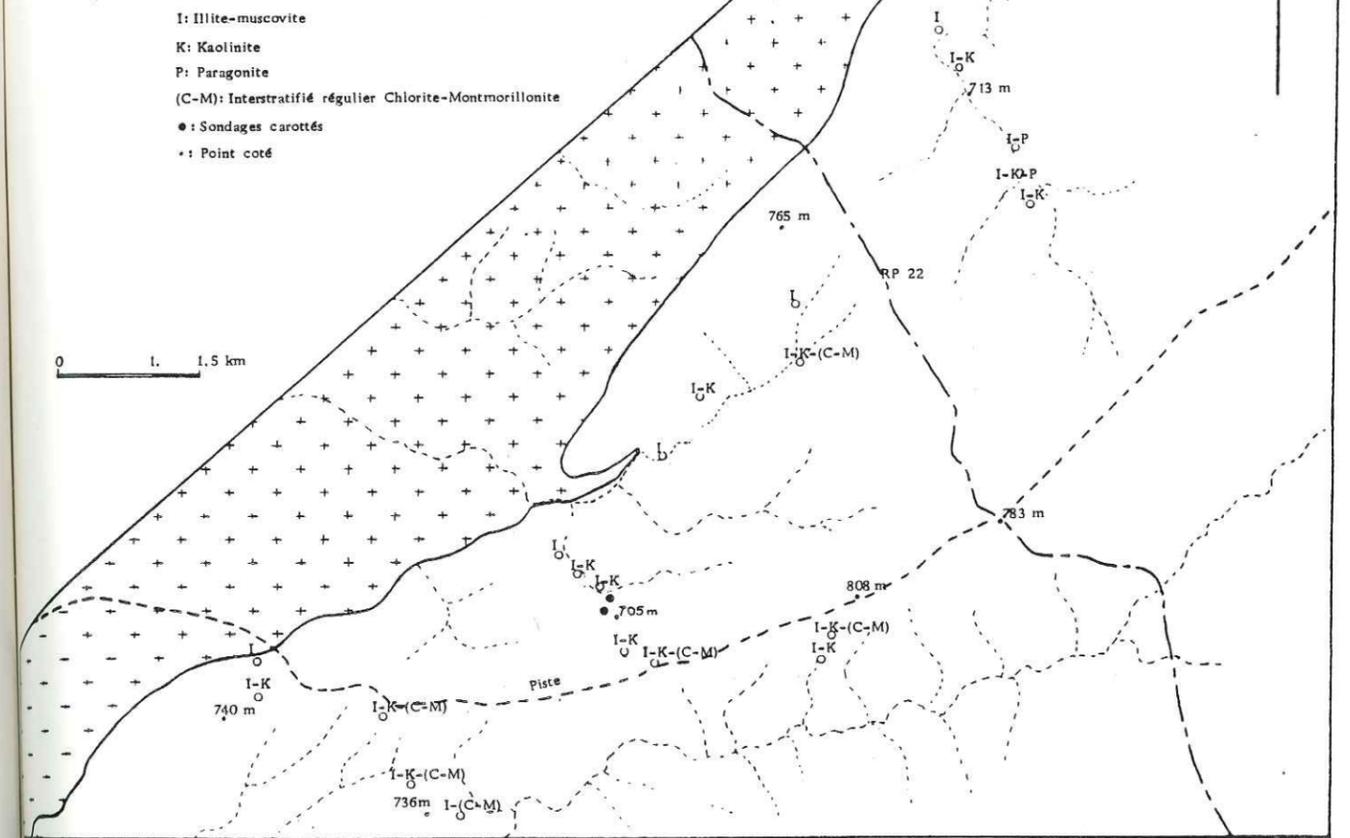


Figure 76 : Diagramme de poudre désorientée : détermination de la kaolinite

La kaolinite est un minéral stable jusque dans la diagenèse moyenne où la dickite peut également apparaître suivant les conditions thermodynamiques. Dans la diagenèse profonde, la kaolinite, instable, recristallise en dickite et la nacrite apparaît lorsque la pression s'élève.

Dans l'anchizone, les seuls minéraux argileux présents sont l'illite et la chlorite; l'illite pouvant être le produit de recristallisation de la kaolinite.

Ainsi, la kaolinite, observée dans tous les diffractogrammes que nous avons effectués, ne peut s'être formée qu'après le métamorphisme, lors d'une altération continentale sous climat lessivant.

1.2.3. La poche de sable argileux rouge

L'échantillon 98, prélevé dans une poche de sable argileux rouge, remarqué par sa forte radioactivité mesurée au SPP2 (5000 c/s), est caractérisé par une très forte teneur en kaolinite (92 % des minéraux argileux) accompagnée d'une illite mal cristallisée (fig. 77) : l'indice d'aigu est de 4,5 et le rapport $\frac{I(002)}{I(001)}$ à 0,310.

$I(001)$

La valeur de ce rapport indique une proportion relativement importante en Fe et Mg par rapport aux autres illites (fig. 70).

Le diffractogramme de poudre sur roche totale a confirmé la présence de kaolinite et également indiqué la présence de quartz (en grande quantité), de micas (illite-muscovite) et d'hydroxydes de fer (hématite). Ce diffractogramme est donné sur la figure 78.

Nous disposons également d'une analyse chimique par fluorescence X ; la composition chimique de l'échantillon 98 est donnée dans le tableau 4 ci-dessous :

Tableau 4	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.F
Analyse	49.32	18.47	13.52	0.03	0.81	0.02	0.00	1.24	0.69	0.14	15.59
Fluo. X Institut Dolomieu											
Analyse re- calculée avec P.F=5%	55.62	20.83	15.25	0.03	0.91	0.02	0.00	1.40	0.78	0.16	5.00

La position de cette poche de sable argileux rouge sans relation géologique évidente avec les schistes noirs environnants, son contour bien défini recoupant les directions générales, tout ceci a contribué, en définitive, à interpréter cette poche comme le résultat d'une intense altération sur un apex granitique.

Cette altération aurait conduit à la néoformation de kaolinite par destruction des feldspaths, la coloration rouge étant due à l'enrichissement en hydroxydes de fer par des solutions lessivantes provenant des schistes environnants.

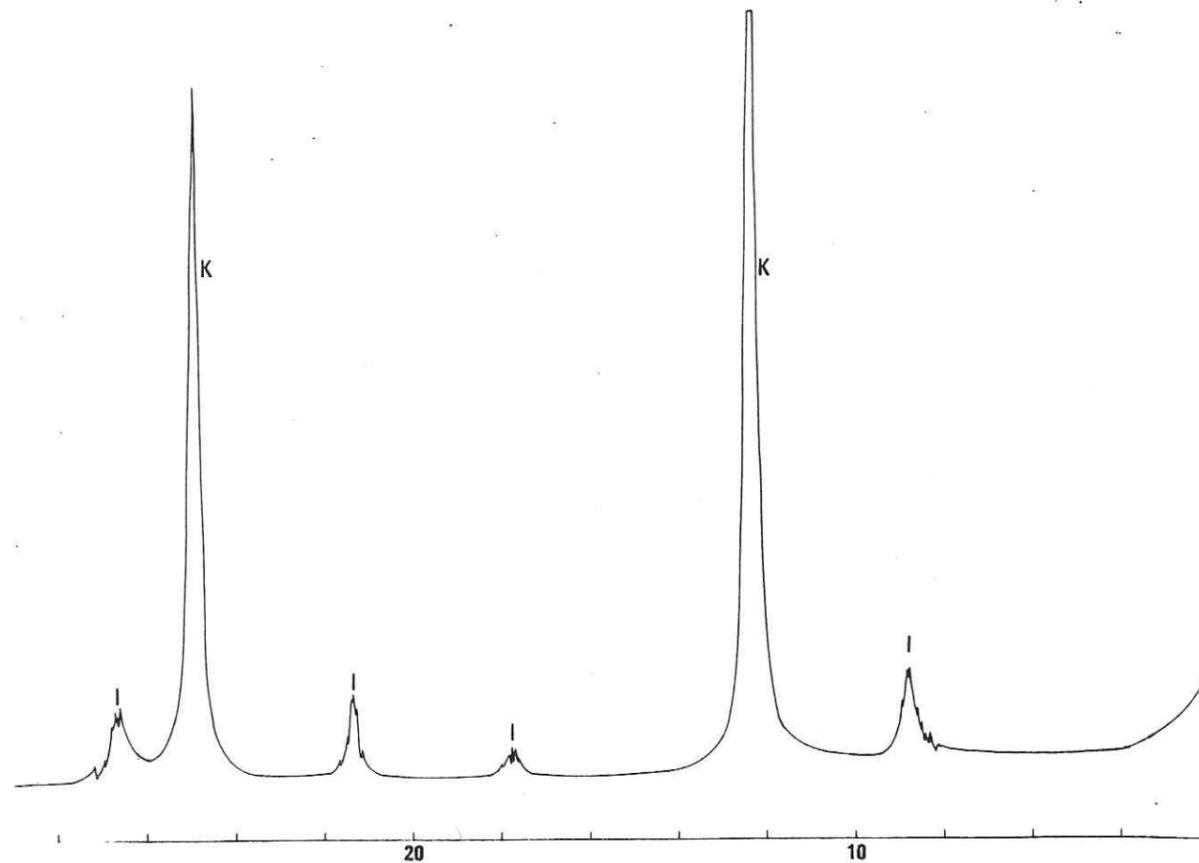


Figure 77 : Diffractogramme X de l'échantillon 98

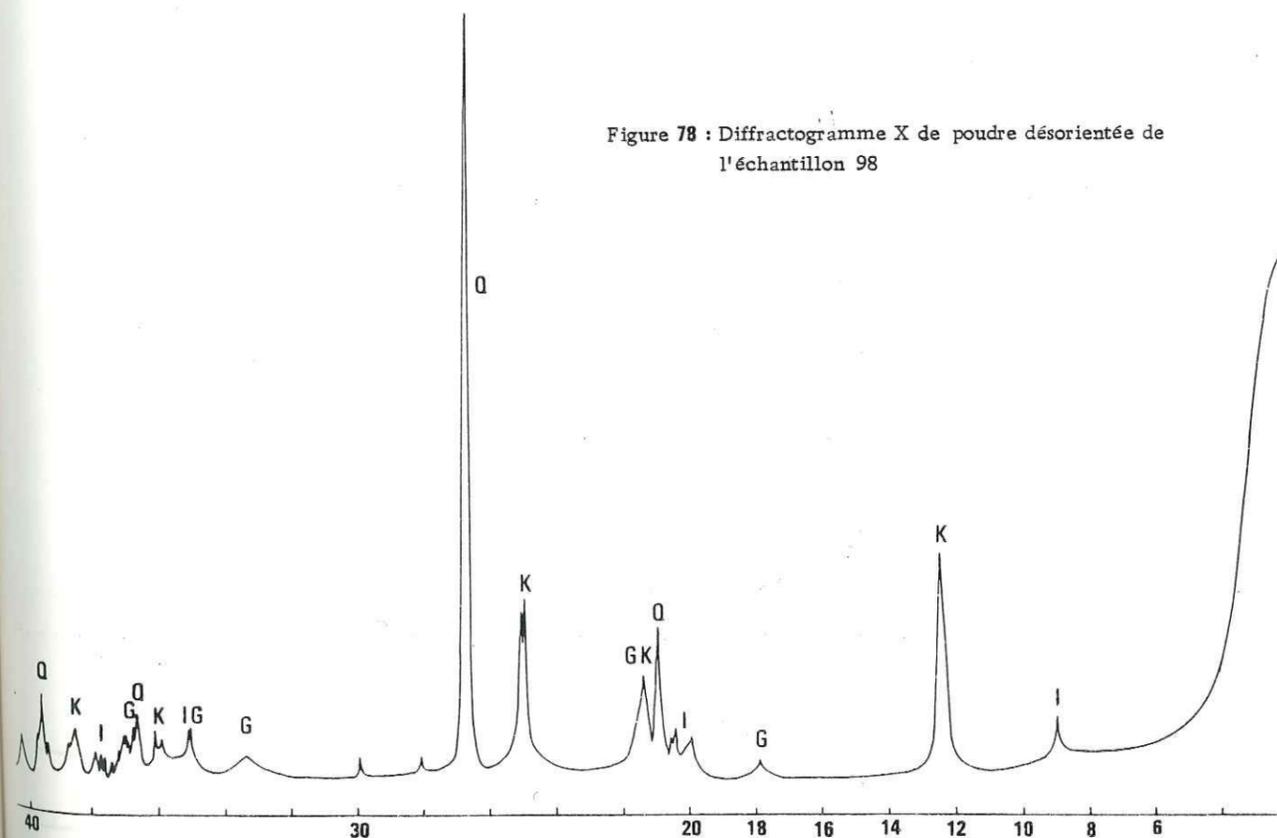


Figure 78 : Diffractogramme X de poudre désorientée de l'échantillon 98

1.2.4. La relation illite-kaolinite

Il existe une bonne corrélation négative entre les teneurs en illite et les teneurs en kaolinite : le coefficient de corrélation entre ces teneurs est égal à $-0,843$. Ceci indique que lorsque l'un augmente, l'autre diminue.

Cette corrélation négative provient du fait que dans les minéraux argileux déterminés, l'illite et la kaolinite sont les deux constituants majeurs et que la kaolinite, qui apparaît, nous l'avons vu, tardivement par rapport à l'illite, se forme aux dépens de l'illite quand l'altération est poussée.

2 - Les minéraux argileux accessoires

2.1. La paragonite

Ce minéral appartient au groupe des micas dont il est le terme sodique.

La paragonite a été reconnue dans 7 échantillons (tableau 2) et sa répartition cartographique est remarquable : ces échantillons sont regroupés sur une même coupe (fig. 68, 75).

Les pics de la paragonite montrent une cristallinité assez bonne, bien que parfois le pic à $9,6 \text{ \AA}$ s'individualise difficilement de celui de l'illite à 10 \AA (fig. 79).

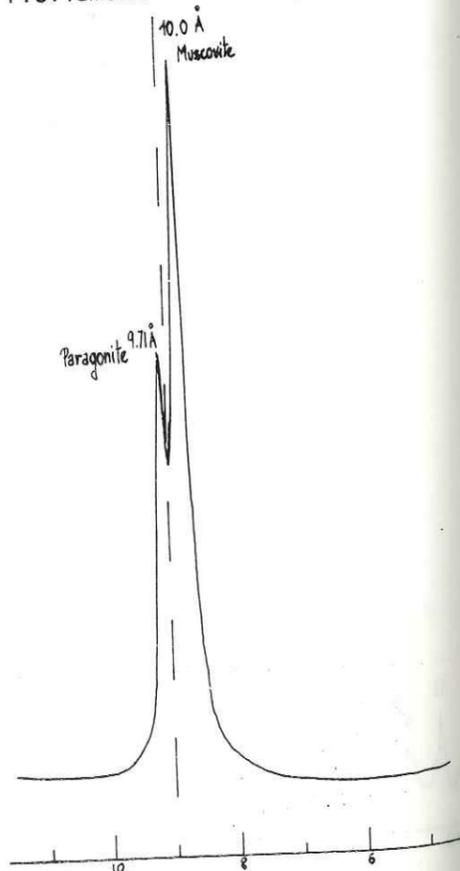


Figure 79 : Individualisation du pic de la paragonite

La paragonite est un minéral qui cristallise dans l'épizone dans des roches très sodiques. Le très faible pourcentage en Na_2O des schistes de l'Ordovicien semble impliquer que la néoformation de ce minéral puisse être contemporaine de circulations de fluides saturés en sodium dans un environnement soumis à un métamorphisme épizonal.

Nous ne pouvons faire intervenir un héritage car la paragonite n'apparaît que dans certains échantillons. Ces échantillons ont été prélevés sur une coupe où affleurent un apex granitique de faciès aplitique et la poche d'argile rouge interprétée précédemment comme un apex granitique également.

Ainsi, la paragonite semble être très locale et sa formation liée aux circulations de fluides accompagnant l'intrusion granitique.

2.2. La chlorite

Bien qu'étant dans une zone soumise à un métamorphisme régional (faciès schistes verts) et que sa présence ait été confirmée par l'étude en lame mince, la chlorite est relativement rare dans les fractions $< 2 \mu$ (tableau 2). Par contre, elle a été décelée de nombreuses fois dans des diffractogrammes de poudre sur roche totale.

Cette rareté dans les fractions fines s'explique par sa dégradation due à l'altération superficielle qui a conduit à la formation d'un interstratifié régulier.

2.3. L'interstratifié ($14_C - 14_M$) R

Identifié sur 7 échantillons, sa répartition géographique semble quelconque (fig. 75).

Son étude a été faite sur les diffractogrammes orientés de la fraction inférieure à 2μ (fig. 80). Le minéral identifié correspond à un interstratifié régulier chlorite-montmorillonite ($14_C - 14_M$) proche du type de la corrensite.

Nous suivons l'étude de PAQUET (1970) sur l'évolution géochimique des minéraux argileux au Maroc. La présence de l'interstratifié régulier ($14_C - 14_M$) atteste de l'altération ménagée de la chlorite (encore présente dans l'interstratifié) par un lessivage des ions alcalins et alcalino-terreux de la couche octaédrique et par l'introduction (agradation) de silicium dans la couche tétraédrique.

Les interstratifiés réguliers provenant de l'altération de la chlorite, se développent dans la roche-mère, ici les schistes, et disparaissent dans la zone d'altération des sols.

2.4. La goethite et l'hématite

Outre leur présence à l'affleurement sous forme de placages sur les schistes, de remplissages dans des diaclases et de concrétionnements ferrugineux, ces oxy-hydroxydes de fer ont été décelés sur le diffractogramme de poudre sur roche totale de la poche de sable argileux rouge (échantillon 98).

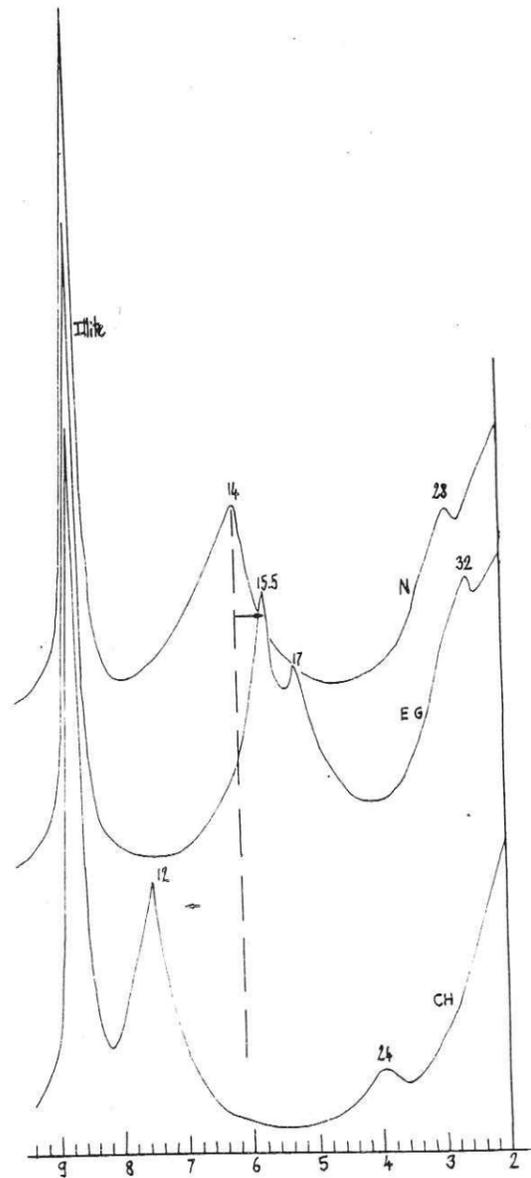


Figure 80 : Identification de l'interstratifié (14C-14M)R

Ces oxy-hydroxydes de fer se sont formés au cours d'altérations lessivantes du sol conduisant à la formation d'encroûtements ferrugineux (les "kerchas").

Le climat permettant cette formation est de type méditerranéen chaud, proche du climat tropical à saisons contrastées.

Sous un climat humide, méditerranéen ou tropical à saison sèche, il y a développement d'une cuirasse ferrugineuse ou de sols à concrétionnements ferrugineux et néoformation de kaolinite.

C - LES MINÉRAUX ARGILEUX ET LES PALEOCLIMATS

Des observations faites sur les minéraux argileux, on peut déduire quels ont été les climats qui ont régné sur la région.

Ces déductions ne sont possibles que si l'évolution des climats se fait dans le sens d'une aridité croissante : cette aridité préserve les sols et les altérations alors qu'un climat humide favorise la dégradation, l'altération et le transport des sols qui ne cessent d'évoluer.

L'illite-muscovite est un minéral détritique des sédiments ordoviciens, hérité, comme nous l'avons vu, du démantèlement de la plate-forme saharienne. Le métamorphisme épizonal développé par un flux thermique au droit de l'intrusion granitique des Zaër, a augmenté sa cristallinité et probablement renforcé son caractère alumineux.

La kaolinite a pu exister dans le sédiment ordovicien, mais la diagenèse d'enfouissement sous 2500 m de terrains (épaisseur des formations comprises entre l'Ordovicien supérieur et le Dévonien moyen) puis le métamorphisme l'ont probablement recristallisée en illite indistinguable, actuellement, de la muscovite héritée.

Le métamorphisme épizonal culminant dans la région étudiée a induit la cristallisation de minéraux spécifiques, ici des faciès schistes-verts : ces minéraux sont l'andalousite, la chlorite et, à un moindre degré, la biotite.

L'altération de ces minéraux sous un climat hydrolysant, a favorisé la néoformation de la kaolinite aux dépens de l'andalousite, peut-être également de la chlorite et de l'illite.

Cette même altération peut être responsable de la dégradation ménagée de la chlorite en un interstratifié régulier du type de la corrensite, et du développement des concrétionnements ferrugineux en surface.

Cette altération lessivante est, sans doute, tardive par rapport à la sédimentation et au métamorphisme, et relativement récente ; en effet, les érosions ayant profondément décapé l'anticlinal des Oulad Khalouk (disparition de la couverture paléozoïque et d'une partie du granite), l'altération continentale observable actuellement n'a pu se développer et subsister qu'après la dernière érosion et la dernière transgression qui sont datées respectivement du Miocène supérieur et du Tortonien.

BEAUDET (1969) indique que les concrétionnements ferrugineux seraient les témoins du climat hydrolysant du Villafranchien ancien.

Partant de ce constat, nous pouvons en déduire que les néoformations de la kaolinite et de la corrensite sont probablement contemporaines de la constitution des concrétionnements ferrugineux au Villafranchien ancien. Il régnait alors un climat humide à saisons contrastées (tropical) favorables aux lessivages mais conservant un caractère ménagé (interstratifiés réguliers et conservation de la cristallinité des illites).

Les sols ferrugineux ayant quasiment entièrement disparu, l'absence de sol quelconque protégeant la roche-mère, témoigne du climat semi-désertique qui succède et perdure actuellement.

Ce climat a détruit la couverture végétale et les pluies, faibles en volume (500 mm répartis sur 3 mois d'hiver), ruissellent sur cette surface durcie, imperméable, entraînant les fines particules et empêchant la constitution d'un sol. La roche est mise à nu sans subir d'altérations chimiques : une preuve en est la forte teneur en uranium des 10 premiers centimètres du terrain, teneur de l'ordre de 20 ppm.

CONCLUSION

Malgré le peu d'échantillons analysés, l'étude des minéraux argileux a permis :

- d'affirmer le caractère détritique des horizons argileux dans les sédiments ordoviciens ;
- de montrer le caractère épizonal du métamorphisme régional dans le secteur étudié ;
- de mettre en évidence le climat hydrolysant ménagé du Villafranchien ancien, et l'aridité du climat impliquant la conservation des néoformations depuis le Villafranchien récent.

CHAPITRE IV - LE MÉTAMORPHISME

1 - Introduction

L'étude du métamorphisme dans le secteur étudié porte sur les deux événements thermiques, distincts par les paragenèses et par les déformations associées. Ce sont en premier lieu le métamorphisme régional et deuxièmement, le métamorphisme de contact.

Ces deux métamorphismes ont été précédemment identifiés par VANDENVEN (1969) dans la région de Sibara (W. du granite), par PIQUE (1979) sur la bordure NW du batholite des Zaër et par GIULIANI (1982) sur la bordure SE.

2 - Le métamorphisme régional

2.1. L'épizone ou le stade faible du métamorphisme général

Le métamorphisme culminant au droit du massif granitique des Zaër (PIQUE, 1979) appartient, en premier lieu, au stade faible du métamorphisme général.

Nous nous intéresserons principalement au cours de ce chapitre à la séquence métamorphique grésopélitique à pélitique. La séquence arénacée, représentée par des quartzites purs, ne reflète pas les conditions du métamorphisme d'une manière évidente.

La paragenèse minérale développée dans la séquence grésopélitique sur la bordure NE du batholite est la suivante :

Chlorite + andalousite + muscovite + quartz (1).

Cette paragenèse (1) est typique du stade faible ou de l'épizone d'après WINKLER (1979). Elle est d'autant mieux réalisée que les schistes ont une composition chimique adéquate.

Le stade de l'épizone nous a déjà été indiqué par la valeur de la cristallinité de l'illite étudiée dans le chapitre précédent.

MAHMOOD (1980) et GIULIANI (1982) ont attribué ce métamorphisme au type "greenschist-facies" selon la terminologie de TURNER et VERHOOGEN (1960).

Cette classification est remplacée par celle de WINKLER (1979) qui divise l'ensemble du domaine du métamorphisme en quatre zones :

- le stade très faible de métamorphisme ;
- le stade faible ;
- le stade moyen ;
- le stade élevé.

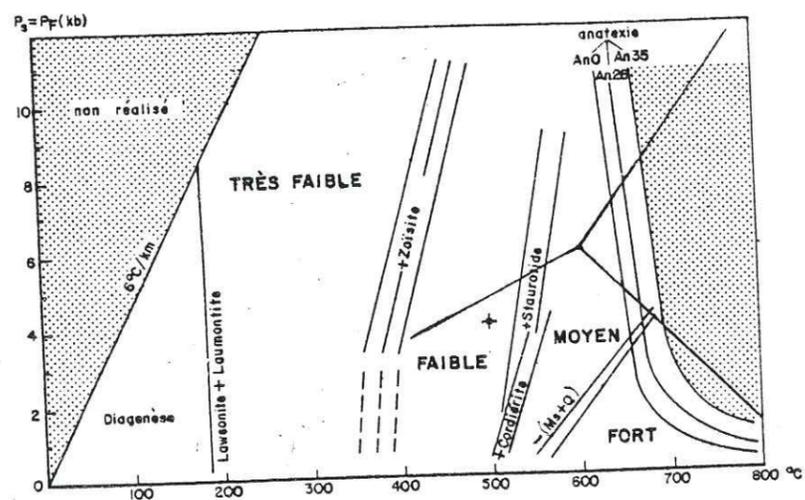


Figure 81 : Les quatre étapes de métamorphisme en fonction de T et P

Ces quatre zones sont situées sur le diagramme de température et de pression de la figure 81. Le stade faible se divise en deux sous-zones :

- la zone des schistes verts avec la paragenèse minérale : chlorite + quartz + zoïsite ;
- l'épizone avec comme minéral caractéristique, la chlorite.

La zoïsite ne peut se former faute d'un chimisme adéquat des schistes grésopélitiques essentiellement silico-alumineux. Ils sont dépourvus de calcium (0,5 %) qui intervient dans la composition de la zoïsite ($(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{SiO}_4)(\text{OH})(\text{O})\text{Ca}_2\text{Al}_3$). De plus, il n'existe pas de silicates calciques qui auraient pu, par altération, aboutir à la formation de zoïsite.

La limite supérieure du stade faible de métamorphisme est marquée par la disparition de la chlorite et l'apparition du grenat almandin.

WINKLER (1979) ajoute que, pour la séquence pélitique, seule la cristallinité de l'illite permet de déterminer la zone de métamorphisme : le métamorphisme conserve les transformations des roches pélitiques à illite-chlorite issues de la diagenèse profonde, à travers l'anchizone jusque dans l'épizone.

2.2. La formation du grenat almandin

Lors de l'étude de lames minces, nous avons trouvé dans l'une d'elles un niveau à grenat en grains de dimension millimétrique (1 à 2 mm) associés à la chlorite et à la pyrite.

L'étude en diffraction X de ces grenats a permis d'identifier le grenat almandin sur la figure 82, variété alumineuse des grenats (pyrralites) et très riche en fer ferreux.

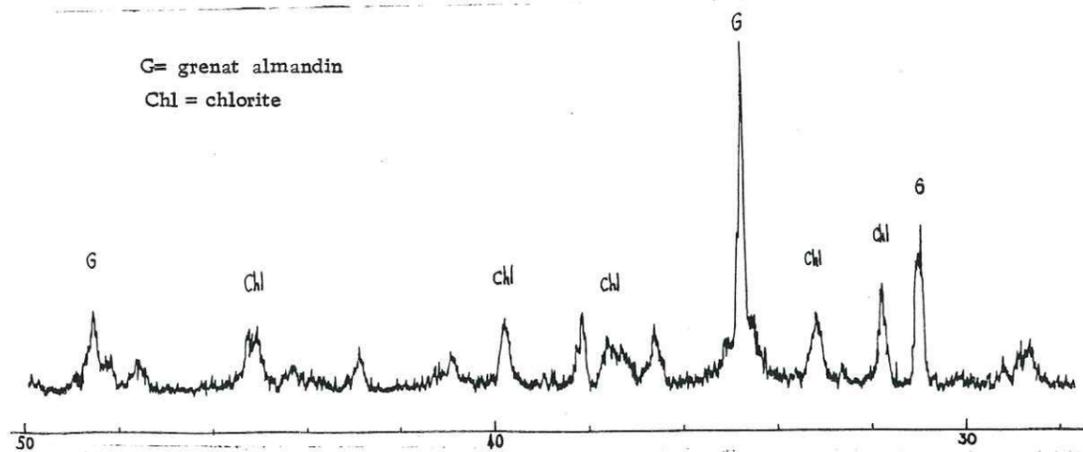


Figure 82 : Diffractogramme X du grenat almandin

La formation du grenat almandin dépend, outre la température et la pression sur lesquelles nous reviendrons, de la valeur du rapport :

$\frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}}$. WINKLER (1979) indique qu'il y a formation de grenat almandin lorsque la valeur de ce rapport est égale à 0,8.

Nous avons cherché à évaluer la valeur de ce rapport à partir de l'analyse chimique de l'échantillon à grenat, analysé par fluorescence X (analyse LM 8275 en annexe II). Le calcul nous donne une valeur égale à 0,88, proche de celle indiquée par WINKLER, ce qui rend fort probable la formation de l'almandin par un métamorphisme régional dans le stade faible.

Le grenat almandin est le minéral "classique" du métamorphisme des sédiments argileux ; aussi, marque-t-il probablement une passée plus pélitique dans la séquence grésopélitique de la bordure NE du batholite des Zaër.

La présence du grenat almandin dans la paragenèse du métamorphisme nous renseigne sur les conditions de pression et de température nécessaires pour sa formation.

Nous résumons ci-après les valeurs indiquées dans des travaux sur le métamorphisme des séries grésopélitiques :

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

P	T	Auteur
3 kb	500°C	PECHER (1978)
4 kb	500°C	WINKLER (1979)
5 kb	600°C	WINKLER (1979).

Le grenat almandin se forme, principalement, à partir de la chlorite selon la réaction :



La composition du grenat est probablement identique à la composition d'un grenat almandin de paramètres cristallographiques voisins donné par DEER (1962) :

Almandin	65,4 %
Andradite	2,7 %
Grossulaire	2,5 %
Pyrope	25,9 %
Spessartine	3,6 %

L'apparition du grenat almandin marque la fin du stade faible et le début du stade moyen du métamorphisme ou de la mésozone. C'est donc un bon indicateur des conditions du métamorphisme régional sur la bordure NE du batholite des Zaër.

En résumé, le métamorphisme régional du secteur étudié se situe dans la partie supérieure du stade faible ou de l'épizone.

La paragenèse minérale la plus courante est :

Chlorite + andalousite + muscovite + quartz.

Le grenat almandin, présent lorsque le chimisme de la roche le permet, associé à la chlorite, précise les conditions de pression et de température, voisines de 3/4 kb et 500°C.

2.3. Les structures développées par le métamorphisme régional

Les structures développées par le métamorphisme régional ne sont visibles que dans la séquence grésopélitique : les quartzites de la séquence gréseuse n'ont pas subi de déformations.

Nous avons précédemment observé à l'affleurement une foliation pénétrative dans laquelle se confond la stratification S_0 .

Cette foliation $S_0 - 1$ se traduit à l'échelle de la lame mince par une schistosité de flux : celle-ci se produit par recristallisation de minéraux phylliteux sous certaines conditions de pression et de température. Ces minéraux phylliteux s'orientent préférentiellement dans le plan de schistosité. Cette schistosité de flux est visible également par la recristallisation du quartz en amandes dont le grand axe se dispose selon un plan perpendiculaire à la direction de contrainte (fig. 83).

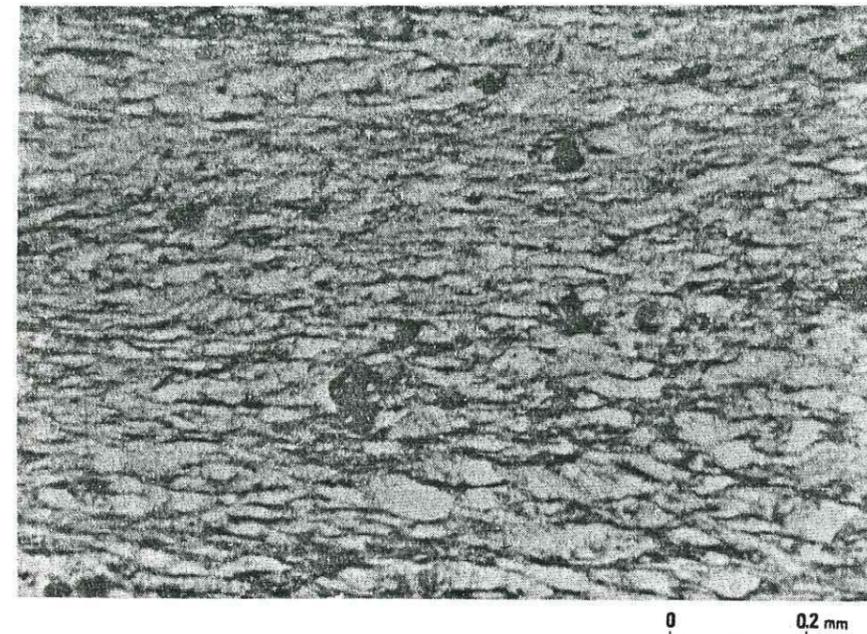


Figure 83 : Schistosité de flux $S_0 - 1$

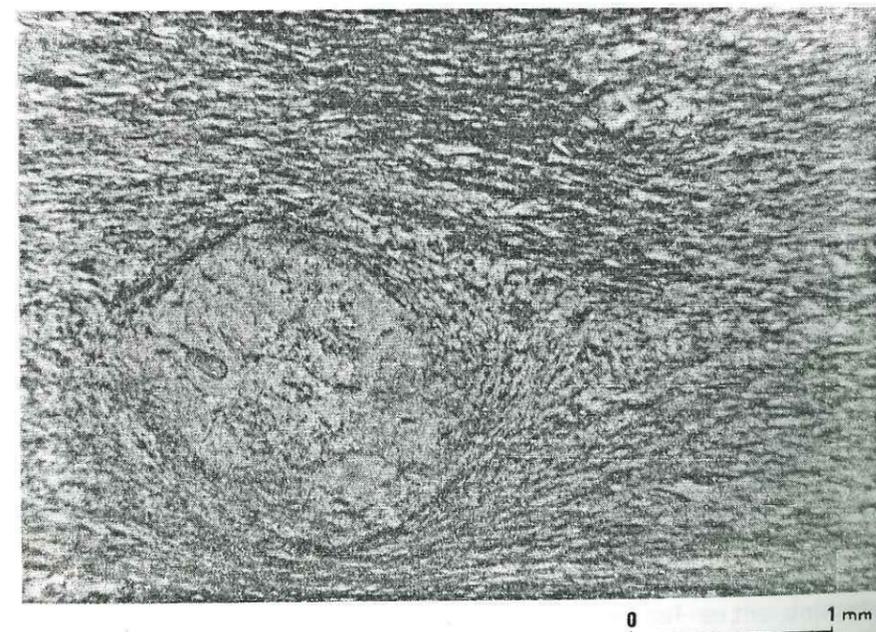


Figure 84 : Ombres de pression aux extrémités d'un cristal d'andalousite

La roche prend alors, en lame mince, un aspect amygdalaire montrant parfois des structures différentes entre les lits plus quartzeux et les lits plus phylliteux.

Cette différenciation entre lits quartzeux et lits phylliteux intervient à haute température : pour GAPAIS et LE CORRE (1981), on serait dans les types de schistosité S₄ ou S₅ définis par eux et qui correspondent à des conditions thermiques élevées, de type épizonal.

Le tableau 5 donne les types de schistosité auxquels correspondent S₄ et S₅.

Type S1: schistosité initiale de fracture (ou de crénulation);
Type S2: schistosité de fracture (ou de crénulation) avec début de recristallisation orientée;
Type S3: schistosité de flux à microlithons résiduels;
Type S4: schistosité de flux pénétrative (ou schistosité ardoisière);
Type S5: schistosité de flux avec recristallisation et néogenèse largement développées (microfoliation).

Tableau 5 : Types de schistosité définis par GAPAIS et LE CORRE (1981)

Ces auteurs montrent ainsi que la forte intensité des processus de déformations est liée essentiellement à la température et à l'activité des mécanismes de dissolution et de recristallisation.

Au stade S₅, les micas recristallisés tendent à dériver nettement du pôle phengitique vers le pôle muscovite. Dans le chapitre sur les minéraux argileux, nous avons observé cette tendance des illites sur le diagramme d'ESQUEVIN (fig. 70).

L'observation du débit amygdalaire dans les lits quartzeux nous fournit un indice de cisaillement : les glissements ou le fluage entre les grains de la roche se réalisent par dissolution et recristallisation induites par le métamorphisme épizonal depuis les zones de serrage, déterminées par l'état de contrainte sur la schistosité, vers les zones abritées dans les zones d'ombres de pression (pressure-shadow).

A une autre échelle, plus réduite, ces phénomènes de glissement se produisent le long des amandes.

Sur la figure 84, le phénomène de dissolution dans la zone de serrage et de recristallisation dans la zone d'ombre de pression est particulièrement bien visible.

Ces mouvements cisailants permettent d'atténuer les différences de comportement entre les zones de charnières et de flancs et également entre niveaux de compétences différentes comme les argilo-siltites et les quartzites (CARON et JEANNETTE, 1975).

Les micro-cisaillements et les phénomènes de dissolution-recristallisation aboutissant à l'ellipticité des grains de quartz, s'arrêteront quand sera atteint le stade de schistosité de type S₅. Il va alors se former des cristaux anguleux souvent groupés dans de mêmes lits.

Le métamorphisme régional épizonal est en relation directe avec le flux de chaleur ayant engendré le diapir granitique. Les déformations associées ne peuvent avoir pour origine la seule augmentation de température : aussi, l'origine des déformations aboutissant à la schistosité de flux observée est à rattacher à la phase de plissement qui affecte la couverture paléozoïque.

Les observations faites dans la série gréso-pélitique n'ont pas pu être reconduites dans la série quartzitique.

Dans ces roches, la forme initiale du grain est souvent préservée (grains très arrondis) et seul le remplissage des vides intergranulaires témoigne de l'activité des transports en solutions à basse température.

L'observation de macles mécaniques sur certains grains de quartz est peut-être une preuve des contraintes exercées sur ces formations mais un héritage de ces macles mécaniques du continent d'origine est également possible (fig. 85).

Toutefois, une orientation préférentielle se dégage au vu des lames minces de quartzites, ce qui tendrait à prouver que cette direction privilégiée est apparue après la sédimentation et qu'elle est contemporaine de la phase de contraintes ayant affecté les bancs : cette phase de contraintes est à rapprocher de la première phase de plissement du Namurien-Westphalien.

3 - Le métamorphisme de contact

3.1. Les cornéennes

La mise en place définitive du granite des Zaër s'accompagne d'un métamorphisme essentiellement thermique, qui entraîne la formation de cornéennes au contact avec l'intrusion.

Cette auréole de cornéennes peut avoir jusqu'à 500 m de large et être réduite à quelques dizaines de mètres suivant les faciès qui affleurent. La largeur maximale est atteinte dans la série gréso-pélitique alors que les bancs gréseux ou quartzitiques font effet d'écran vis-à-vis du flux thermique.

Ainsi, la colline de Madene (fig. 88) est-elle constituée de cornéennes très micacées contenant un gisement de magnétite alors que, sous la ferme et dans le talweg au Sud, une barre de quartzite sépare le granite des schistes à andalousite du complexe métamorphique épizonal à quelques dizaines de mètres. La bande de cornéennes qui les sépare est ici très réduite.

Dans les cornéennes, nous n'avons pas observé de minéraux néoformés, ce qui semble prouver que la température atteinte lors de ce métamorphisme de contact n'a pas été supérieure à celle du métamorphisme régional.

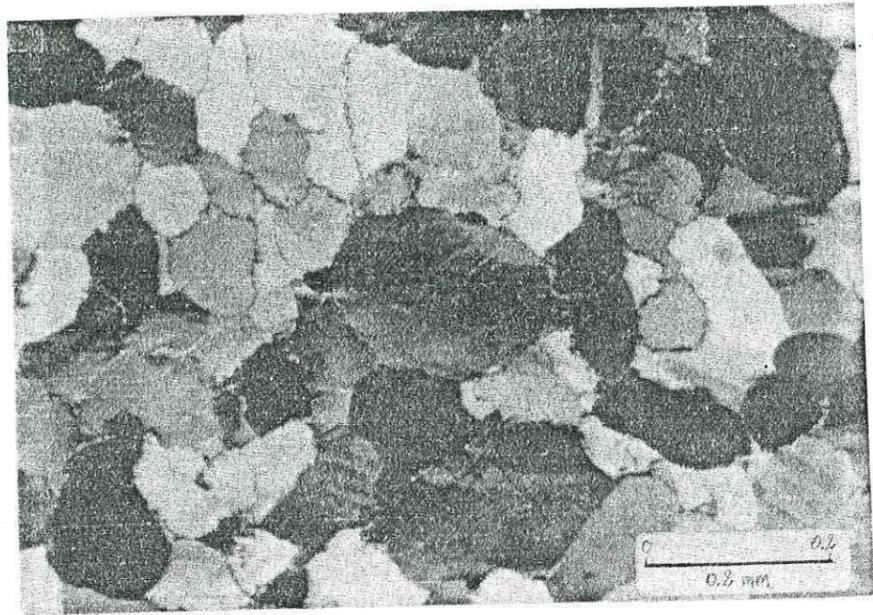


Figure 85 : Macles mécaniques des quartz de quartzite

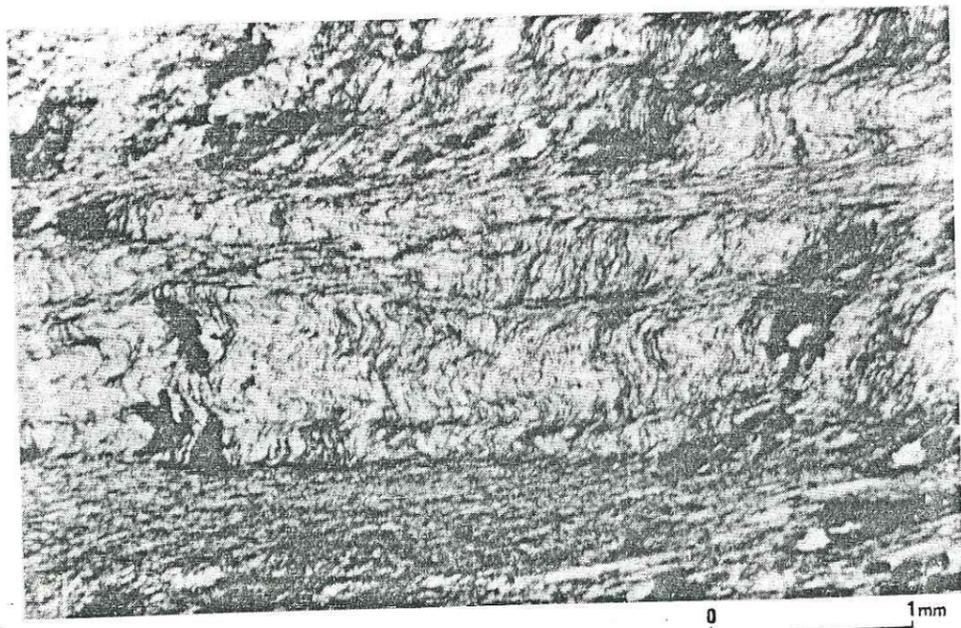


Figure 86 : Schistosité de strain-slip S_2

La cristallinité de l'illite n'est pas influencée par la proximité de l'intrusion granitique, ce qui semble montrer le même phénomène.

Toutefois, une augmentation de la taille des phénoblastes d'andalousite en se rapprochant du granite est sensible. Les dimensions des cristaux peuvent atteindre 2 à 3 centimètres de longueur et leur orientation est tout à fait quelconque (fig. 64).

Au contact de l'encaissant avec le granite, nous avons observé la présence de cristaux de tourmaline noire ou vert sombre de dimension de l'ordre de 10 centimètres et de cristaux de feldspath. Ces tourmalines sont visibles au contact sur la bordure NW recoupé par la RP 22.

3.2. Structures développées par l'intrusion granitique et le métamorphisme de contact

Nous venons de voir que le métamorphisme régional était contemporain ou immédiatement suivi d'une phase de plissement P_1 , déterminant une foliation $S_0 - 1$ dans la série gréso-pélitique et orientée NE-SW.

Dans le secteur étudié, cette foliation est reprise par une schistosité de crénulation S_2 parfois visible à l'affleurement et que nous avons attribuée à la deuxième phase.

Cette schistosité de crénulation à l'affleurement se traduit en lame mince par une schistosité S_2 de pli-fracture ou de "strain-slip". Cette schistosité S_2 se développe préférentiellement dans les roches à grain fin telles que les schistes pélitiques (fig. 86).

La schistosité de pli-fracture délimite des microlithons. Les bordures de ces microlithons sont soulignées par des minéraux phylliteux le long des microfailles ductiles sur lesquelles s'exerce le cisaillement.

Le caractère cisailant de cette déformation le long des microfailles ductiles est mis en évidence par les déformations de cristaux sur ces zones ou à leur voisinage.

Sur la figure 87, on observe un cristal opaque coupé en deux et décalé par une microfracture dans un cristal de quartz.

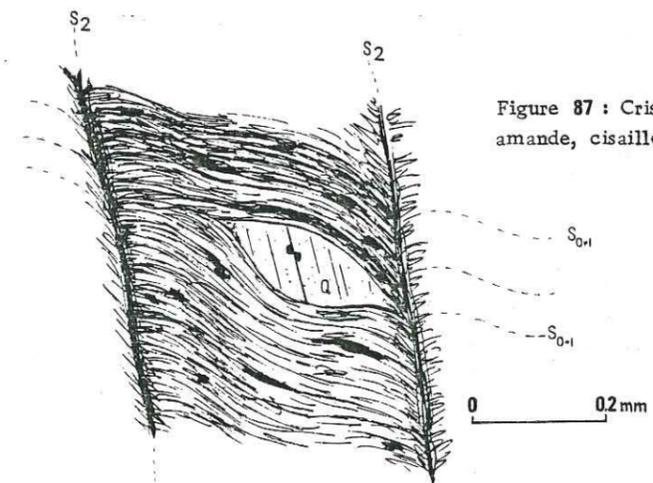


Figure 87 : Cristal de quartz en amande, cisailé

Le cristal de quartz de la figure 88 est à cheval sur la zone de pli-fracture et il est cisailé par des microfractures parallèles entre elles.

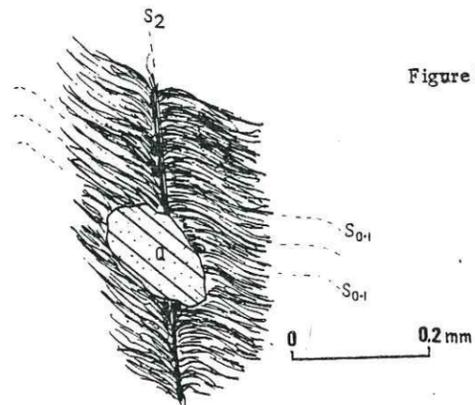


Figure 88 : Cristal à microcisaillements

Les cristaux d'andalousite et de chlorite, syncinématiques de la foliation $S_0 - 1$, peuvent être tronqués et tournés par la schistosité S_2 .

Le caractère syncinématique des cristaux d'andalousite et de chlorite semble prouvé par la schistosité interne S_i de ces porphyroblastes qui reflète la foliation $S_0 - 1$ et par l'existence de queues de cristallisation en forme d'ailes de moulin à vent, observées par GIULIANI (1982).

Cette schistosité interne S_i est parfois tournée par la schistosité S_2 .

Pour J.P. BARD (1980), cette schistosité S_2 correspondrait à la surimposition d'une phase de déformation ductile moins "profonde" que la schistosité de flux qu'elle recoupe.

L'observation de cette schistosité de "strain-slip" a montré qu'elle était spatialement liée au granite, affectant des roches dans une bande parallèle au granite et plus large que celle des cornéennes (1 km ?).

La schistosité de strain-slip semble donc contemporaine du métamorphisme de contact et marque probablement l'état de contrainte de l'encaissant au cours de la mise en place et de la cristallisation du granite des Zaër.

4 - CONCLUSION

Le métamorphisme régional et le métamorphisme de contact se caractérisent par une augmentation du flux thermique et par une déformation soulignée par une schistosité distincte. Ces deux métamorphismes sont également liés au batholite intrusif des Zaër.

Un flux thermique est à l'origine du métamorphisme régional qui culmine dans l'épizone au droit de l'intrusion (figure 90).

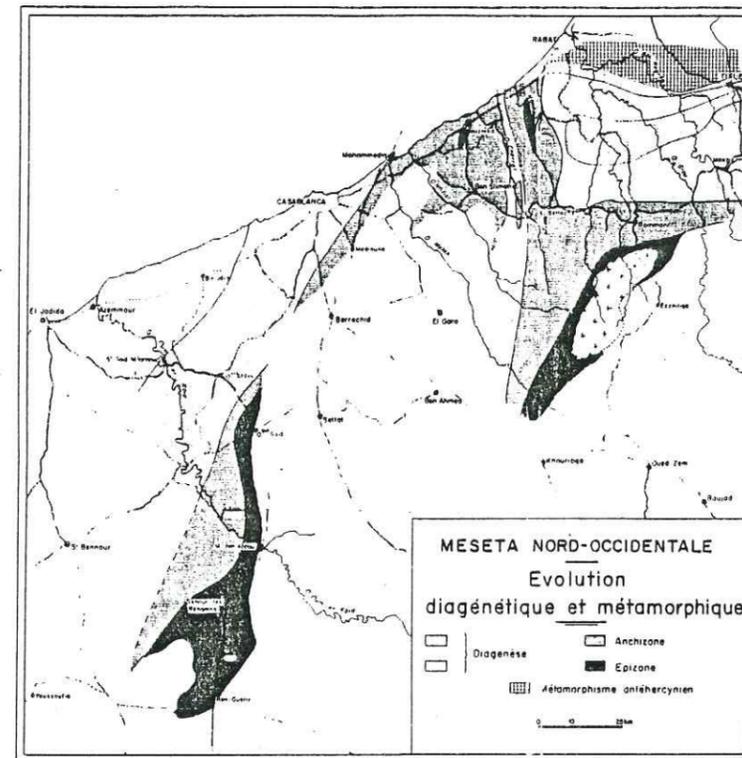


Figure 90 : Carte du métamorphisme régional (PIQUE, 1979)

Ce métamorphisme de stade faible (WINKLER, 1979) se traduit par le faciès à andalousite-muscovite-chlorite-quartz des schistes verts à la limite de la mésozone ou du stade moyen (apparition du grenat almandin en présence de chlorite).

Ce métamorphisme régional s'accompagne d'une phase tectonique de déformation qui réoriente les cristaux dans un plan de foliation parallèle à la stratification, déterminant ainsi une schistosité de flux $S_0 - 1$.

La mise en place du diapir à la fin de sa cristallisation détermine un métamorphisme de contact, qui se traduit par la formation de cornéennes sur une auréole pouvant atteindre 500 mètres de largeur. Seul un accroissement de la taille des andalousites a pu lui être attribué.

Le diapir en fin de cristallisation s'expande latéralement, ce qui provoque une deuxième phase de déformation cisailante dans une direction normale au contact du batholite et également à la foliation $S_0 - 1$ moulée sur cette surface.

Cette déformation cisailante est représentée par une schistosité de crénulation et par une schistosité de "strain-slip" en lames minces : elle est limitée à la proximité du granite jusqu'à une distance de l'ordre du kilomètre.

B - LES MINÉRALISATIONS

CHAPITRE I : LES MINÉRALISATIONS ÉPIGÉNÉTIQUES

Nous nous intéresserons, au cours de ce chapitre, aux minéralisations épigénétiques : ainsi la matière organique des sédiments transformés en graphite, la pyrite contenue dans les schistes ne seront pas étudiées. Par contre, les enduits d'hydroxydes de fer, le remplissage de fractures, etc., seront abordés ci-après.

1 - Les hydroxydes de fer goethite, hématite et limonite

1.1. La goethite

La goethite est présente de façon bien localisée dans l'encaissant du granite des Zaër. Cet hydroxyde de fer ($\text{FeO}\cdot\text{OH}$) forme des concrétions noires et luisantes sur les surfaces des schistes sombres appartenant à la longue crête de Kebar el Abd s'étendant depuis le Jbel Kaïdar au SW jusqu'au pied au NW de Zagota. Les plans de failles, les diaclases sont remplis ou tapissés d'une croûte de goethite.

La goethite intervient également dans les conglomérats ferrugineux comportant des blocs de quartzite de dimensions variées englobés dans une matrice goethitique et parfois limonitique : ce sont les "kerchas" (cf. carte en pochette).

Les affleurements de kerchas les plus étendus se trouvent à des points hauts comme à Madene (750 m) de part et d'autre de la RP 22 et entre les crêtes quartzitiques de Zagota et de Sidi-larbi-Kef el Bagra (780 m).

Leur situation en points hauts semble témoigner d'une ancienne surface d'altération en milieu lessivant qui aurait formé ces surfaces de kerchas, aujourd'hui démantelées par l'érosion. Pour BEAUDET (1969), cette formation serait du Villafranchien ancien (Pliocène moyen à terminal).

Une zone de kerchas de taille plus réduite que les autres sur le flanc NW de Zagota et à une altitude de 760 m environ vient encore préciser l'altitude de cette paléosurface d'altération.

Nous n'avons pas observé de goethite dans les filons recoupés par les sondages en dessous de 5 mètres.

A la goethite et essentiellement tout au long de la crête de Kebar el Abd, il y a superposition des anomalies de radioactivité relevées au SPP2. Nous reviendrons plus précisément sur ce point au cours de l'étude de l'uranium; mais une tranchée effectuée sur une zone de radioactivité particulièrement élevée a révélé l'existence d'un niveau d'hydroxydes de fer (goethite essentiellement) parallèle à la schistosité. Ce niveau porteur de la radioactivité et ayant un pendage de 60° environ vers le SE, a été vainement recherché par sondages radiocarottés.

L'explication de la disparition du filon radioactif est sans doute la faible pénétration en profondeur des hydroxydes de fer mis en solution.

La goethite se forme à partir de l'oxydation des pyrites essentiellement et de la remobilisation du fer des minéraux phylliteux sous climat lessivant.

L'oxydation de la pyrite aboutit à la formation de goethite suivant la réaction :



1.2. L'hématite et la limonite

Nous les avons souvent observées ensemble dans des fractures affectant les quartzites, cimentant parfois des brèches dans ces mêmes roches, ou remplissant les cavités des cargneules siliceuses. Les cristaux de quartz de ces cargneules sont souvent teintés par l'hématite.

Ces hydroxydes de fer (hématite : Fe_2O_3 ; limonite : $\text{FeO}\cdot\text{OH}$, $n\text{H}_2\text{O}$) sont donc toujours associés à des circulations d'eaux minéralisées dans des fissures et fractures ouvertes des quartzites. Leur absence des schistes est peut-être à mettre en relation avec la fermeture des fissures dans ce matériel, fermeture corroborée par la faible pénétration de la goethite.

L'origine de l'hématite et de la limonite provient également du lessivage des schistes et du transport du fer en solution par les eaux sous forme de boues rouges limonitiques. Celles-ci en se déshydratant forment l'hématite qui s'altère de nouveau en limonite.

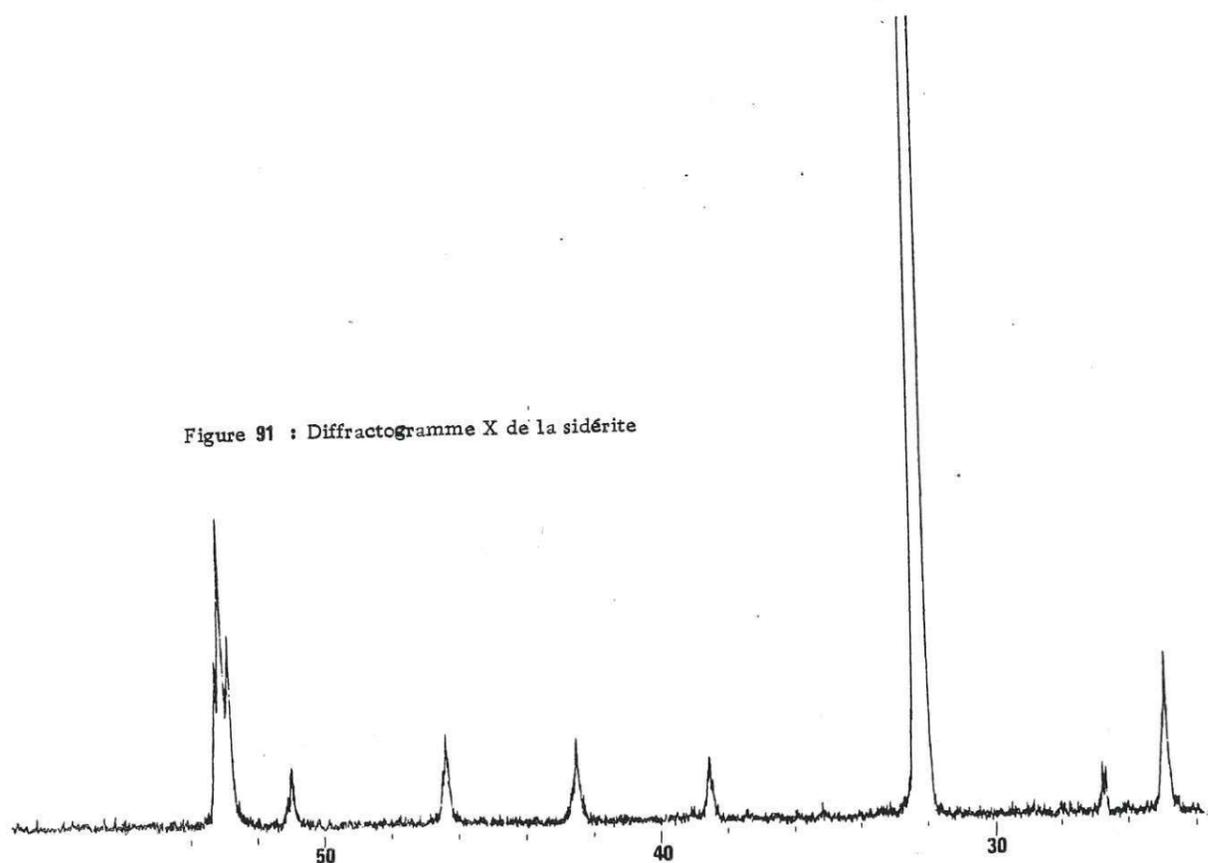
2 - La pyrite et la sidérite

La pyrite (FeS_2) est présente dans des filons soit seule, soit associée au quartz comme nous l'avons vu, ou également à la sidérite, le quartz n'étant alors pas présent.

La sidérite (FeCO_3) est un carbonate de fer qui est présent sous un faciès chimique très pur (fig. 91) et sous diverses formes cristallines dans un même filon, en couches superposées : soit à cristaux bien développés, de dimension de 0,1 mm, soit sous forme microcristalline ou cryptocristalline.

La sidérite est parfois très claire, jaune à blanc cassé et parfois brun à brun foncé. La coloration brune est typique d'une altération supergène par transformation en limonite.

Figure 91 : Diffractogramme X de la sidérite



2.1. L'association pyrite-sidérite

L'association pyrite-sidérite est due à la solubilisation du fer par des eaux à pH relativement faible. Cette acidité est due à l'absence d'ions Ca^{2+} et Mg^{2+} , à l'abondance de la silice dans les roches encaissantes. L'absence du calcium et du magnésium empêche la neutralisation de l'acide carbonique (HCO_3^-) dissous dans les eaux qui se trouve donc en proportion relativement importante.

Le pH diminue encore par l'apport d'ions H^+ libérés par l'oxydation des pyrites.

Le pH des eaux contenant des ions Fe^{2+} et des ions HCO_3^- est donné dans le tableau ci-dessous :

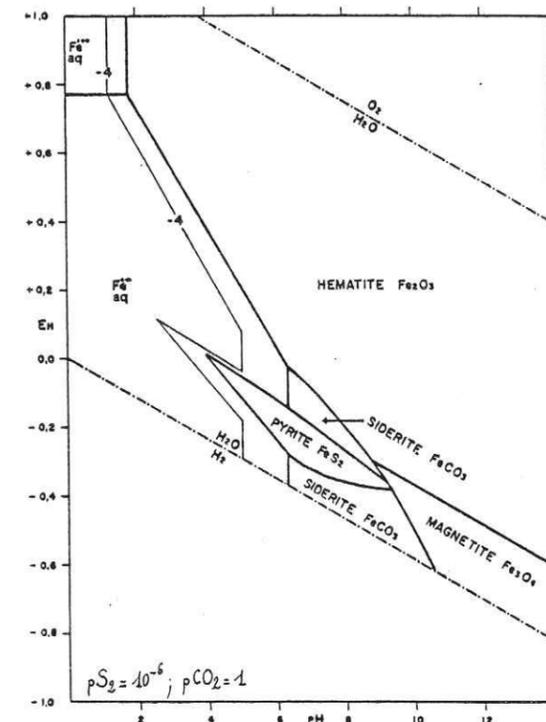
pH	10^{-2}	$10^{-1,5}$	10^{-2}	$10^{-2,5}$	10^{-3}	$[\text{HCO}_3^-]$
10^{-1}		2	2,6	3	3,6	
10^{-2}	2,6	3	3,6	4	4,6	
10^{-3}	3,6	4	4,6	5	5,6	
10^{-4}	4,6	5	5,6	6	6,6	
10^{-5}	5,6	6	6,6	7	7,6	

$[\text{Fe}^{2+}]$

- Variations du pH des eaux en fonction de $[\text{Fe}^{2+}]$ et $[\text{HCO}_3^-]$

Le diagramme de la figure 92 montre que la sidérite et la pyrite, comportant toutes deux l'ion Fe^{2+} , peuvent précipiter dans les mêmes conditions de pH et de Eh (milieu réducteur).

Figure 92 : Diagramme Eh-pH de stabilité des oxydes, sulfures et carbonates de fer



La précipitation de la sidérite se fait selon la réaction :
 $\text{Fe}^{2+} + \text{HCO}_3^- \longrightarrow \text{FeCO}_3 + \text{H}^+$ (1) (en milieu réducteur)

avec HCO_3^- provenant de la dissociation du gaz carbonique dans l'eau :
 $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \longrightarrow \text{HCO}_3^- + \text{H}^+$ HCO_3^- est l'ion bicarbonate ou acide carbonique gaz

$\text{HCO}_3^- \longrightarrow \text{CO}_3^{2-} + \text{H}^+$ (en quantité négligeable par rapport à la première dissociation).

La précipitation de la pyrite s'effectue suivant la réaction :
 $\text{Fe}^{2+} + \text{SO}_4^{2-} \longrightarrow \text{FeS}_2 + 4 \text{O}_2$ (2).

Le niveau du front d'oxydo-réduction est variable suivant les battements de la nappe. Par suite de l'érosion superficielle, le front, qui suit la nappe, aura tendance à s'enfoncer et les minéralisations seront de nouveau oxydées avant de reprécipiter dans la zone de réduction : ainsi les minéralisations observées à sidérite-pyrite marquent la zone de réduction et le dernier front d'oxydo-réduction.

L'alternance entre la sidérite et la pyrite en couches successives peut résulter du mécanisme chimique suivant : la pression partielle de CO_2 ($p\text{CO}_2$) étant supposée constante, la précipitation de sidérite (FeCO_3) dépend de la consommation de fer ferreux Fe^{2+} par la réaction (2) qui s'effectue dans des conditions plus réductrices. Si la consommation de Fe^{2+} de la solution est importante, le déficit sera comblé par une dissolution de FeCO_3 . Au contraire, si la formation de pyrite s'arrête, alors FeCO_3 va précipiter dans un milieu devenu plus oxydant.

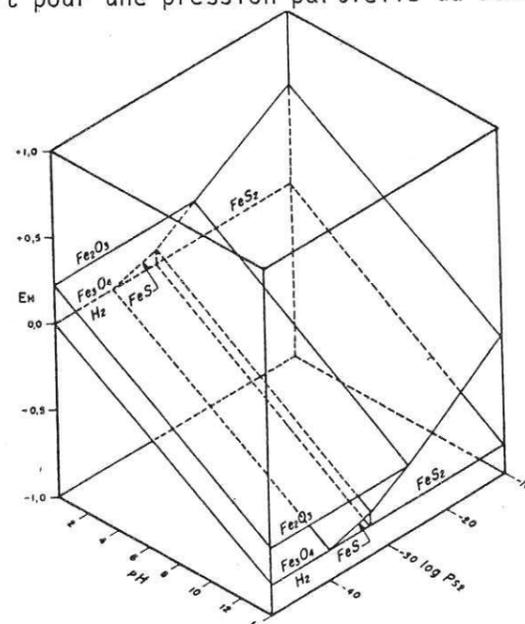
Outre la variation des conditions d'oxydation, régies par la pression partielle de l'oxygène ($p\text{O}_2$), l'alternance entre la sidérite et la pyrite est également déterminée par les variations du pH.

Ces variations sont certainement les plus importantes dans le mécanisme de l'alternance car, pour qu'il y ait précipitation de sidérite et de pyrite, l'activité de l'oxygène ou sa pression partielle doit être très faible : le milieu est réducteur et les variations de Eh sont atténuées (GARRELS et CHRIST, 1967).

Ces auteurs montrent également que le domaine de la sidérite n'est important que pour des teneurs très élevées en carbonate dissous et faibles en soufre. L'exemple de la figure 92 illustre ce fait.

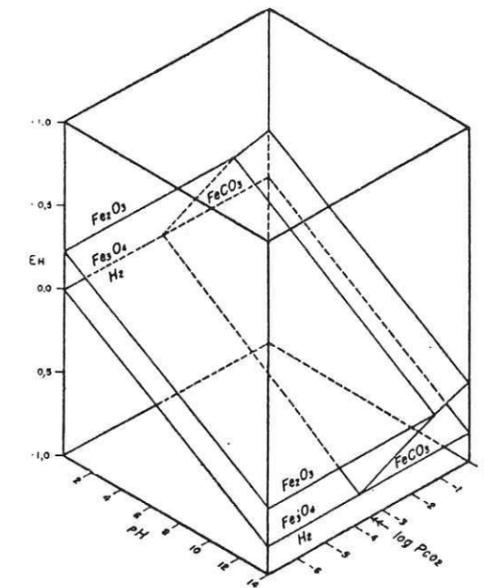
La pyrite peut apparaître pour des teneurs en soufre très faibles : sur la figure 93, la pyrite apparaît pour une pression partielle du soufre, $p\text{S}_2 = 10^{-30}$ atm.

Figure 93 : Diagramme Eh-pH- $p\text{CO}_2$ de stabilité entre Fe_2O_3 , Fe_3O_4 , FeS et FeS_2



La sidérite (fig. 94) n'apparaît que pour $p\text{CO}_2 = 10^{-3,5}$ atm, ce qui est la pression partielle de CO_2 dans l'atmosphère actuellement.

Figure 94 : Diagramme Eh-pH- $p\text{CO}_2$ de stabilité de FeCO_3



La prépondérance de la sidérite sur la pyrite dans les filons observés illustre remarquablement cette démonstration théorique et montre que les conditions chimiques ont favorisé la précipitation de la sidérite et qu'elles étaient donc stables.

Les quantités de pyrite et de sidérite sont régies par la concentration de leurs composés ioniques dans la solution : ainsi à 25°C et à 1 atm, la concentration des ions bicarbonates, provenant uniquement de la dissolution du CO_2 atmosphérique, peut atteindre 61 mg/l soit 10^{-3} M/l ; la concentration de l'ion Fe^{2+} varie suivant l'acidité du milieu et la concentration en ions bicarbonates suivant l'équation ;

$$\log (\text{Fe}^{2+}) = - 0,36 - \log ([\text{HCO}_3^-] \times 10^{-2}) - \text{pH} \quad (\text{SCHOELLER}, 1962).$$

La sidérite apparaît, selon GARRELS et CHRIST (1967), dans des conditions réductrices et en présence de quantités de CO_2 supérieures à celles de l'atmosphère ; aussi, faut-il sans doute envisager un apport de carbonates par les roches encaissantes.

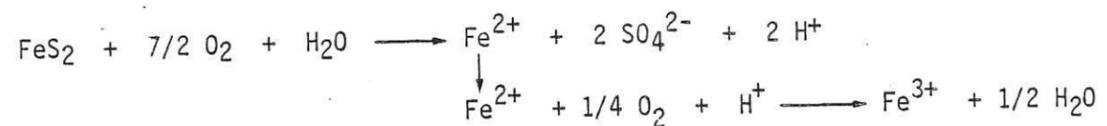
Cet apport paraît plausible étant donné la présence de matières carbonées (graphite ?), visibles en particulier dans les croix charbonneuses des chialstolites, variété d'andalousite. On peut, peut-être, envisager un apport par des fluides hydrothermaux en provenance du magma granitique (?).

2.2. Origine du fer ferreux

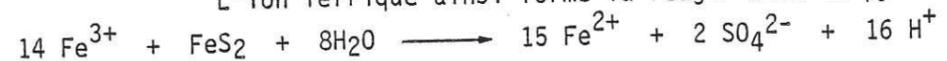
Le fer de la pyrite et de la sidérite présent à l'état divalent, provient de l'oxydation du fer des minéraux ferromagnésiens des schistes (chlorite, biotite) et de la pyrite essentiellement.

Cette oxydation aboutit à la mise en solution d'ions Fe^{3+} qui doivent être réduits pour être utilisés dans la formation de la pyrite (secondaire) et de la sidérite.

En fait, l'oxydation de la pyrite conduit à la formation d'ions sulfates et d'ions ferreux :

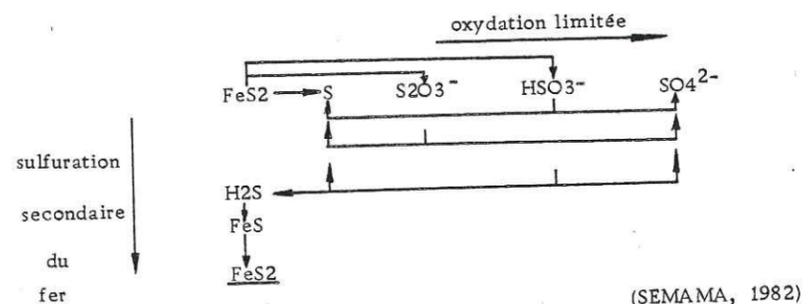


L'ion ferrique ainsi formé va réagir avec la pyrite :



Cette réaction est complète lorsque l'oxydant est en quantité supérieure à celle des sulfures réducteurs. Dans le cas contraire (oxydation limitée), il y a sulfuration des ions ferreux produits par la réaction et formation de pyrite secondaire en quantité moindre que la pyrite oxydée (SEMAMA, 1982).

Cette oxydation ménagée de la pyrite avec formation de pyrite secondaire, peut se schématiser comme suit :



La pyrite filonienne ne peut se former qu'à partir des sulfures libérés par l'oxydation de la pyrite contenue dans la roche suivant deux schémas : soit, comme nous venons de le voir, par oxydation ménagée, soit par précipitation à partir du fer ferreux de la solution, celui-ci précipitant avec les sulfures et avec les ions bicarbonates aboutissant à la pyrite et à la sidérite. Nous avons observé quelquefois une pellicule de goéthite sur la pyrite et la sidérite prouvant la brève apparition de conditions oxydantes.

L'oxydation ménagée forme la pyrite seule, présente dans de nombreuses petites fractures.

3 - Géométrie et chronologie des minéralisations

L'essentiel des sondages effectués ont été des sondages destructifs ne livrant que des cuttings sur lesquels il était, évidemment, impossible de travailler. La géométrie des minéralisations est donc, de ce fait, très imprécise et nous n'avons pas pu définir de relations géométriques avec l'encaissant.

Les filons de quartz-pyrite et de sidérite-pyrite ont des orientations quelconques semble-t-il. Seules les minéralisations de pyrite montrent des relations avec la schistosité : les filonnets sont très souvent parallèles à la schistosité et parfois sécants par des filons plus importants issus des premiers.

L'angle entre les deux réseaux est de 20/25° : la schistosité est N50 pentée de 60° vers le SE et les filons sécants sont N70/75, verticaux.

Dans les sondages carottés, les minéralisations à sidérite-pyrite sont dans des filons souvent horizontaux et ouverts, et observés parfois subverticaux et fermés.

La chronologie relative, grâce aux recoupements des différents filons, s'établit comme suit :

- minéralisation de pyrite dans les schistes par oxydation ménagée dans la foliation ;
- association quartz-pyrite ou pyrite dans des filons sécants sur la schistosité ou non ;
- association sidérite-pyrite (goéthite) sécante sur toutes les minéralisations ;
- formation des cuirasses ferrugineuses en surface au Villafranchien ancien sous climat hydrolysant.

Nous avons déterminé la présence d'uraninite en filonnets dont le dépôt est antérieur aux carbonates de fer et à la pyrite ; aussi est-il pour nous difficile de le mettre en place dans cet essai de chronologie.

Nous reviendrons plus longuement sur cette minéralisation uranifère dans le chapitre sur l'uranium.

4 - La magnétite

Dans la colline de Madene où affleurent de nombreux pointements de granite, nous avons trouvé un affleurement de magnétite massive, repérable par la forte perturbation sur la boussole (le disque aimanté se colle au boîtier).

Cet affleurement de magnétite se développe dans des cornéennes dont il conserve certaines directions anciennes (stratification ?). La roche est sombre, noire en patine et en cassure.

Cette minéralisation a fait l'objet de grattages en surface.

Une section polie effectuée sur cette magnétite a montré une association de magnétite, hématite, amphibole, quartz et mica en très faible quantité : cette paragenèse, ainsi que la disposition structurale et la texture en grains des minéraux, prouvent l'origine sédimentaire et l'évolution au cours du métamorphisme d'une anomalie locale du point de vue du fer.

Il faut envisager une préconcentration de cet élément avant sa modification jusqu'à la magnétite par le gradient thermique développé par le granite ici sous-jacent.

CHAPITRE II : LA MINERALISATION URANIFERE

1 - Introduction

Si notre travail n'avait pas pour but d'étudier précisément la minéralisation uranifère mais était plutôt axé sur la géologie de son encaissant, la présence d'uraninite dans un tronçon de carotte nous a incité à pousser plus loin les recherches et à nous intéresser au mode de gisement de ce métal, et à proposer un modèle éventuel de mise en place.

2 - Généralités sur l'uranium

L'uranium, comme le thorium et le potassium, est lié à l'écorce continentale où il se serait concentré, notamment dans les parties moyennes et supérieures en conséquence d'un enfouissement et d'un métamorphisme croissants: il y aurait donc eu une migration de l'uranium vers les zones d'anatexie et de granitisation, et vers la surface avec les roches volcaniques acides.

L'uranium des granitoïdes est principalement localisé dans les minéraux accessoires "réfractaires" comme le zircon, la monazite, le xénotime et en substitution aux terres rares ou à l'ion Ca^{2+} dans l'apatite.

Si l'origine de l'uranium est classiquement recherchée dans les granitoïdes, il ne faut pas négliger pour autant les teneurs en uranium des sédiments détritiques comme les shales dont le clarke est de 3,7 g/t. CATHELINÉAU (1982) note qu'il suffirait de déprimer 1 ppm d'uranium d'une masse relativement peu importante de roches pour libérer des quantités très supérieures à celles des gisements.

3 - Cartographie des anomalies radioactives et sondages radiocarottés

Les premiers travaux de reconnaissance ont été effectués par prospection hélicoptère sur l'ensemble du granite et de son encaissant métamorphique. Ils ont permis de mettre en évidence deux zones anormales de radioactivité.

La première de ces deux zones, étudiée par prospection au sol au scintillomètre portable (SPP_2) est située sur le granite des Zaër, au SW de Sidi Mansour. Hormis une zone superficielle de radioactivité, aucune anomalie n'a été décelée en profondeur lors des radiocarottages dans des sondages percutants jusqu'à 70 à 90 m. Ces sondages ont permis de constater, en outre, que l'altération du granite avait une épaisseur importante: la totalité des sondages s'étant effectuée dans une roche altérée par la désagrégation granulaire.

Les travaux dans ce secteur ont donc été abandonnés au profit de la deuxième zone de radioactivité, en bordure du granite, au Nord-Est de celui-ci et qui fait l'objet du présent travail.

La carte des anomalies de radioactivité de la figure 95 a été dressée à partir d'un plan compteur au 1/5000 sur toute la bordure du granite: ne figurent ici que les zones dont le fond de radioactivité est supérieur à 200 c/s. Les points noirs localisent les plus fortes valeurs enregistrées (le fond moyen de radioactivité en dehors de ces zones est de 100 c/s environ pour les schistes et de 40 c/s pour les quartzites).

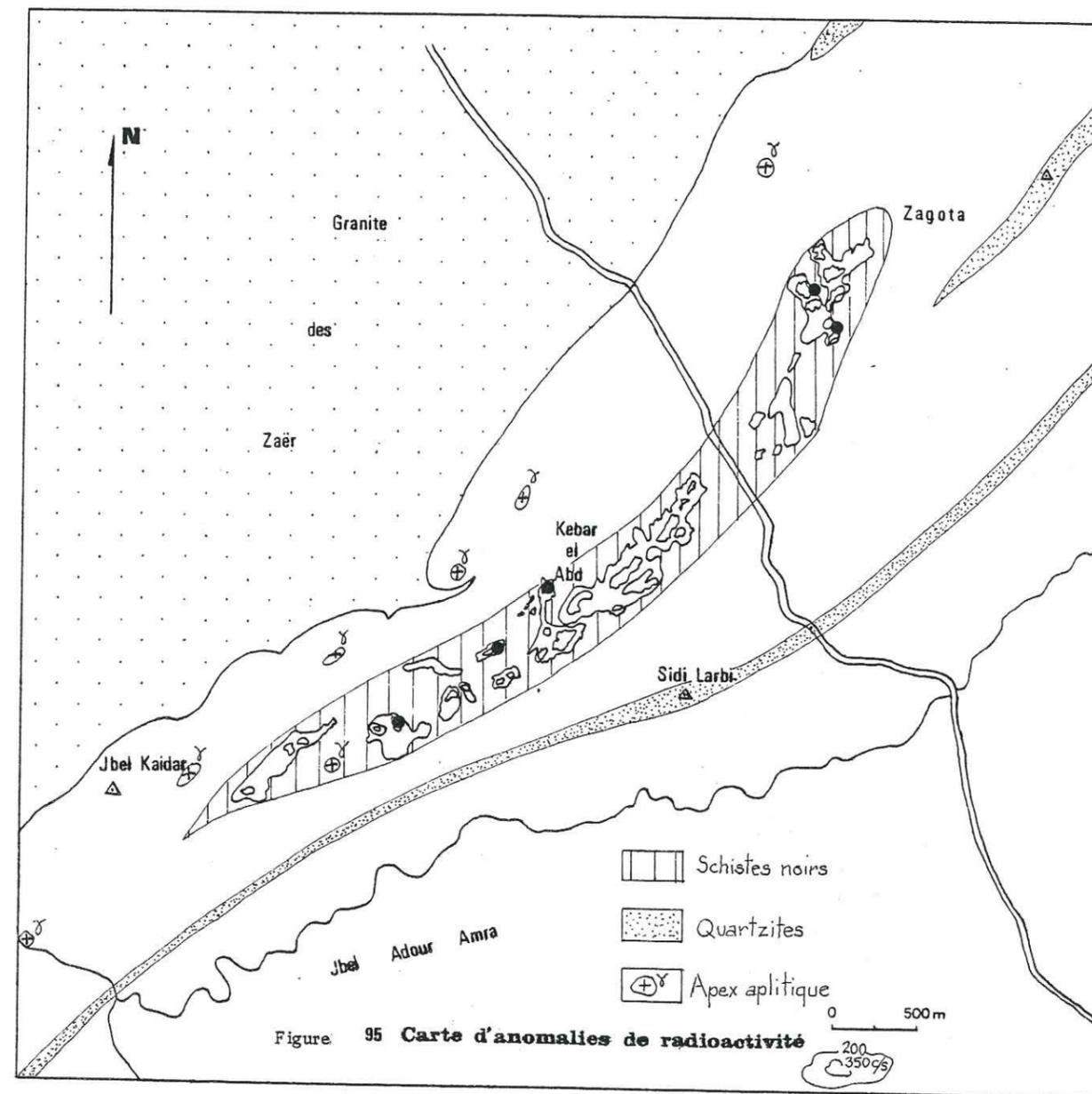


Figure 95 Carte d'anomalies de radioactivité

Cette zone de radioactivité se présente comme un ensemble de zones anormales en une bande allongée dans la direction NE-SW, parallèle à la stratification et à la foliation des roches encaissantes. Bien délimitées, ces zones s'alignent sur 5 kilomètres de longueur environ pour une largeur de 0,5 kilomètre. Partout ailleurs, dans l'encaissant métamorphique, aucune autre zone anormale n'a été décelée.

Appuyée sur ce plan compteur, la SACEM a alors procédé à une série de sondages destructifs, implantés sur les zones de plus fortes radioactivités et dans lesquelles ont été réalisés des radiocarottages. Ces sondages destructifs se sont axés, principalement, sur les deux zones majeures:

- au pied de la colline quartzitique de Zagota à l'Est de la route principale RP 22;
- sur la colline de schistes noirs de Kebar El Abd, à l'Ouest du mara-

bout de Sidi Larbi.

Sur la zone de Zagota deux points très localisés de radioactivité très élevée ont donné lieu au creusement de deux tranchées:

- la première dans les schistes a permis de suivre sur les trois premiers mètres un niveau peu épais, de 2 à 5 centimètres, où se concentrait la radioactivité;
- la deuxième dans une poche de sable argileux rouge (apex aplitique altéré ?).

Les sondages radiocarottés effectués sur ce site ont vainement tenté de recouper ces niveaux en profondeur mais aucune anomalie n'a été décelée (figure 96).

D'une manière générale sur toute cette zone anormale dans les schistes, les pics de radioactivité relevés lors des radiocarottages ont montré une totale indépendance avec des directions ou des structures particulières (stratification, foliation, niveau piézométrique...) et l'absence de corrélation entre les différents sondages.

Toutefois lors d'un sondage destructif sur le site de Kebar El Abd, une venue d'eau artésienne de radioactivité voisine de 2000 c/s pendant 48 heures, décida de l'implantation de deux sondages carottés de 80 m de profondeur et dont les profils de radioactivité sont donnés sur la figure 97. Un seul de ces sondages présente des pics de radioactivité qui ici sont associés à des minéralisations de fractures. Celles-ci sont relativement fines (inférieures au demi-centimètre) et dispersées dans la roche (stockwerk).

4 - Les anomalies radioactives de surface

Un des premiers résultats des sondages a été de montrer l'absence de corrélation entre les anomalies de surface relevées sur le plan compteur et d'éventuelles minéralisations en profondeur. Les analyses d'uranium effectuées sur les carottes de sondages déterminent une zone en surface où les teneurs (12 à 18 ppm d'U) peuvent atteindre 4 ou 5 fois la teneur moyenne (3-4 ppm) des schistes: les échantillons des quatre premiers mètres ont la particularité d'être des graviers de schistes désagrégés.

La carte des anomalies de surface (figure 95) permet quatre observations:

- la bande allongée de radioactivité s'appuie sur la barre de schistes noirs ferrugineux de Kebar El Abd depuis la faille à l'Est du Jbel Kaïdar, jusqu'au pied de la colline de Zagota;
- cette bande relativement continue, s'arrête brutalement à l'Est comme à l'Ouest en même temps que cessent les affleurements de schistes noirs ferrugineux;
- dans la topographie du secteur étudié cette bande se situe au dessus de 700 mètres d'altitude et sa limite ouest est le talweg de l'Oued Azzouz qui coule à 600 m;
- dans toute la zone couverte par les anomalies radioactives percent des apex granitiques qui attestent de la présence proche du batholite sous-jacent.

La relation entre les zones de radioactivité et les schistes ferrugineux s'observe en de nombreux points où culmine la radioactivité associée à des enrichissements d'oxy-hydroxydes de fer. Ainsi, ce sont:

- le bloc de schistes noirs à goethite-limonite à l'Est du cimetière du Jbel Kaïdar où la radioactivité atteignait 5000 c/s. L'analyse géochimique de cette roche a montré qu'elle contenait 53 % de fer (analyse LM 130 en annexe);
- la poche de sable argileux rouge au SW de Zagota (17 % de fer et une radioactivité supérieure à 5000 c/s);
- la tranchée au Nord de cette poche où le filon radioactif (8000 à 10000 c/s), parallèle à la foliation, s'est révélé être, après analyse, un filon d'oxy-hydroxydes de fer où l'uranium est lié au fer (goethite principalement);

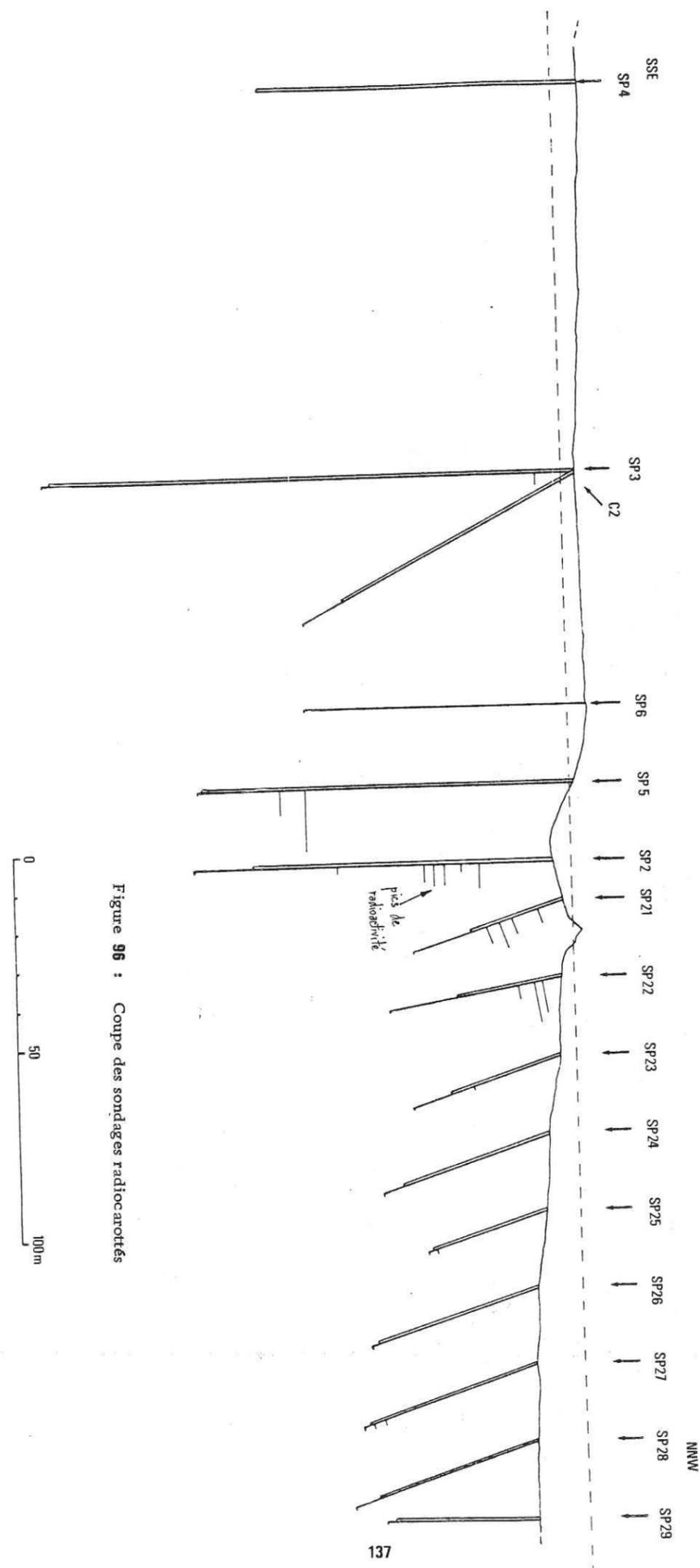


Figure 96 : Coupe des sondages radiocarottés

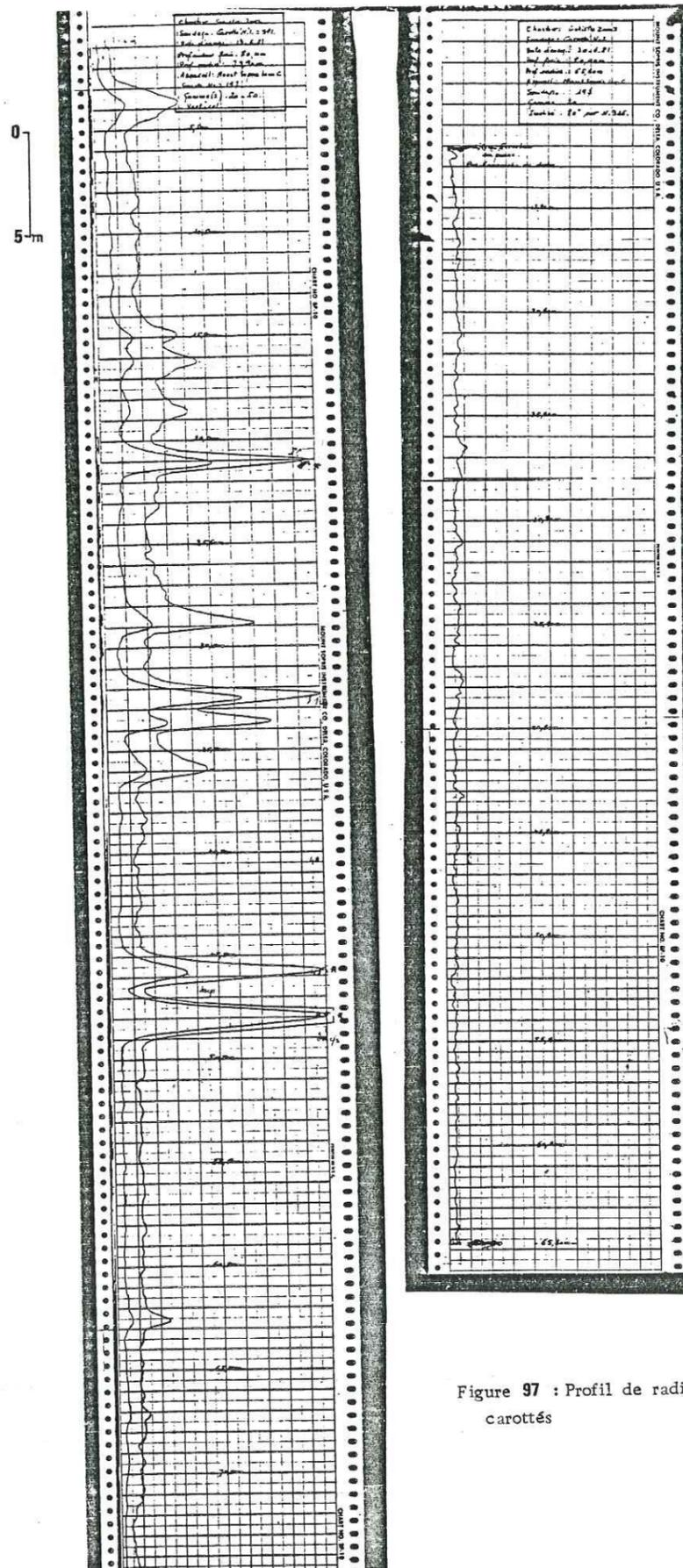


Figure 97 : Profil de radioactivité des sondages carottés

- de nombreux points très localisés, sur la crête de Kebar El Abd, où le scintillomètre indiquait 600 à 800 c/s.

L'analyse effectuée sur le filon d'oxy-hydroxydes de fer de la tranchée de Zagota (SACEM, document interne) apporte la preuve de cette relation fer-uranium responsable des anomalies radioactives de surface des schistes noirs ferrugineux.

Ce mode de gisement de l'uranium est connu en France dans le gisement de St Pierre du Cantal (MICHEL, 1981), où l'uranium est fortement corrélé au fer, notamment sur les phases d'hydrogoethite. LANGMUIR (1978) a montré que l'uranium pouvait se fixer à des particules ferriques sous une forme cationique: $(UO_2)OH^+$.

Cette liaison uranium-fer explique la relation des zones de radioactivité avec les schistes à encroûtements ferrugineux et la disparition concomitante de la radioactivité avec celle des dépôts d'oxy-hydroxydes de fer.

Nous avons observé de nombreux points de radioactivité associés à des oxy-hydroxydes de fer et localisés au niveau du contact des schistes ferrugineux avec des lentilles de quartzite. Il semble que ces quartzites aient joué le rôle d'écran vis-à-vis des circulations de fluides lessivants à l'origine des dépôts d'oxy-hydroxydes de fer porteurs d'uranium: ces dépôts ont précipité quand les circulations ont été stoppées.

La radioactivité de surface est due au piégeage de l'uranium sur les oxy-hydroxydes de fer qui se sont formés lors des phénomènes d'altération lessivante. Nous avons vu dans un chapitre précédent que ces phénomènes d'altération météorique s'étaient produits sous climat de type tropical, daté par BEAUDET (1969) du Pliocène et du Villafranchien ancien. Par contre les kerchas, conglomérats ferrugineux, ne présentent pas de radioactivité et leur formation, par cimentation de blocs épars par des circulations de fluides, est post-Villafranchien.

La formation des anomalies radioactives de surface au Pliocène et au Villafranchien ancien s'est effectuée sur une plate-forme arasée dans les formations ordoviciennes et siluriennes dont l'altitude actuelle est de 700 à 800 m: c'est pourquoi la bande anomale cesse sur le profond talweg de l'Oued Azzouz, qui a découpé ce plateau en creusant son lit. L'Oued Azzouz a atteint le sommet d'un apex granitique, dans son lit actuel, sous les schistes cornéifiés du Jbel Kaïdar à une cote légèrement inférieure à 600 m. A l'Ouest de cet oued, l'érosion quaternaire a abaissé les altitudes à 650 m environ.

Le problème de la disparition des anomalies à l'Est est sans doute à rechercher dans l'apparition des puissantes barres de quartzite qui bordent immédiatement le granite, et dans la disparition, conjointement, des apex aplittiques. Ces barres de quartzite ont joué le rôle d'écran et empêché la circulation et la mise en place des fluides magmatiques.

L'origine de l'uranium, lié au fer dans les formations dues aux altérations météoriques lessivantes peut être soit due à une dépression de quelques ppm de l'uranium des schistes ordoviciens (selon un mécanisme proposé par CATHELINEAU, 1982), soit due à la remobilisation par ces circulations lessivantes de minéralisations uranifères hydrothermales mises en place dans les schistes, actuellement érodées et provenant du granite intrusif.

Si une dépression de quelques ppm de l'uranium des schistes peut être une origine probable de la concentration de cet élément en surface, cette explication n'est plus satisfaisante pour comprendre la disparition, à l'Est, de la bande allongée des anomalies radioactives. Par contre si on explique la localisation précise de ces anomalies de surface par l'existence de filons uranifères provenant du granite, on met en évidence le rôle d'écran des puissantes barres de quartzite, au contact de l'intrusion, en regard de la disparition de ces anomalies.

Ces deux hypothèses ne s'excluent nullement l'une l'autre et on peut rapprocher la présence d'une bande d'anomalies radioactives en surface d'une zone où l'absence de barres de quartzite écrans permet la mise en place, à partir du granite, de pointements aplitiques et de filons uranifères.

La découverte d'une carotte de sondage minéralisée en uranium a permis d'appuyer cette dernière hypothèse, comme on va le voir ci-dessous.

5 - L'uranium en profondeur

Des deux sondages carottés, la SACEM a extrait des tronçons de carotte présentant des fractures minéralisées radioactives et nous en a confié une à fin d'analyses.

Le tronçon de carotte présentait un chevelu de filonnets (stockwerk) grossièrement parallèles à la foliation et à remplissage hétérogène. Nous avons déterminé des filonnets de carbonates (sidérite), de pyrite et de minéraux noirs; ces minéralisations se trouvaient soit seules, soit en bandes alternées (figure 98).

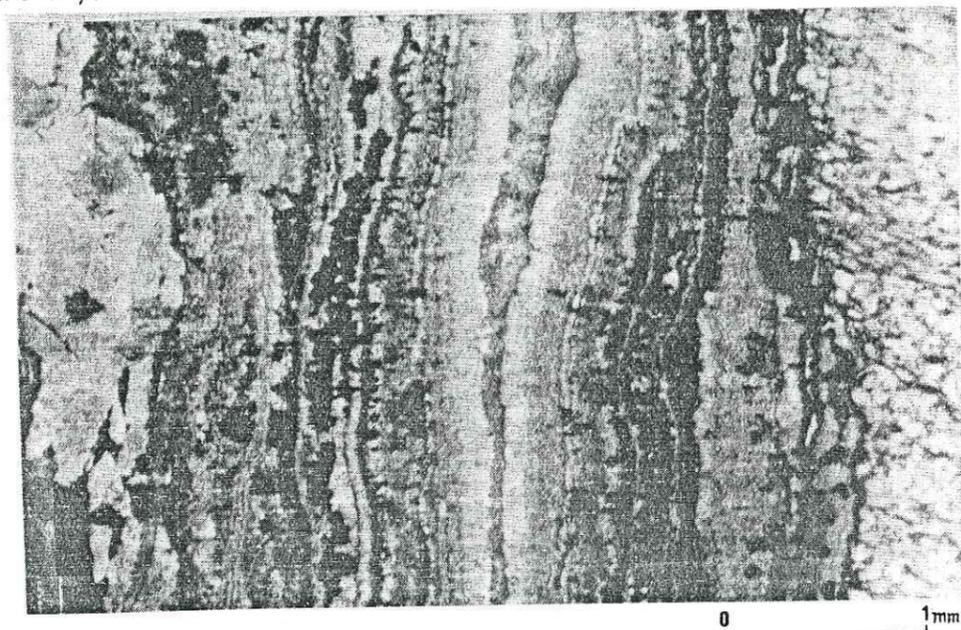


Figure 98 : Coupe d'un filon minéralisé (en lame mince)

L'analyse en diffraction X a permis de préciser que la sidérite était le seul carbonate présent, de reconnaître la goéthite, la limonite et les pics de l'uraninite. Ceux-ci, visibles sur le diffractogramme de la figure 99, sont larges, mal définis témoignant d'un état cryptocristallin. Il s'agirait donc de concrétions de type pechblende.

A partir du diffractogramme de la figure 99, nous avons calculé le paramètre a_0 de la maille de la pechblende: $a_0 = 5.405 \text{ \AA}$. Nous avons ensuite reporté cette valeur dans le diagramme de la figure 100 donné par CATHELINÉAU et al. (1980). Ce diagramme permet de fournir une indication sur l'âge de la minéralisation en se basant sur la dilatation du réseau cristallin de la pechblende en fonction du temps: le plomb radiogénique bien que né sous forme de Pb^{4+} (0,84 Å) réagit selon:

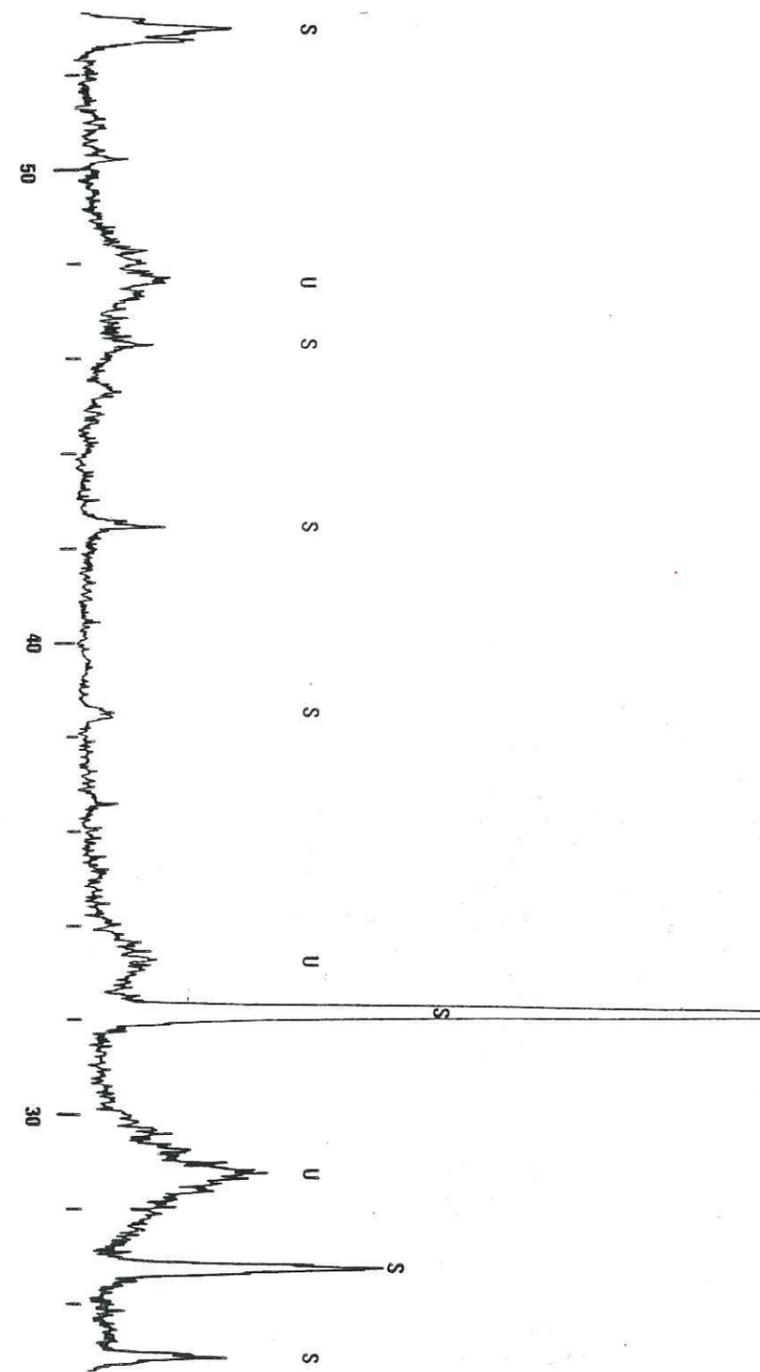


Figure 99 : Diffractogramme X de sidérite-uraninite

Le Pb^{2+} (1,2 Å) en se substituant à U^{4+} (0,97 Å) dilate le réseau (SCHADE, 1983).

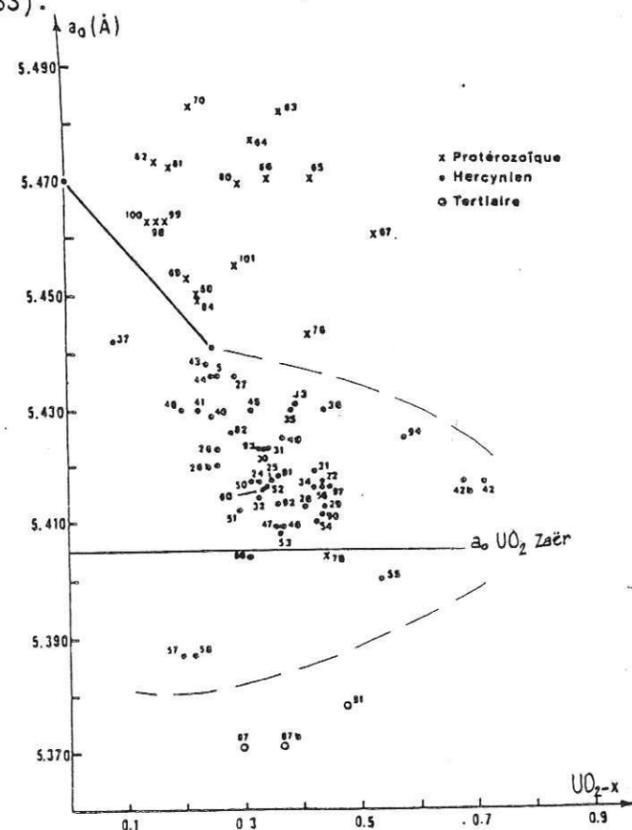


Figure 100 : Diagramme a_0 - UO_2-x de CATHELIN et al. (1980)

La valeur de $a_0 = 5,405$ Å de la pechblende serait d'âge hercynien, âge qui serait en accord avec la mise en place du granite intrusif et de son cortège filonien.

La présence de pechblende associée à la sidérite et à la pyrite dans des stockwerks, corroborée par l'âge hercynien donné par la maille du réseau cristallin, permet d'affirmer que l'origine de l'uranium est au moins en partie liée au granite intrusif hercynien.

La paragenèse primaire est donc l'association pechblende-quartz-sulfures de fer-carbonate de fer (sidérite), association de type hydrothermal. L'étude d'inclusions fluides dans les sidérites des gisements de l'Erzgebirge, a donné des températures variant entre 92 et 137° C (RICH et al., 1977). Ces mêmes auteurs ajoutent que la plupart des minéralisations hydrothermales à pechblende sont de cet ordre de température.

Il est difficile, dans l'état actuel des investigations, de pousser plus loin les conclusions ou de proposer un modèle défini sans être imprécis ou fortement hypothétique. Nous n'avons pas pour but de proposer un modèle de gisement de l'uranium sur la bordure nord-orientale du granite des Zaër, néanmoins nous pouvons proposer des analogies avec des gisements équivalents reconnus.

6 - Comparaison avec quelques gisements connus de type "contact"

La découverte de minéralisations uranifères hydrothermales dans des schistes de l'auréole de contact d'un granite intrusif hercynien nous a conduit à rattacher ce gisement à ceux de type "ibérique" ou plus généralement du type "contact" classification donnée par NASH et al. (1981) et dont les caractéristiques sont indiquées dans le tableau ci-dessous:

Type	Roches hôtes	Minéralogie	Forme	Remarques	Exemples
Dépôts de contact	Schistes et calc-silicates à proximité de plutons granitiques	Pechblende	Disséminée	Habituellement enrichissement	Midnite mine (Washington)
		Coffinite	Stockwerk	par phénomènes supergènes	Mary Kathleen (Australie)
		Pyrite		Fe (Espagne)	
		Marcassite			Nisa (Portugal)

En particulier, la similitude des concentrations en U des schistes des Zaër avec le gisement de Fe en Espagne (DARDEL et al., 1979) est remarquable à beaucoup de points de vue:

- ce sont deux gisements situés dans des schistes appartenant à l'auréole de contact d'un granite hercynien intrusif;
- ces schistes avaient antérieurement subi un métamorphisme régional (épizone);
- dans les zones à fortes concentrations en U, l'encaissant est traversé par de nombreux pointements granitiques;
- les paragenèses primaires correspondent à l'association: uranium-quartz-sulfures de fer-carbonates.

Même si en surface les concentrations liées à l'altération météorique restent improductives, on peut espérer trouver en profondeur des minéralisations uranifères, éventuellement exploitables, dans les schistes de bordure du granite des Zaër: il faudrait pour cela rechercher systématiquement le contact avec le granite sous-jacent et définir de manière plus précise la géométrie de la fracturation et des minéralisations associées. Ces recherches sont à effectuer dans les zones où les quartzites ne peuvent faire écran entre les schistes et le granite: ainsi la probabilité de trouver un gisement est plus forte vers le Sud-Ouest du granite qu'au Nord-Est sur la bordure nord-orientale.

7 - Conclusion

L'uranium sur la bordure nord-orientale du granite hercynien intrusif des Zaër est présent sous deux occurrences distinctes:

- un gisement primaire filonien, hydrothermal de basse température, d'âge probablement hercynien: la paragenèse primaire correspond à l'association pechblende-quartz-sulfures de fer-carbonates;

- un gisement secondaire issu, probablement, d'un gisement primaire par lessivage et drainage des niveaux porteurs de l'uranium et reconcentration par absorption sur des minéraux d'altération supergène des schistes (oxy-hydroxy-

des de fer). Cette liaison de l'uranium et du fer, responsable des anomalies radioactives de surface dans les encroûtements ferrugineux, est un témoin du climat de type tropical, antérieur à la formation des "kerchas" quaternaires, et probablement d'âge pliocène à villafranchien ancien.

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GENERALES

Les séries affleurant dans le secteur étudié appartiennent au Paléozoïque inférieur et essentiellement à l'Ordovicien supérieur (Llandeilo supérieur-Caradoc-Ashgill).

La sédimentation débute à l'Ordovicien par des dépôts détritiques sur une plate-forme épicontinentale. Au début du Silurien, s'amorce la formation d'une ride, la ride Zaër dont la surrection se marque dans la sédimentation par une mégaséquence positive jusqu'au Dévonien moyen: cette mégaséquence débute par les grès et argiles ordoviciens pour se terminer aux carbonates dévoniens indiquant la diminution progressive des apports détritiques.

Depuis les derniers dépôts du Paléozoïque, le secteur étudié n'a connu que des phases successives d'érosion et de pénéplanation, sauf un bref intermède de sédimentation marine molassique et littorale au Tortorien.

Cette émergence quasi continue depuis le Dévonien moyen est responsable de la mise à nu du granite, de la profonde altération l'affectant, ainsi que de l'abrasion de l'encaissant paléozoïque en une topographie plane.

Le milieu de sédimentation de l'Ordovicien supérieur dans l'anticlinal des Oulad Khalouk appartient à une zone de front deltaïque en bordure du continent saharien.

Cette zone se trouve en domaine marin épicontinental peu profond. Elle se situe entre le pro-delta distal avec des dépôts fins et relativement minces d'argiles et de silts, et le pro-delta proximal aux apports plus grossiers comme des grès parfois chenalisés.

L'oscillation entre un pro-delta distal et un pro-delta proximal peut être due à une instabilité de la plate-forme épicontinentale.

L'orogénèse hercynienne possède un style tectonique particulier dans la meseta marocaine: ce style se traduit par un découpage en blocs et lanières, séparés par de longs couloirs de décrochement où se concentrent les déformations pénétratives synmétamorphiques.

Ces couloirs semblent canaliser les flux thermiques et favoriser la réactivation du socle. Les déformations de la couverture sont dirigées par cette tectonique de blocs.

La meseta marocaine est donc un orogène établi sur une croûte continentale, dont l'évolution structurale est dirigée par des mouvements différentiels de blocs le long d'anciennes fractures.

Une première phase de plissement est responsable de plis dissymétriques synschisteux de direction axiale subhorizontale NE-SW. Cette première phase est datée du Namurien et elle est suivie par une deuxième phase cassante qui reprend les structures par des virgations de plan axial subméridien et par des accidents décrochants de même direction.

A cette deuxième phase, qui crénule les plans de foliation, on peut probablement associer un serrage qui transforme les plis dissymétriques en plis sub-isoclinaux à proximité de l'intrusion indiquant les effets de la mise en place du granite.

Si les effets de la première phase de déformation sont généraux dans la meseta marocaine, la deuxième phase de déformation observée dans le secteur étudié semble rattachée à la mise en place du batholite. En effet la reprise de la foliation, le resserrage des flancs de plis, les virgations et les décrochements associés, semblent diminuer, voire même disparaître en s'éloignant de l'intrusion granitique.

Ce dernier admet vraisemblablement en profondeur une forme de goutte d'eau inversée elliptique: les flancs ouest et est sont dissymétriques.

Le pluton granitique des Zaër présente deux unités bien distinctes: un granite à biotite, de composition de diorite quartzique, et un granite à deux micas (adamellite ou monzonite quartzique) formant un complexe à structure zonée.

Au cours de l'évolution du magma originel, s'individualise une phase magmatique particulière, représentée par le granite à deux micas, se comportant, lors de sa mise en place, comme une intrusion par rapport aux faciès déjà cristallisés (granite à biotite).

Le rapport isotopique initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ égal à 0,7054 indique que le magma initial provient d'un mélange entre un magma mantellique et le produit d'une fusion partielle de la croûte continentale: cette origine s'accorde avec le caractère intrusif du pluton.

L'encaissant métamorphique du granite des Zaër montre sur sa partie sud-est une subdivision en trois auréoles concentriques qui sont, depuis l'intrusion: - une auréole de cornéennes micacées à andalousite centimétrique, avec parfois au contact un développement de cristaux de tourmaline décimétrique;

- une auréole de schistes sombres à andalousite porphyroblastique, comportant quelques passées à grenat almandin. Cette auréole a une largeur kilométrique;

- une auréole de schistes satinés à muscovite-biotite.

Les deux dernières auréoles montrent des faciès d'un métamorphisme régional antérieur au métamorphisme de contact développé par le granite.

Un flux thermique au droit de l'intrusion granitique est à l'origine du métamorphisme régional. Ce métamorphisme de stade faible se traduit par le faciès à andalousite-muscovite-chlorite-quartz des schistes verts à la limite de la mésozone ou du stade moyen (apparition du grenat almandin en présence de chlorite).

Ce métamorphisme régional s'accompagne d'une phase tectonique de déformation qui réoriente les cristaux dans un plan de foliation parallèle à la stratification, déterminant ainsi une schistosité de flux S_{0-1} .

La mise en place du diapir granitique en fin de cristallisation détermine un métamorphisme de contact responsable de la formation d'une auréole de cornéennes sur une largeur de 500 mètres. Seul un accroissement de la taille des andalousites a pu lui être attribué.

Le diapir granitique en fin de cristallisation s'expande latéralement, ce qui provoque une deuxième phase de déformation dans une direction normale au contact du batholite et également à la foliation S_{0-1} moulée sur cette surface.

Cette déformation cisailante est représentée par une schistosité de crénulation et par une schistosité de "strain-slip" en lames minces: elle est limitée à la proximité du granite jusqu'à une distance de l'ordre du kilomètre.

Sur les échantillons analysés pour l'étude des minéraux argileux nous avons pu affirmer le caractère détritique des horizons argileux (pélitiques) dans les sédiments ordoviciens, montrer le caractère épizonal du métamorphisme régional au droit du granite par l'étude de la cristallinité de l'illite, et nous avons mis en évidence le climat hydrolysant ménagé du Villafranchien ancien et l'aridité du climat impliquant la conservation des néoformations depuis le Villafranchien récent.

En surface l'altération lessivante des schistes ordoviciens a entraîné la formation d'oxy-hydroxydes de fer à partir des sulfures de fer, abondants dans la roche. Ces encroûtements ferrugineux sont constitués de goethite et de limonite.

En profondeur, des filonnets, sécants sur la foliation des schistes, sont minéralisés en pyrite secondaire et carbonate de fer (sidérite). Ces minéralisations à pyrite-sidérite marquent la zone de réduction et le front d'oxydo-réduction de la nappe. Des filonnets de pyrite secondaire ont pu se former à partir de l'oxydation ménagée de la pyrite disséminée dans la roche.

La minéralisation en pechblende découverte dans un tronçon de carotte a été datée de l'Hercynien en se basant sur la valeur du paramètre de maille de la pechblende ($a_0 = 5.405 \text{ \AA}$); liée au granite intrusif, elle correspondrait à un gisement primaire de type "contact", hydrothermal de basse température.

La radioactivité de surface est probablement due au lessivage et au drainage des niveaux porteurs d'uranium d'un gisement primaire, et à la reconcentration par absorption sur des minéraux d'altération supergène des schistes, notamment sur les oxy-hydroxydes de fer des encroûtements ferrugineux.

Les potentialités uranifères des schistes de bordure du granite des Zaër sont réelles, et la recherche de minéralisations en profondeur doit s'abstraire de la radioactivité de surface.

Le déchiffrement des structures et de la fracturation des schistes en relation avec le granite, à une échelle plus précise, devrait conduire à la reconnaissance de guides de prospection.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLEN J.R.L. (1982). - Sedimentary structures. Their characters and physical basis. Volume II; 30 B. Elsevier Ed. Developments in sedimentology. 663 p.
- BARD J.P. (1980). - Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques. Masson Ed.
- BARIAND P., CESBRON F., GEFFROY J. (1978). - Les minéraux. Leurs gisements, leurs associations. Minéraux et fossiles.
- BEAUDET G. (1969). - Le plateau central marocain et ses bordures, études géomorphologiques. Thèse lettres Paris, 1969, 478 p., thèse Rabat, 1969, Imprimeries françaises et marocaines.
- BEAUDET G. (1972). - Le plateau central marocain (résumé de thèse). Rev. Géogr. Phys. & Géol. Dynam., (2), 16, p. 107-132.
- BELFKIRA O. (1980). - Evolutions sédimentologiques et géochimiques de la série phosphatée du Maestrichtien des Oulad Abdoun (Maroc). Thèse 3^e cycle, USM Grenoble.
- BLANC J.J. (1982). - Sédimentation des marges continentales actuelles et anciennes. Masson Ed., Paris.
- BOSCH J.W.H. van den (1974). - Quelques principes généraux de l'interprétation gravimétrique illustrés par des exemples empruntés à la carte gravimétrique du Maroc (structures du Rif et intrusions granitiques du Maroc central). Notes Serv. Géol. Maroc, 35, 255, p. 117-136.
- BRUN J.P. (1981). - Instabilités gravitaires et déformations de la croûte continentale. Application au développement des dômes et des plutons. Thèse de sciences, Rennes.
- CAILLEUX Y. (1975). - Tectonique tangentielle et décrochements hercyniens dans la région des Smaala (Maroc central). Sci. Géol. Bull., 28, (3).
- CAILLEUX Y. (1976). - L'anticlinal des Oulad Khalouk (Maroc central-occidental): structuration et réinterprétation du tracé cartographique. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., fasc. 2, p. 52-54.
- CAILLEUX Y. (1978). - Géologie de la région des Smaala (Massif central marocain). Stratigraphie du Paléozoïque, tectonique hercynienne. Notes Serv. Géol. Maroc, t. 40, n° 275, p. 7-106.
- CAILLEUX Y. (1981). - Une carte du métamorphisme hercynien dans l'Ouest du Maroc central; structures thermiques syntectoniques du socle et phénomènes de retard à la cristallisation des illites. Sci. Géol. Bull., 34, 2, p. 89-95, Strasbourg.
- CARON J.M. et JEANNETTE D. (1975). - Cisaillements et cristallisations dans les roches métamorphiques: interprétation de quelques microstructures. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), XVII, n° 5, p. 708-720.
- CATHELINEAU M., CUNEY M., LEROY J., LHOUE F., NGUYEN TRUNG, PAGEL M., POTY B. (1980). - Caractères minéralogiques des pechblendes de la province hercynienne d'Europe. Comparaison avec les oxydes d'uranium de Protérozoïque de différents gisements d'Amérique du Nord, d'Afrique et d'Australie. C.R.E.G.U., Nancy, 12 p.
- CATHELINEAU M. (1982). - Les gisements d'uranium liés spatialement aux leucogranites sudarmoricains et à leur encaissant métamorphique: relations et interactions entre les minéralisations et divers contextes géologiques et structuraux. Thèse 3^e cycle, I.N.P.L., Mém. n° 42, Sci. de la terre, Avril 1982.
- CHAURIS L. (1981). - Une province stannifère: le Massif armoricain (France). Chronique Recherche Minière, n° 462.
- CHOUBERT G. (1947). - Les conditions tectoniques de la mise en place des granites hercyniens du Maroc. C.R. Somm. Soc. géol. Fr., 5^e série, t. XVII, p. 262-264.
- CHOUBERT G. (1951). - Essai de chronologie hercynienne. Notes Serv. Géol. Maroc., n° 83, t. IV, p. 9-78.
- CHOUBERT G., HUPE P., LECKWIJCK W. van et SUTER G. (1956). - Sur l'âge caradocien des quartzites du pays des Sokhrets (Maroc hercynien central). C.R. Acad. Sci. Paris, 242, D, p. 392-395.
- CHOUBERT G. et FAURE-MURET A. (1962). - L'évolution du Domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. in Livre mémoire P. FALLOT, Mém. H. sér. Soc. Géol. Fr., 1, p. 447-527.
- COEMME S. (1917). - Note pétrographique sur l'ellipse granitique des Zaër. Bull. Soc. Géol. Fr., 4^e série, t. XVII, p. 55-67, C.R. Soc. Géol. Fr., fasc. 6, 1917, p. 75-76.
- COURBOULEIX S., DELPONT G., DESTEUCQ C. (1981). - Un grand décrochement est-ouest au Nord du Maroc à l'origine des structures plissées atlasiques. Arguments géologiques et expérimentaux. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. XXIII, n° 1, p. 33-43.
- CRUCHET M. (1983). - Relations entre l'hydrogéologie, le thermalisme et les circulations d'eaux uranifères dans les roches fissurées. Les massifs cristallins externes de basse Maurienne (Savoie). Thèse 3^e cycle, USM Grenoble.
- DARDEL J., PEINADOR FERNANDES A., JAMET P., LE CAIGNEC R., MOREAU M., SERRANO J.R., ZIEGLER V. (1979). - Gisements d'uranium dans les schistes péritholites (type ibérique) et dans les leucogranites (type limousin). (Portugal, Espagne, France). Livret guide d'excursion. Sci. de la terre, t. XXIII, n° 4, Nancy.
- DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J. (1962). - Rock Forming Minerals. Vol. 1, Ortho- and ring silicates, Longmans Ed., London.
- DESTOMBES J. (1971). - L'Ordovicien au Maroc. Essai de synthèse stratigraphique. Colloque Ordovicien-Silurien, Brest, Mém. BRGM, Paris, 73, p. 237-263.

- DUNOYER DE SEGONZAC G. (1969). - Les minéraux argileux dans la diagenèse, passage au métamorphisme. Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., 29, Strasbourg, 320 p.
- ESQUEVIN J. (1969). - Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. Bull. Centre Rech. Pau-S.N.P.A., 3, p. 147-154.
- EULRY M. et 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 Zaër (Plateau central, Maroc). 9^e RAST, Paris, p. 235.
- FABRE J. (1974). - Le Sahara, un musée géologique. La Recherche, n° 42, vol. 5, p. 140-152.
- GAPAIS D. et LE CORRE Cl. (1981). - Processus de déformation à basse température dans des argilo-siltites et des quartzites: effet de la lithologie et des conditions thermiques. Rev. Géol. Dyn. et Géogr. Phys., vol. 23, fasc. 3, p. 203-210.
- GARRELS R.M. & CHRIST C.L. (1967). - Equilibre des minéraux et de leurs solutions aqueuses. Monogr. Chim. Miner., Gauthier-Villars Ed., Paris.
- GENTIL L. (1911). - Le pays des Zaër (Maroc central). C.R. Acad. Sci. Paris, t. 153, n° 18, p. 839-841.
- GIULIANI G. (1982). - Contribution à la géologie du Massif granitique des Zaër (Maroc central). Etude des minéralisations à W-Sn-Mo associées. Thèse 3^e cycle, I.N.P.L., CNPG-ENSG.
- GIULIANI G. et SONET J. (1982). - Contribution à l'étude géochronologique du massif granitique hercynien des Zaër (Massif central marocain). C.R. Acad. Sci. Paris., 294, II, p. 139-143.
- HEM J.D. (1977). - Reactions of metal ions at surfaces of hydrous iron oxide. Geochim. Cosmochim. Acta, 41, p. 527-538.
- JEANNETTE D. et PIQUE A. (1981). - Le Maroc hercynien: plate-forme disloquée du craton ouest-africain. C.R. Acad. Sci. Paris, 293, II, n° 1.
- KHARBOUCH F. (1982). - Pétrographie et géochimie des laves dinantiennes de la meseta nord-occidentale et orientale marocaine. Thèse 3^e cycle, ULP Strasbourg, 158 p.
- LANGMUIR D. (1978). - Uranium solution-mineral equilibria at low temperatures with applications to sedimentary ore deposits. Geochim. Cosmochim. Acta, 42, p. 547-569.
- LECKWIJCK W. van, SUTER G., TERMIER H. (1955). - Contribution à la stratigraphie des terrains ordoviciens et gothlandiens de Khouribga-Oulmès (Maroc central). Notes Serv. Géol. Maroc, n° 223, p. 9-24.
- MAHMUD A. (1980). - Etude pétrologique du granite hercynien des Zaër (Massif central marocain). Thèse d'état, Clermont II, 430 p.
- MICHARD A. (1967). - Plissement concentrique, plissement synschisteux et granitisation dans le Cambro-Ordovicien des Rehamna occidentaux (Maroc). C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., 8, p.347-348.
- MICHARD A. (1976). - Eléments de géologie marocaine. Notes & Mém. Serv. Géol. Maroc, n° 252.
- MICHARD A. et SOUGY J. (1977). - L'orogénèse hercynienne à la lisière nord-ouest de l'Afrique. La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. Coll. Intern. CNRS, Rennes, n° 243, p. 605-640.
- MICHEL D. (1981). - Modalités des liaisons fer-uranium: le cas des concentrations ferrifères de Saint Pierre du Cantal (Cantal, France). C.R. Acad. Sci. Paris, 293, 3, série II, p. 209-214.
- MORIN P. (1951). - Quelques problèmes relatifs aux roches granitiques et microgranitiques et à leur minéralisation dans le Maroc central. Notes Serv. Géol. Maroc, n° 83, t. IV, p.163-184.
- NASH J.T., GRANGER H.C., ADAMS S.S. (1981). - Geology and concepts of genesis of important types of uranium deposits. Economic geology, 75th anniversary volume, p. 63-116.
- PAQUET H. (1969). - Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées. Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., 30, 212 p., Strasbourg.
- PECHER A. (1978). - Déformations et métamorphisme associés à une zone de cisaillement. Exemple du grand chevauchement central himalayen (MCT), transversale des Annapurnas et du Manaslu, Népal. Thèse d'état, USM Grenoble.
- PIQUE A. (1975). - Répartition des zones d'anchimétamorphisme dans les terrains dinantiens du Nord-Ouest du plateau central (meseta marocaine). Bull. Soc. Géol. Fr., XVII, n° 3, p. 416-420.
- PIQUE A. (1976). - Front thermique syntectonique et mise en place du granite d'Oulmès (Maroc central). Bull. Soc. Géol. Fr., t. XVIII, n° 5, p. 1233-1238.
- PIQUE A. (1979). - Evolution structurale d'un segment de la chaîne hercynienne: la Meseta marocaine nord-occidentale. Thèse de sciences, ULP Strasbourg.
- 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., vol.2, n° 1/2, p. 55-61.
- PIQUE A. (1981 a). - La chaîne hercynienne d'Europe occidentale et son prolongement dans le Nord-Ouest de l'Afrique. Sci. Géol. Bull., 34, 2, p. 123-134, Strasbourg.
- PIQUE A. (1981 b). - Un segment de chaîne intracontinentale: la Meseta marocaine nord-occidentale. Influence des fractures du socle précambrien sur la sédimentation et la déformation de la couverture paléozoïque. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. XXIII, n° 1, p. 3-10.
- PIQUE A. et MICHARD A. (1981). - Les zones structurales du Maroc hercynien. Sci. Géol. Bull., 34, 2, p. 135-146, Strasbourg.
- RAGUIN E. (1976). - Géologie du granite. 3^e édition, Masson Ed., Paris.
- RICH R.A., HOLLAND H.D., PETERSEN U. (1977). - Hydrothermal uranium deposits. Elsevier Scientific Publishing Company.

- ROBERT J.P., VIALON P. (1976). - Déformation interne et déformations aux limites dans un assemblage de blocs découpés par un cisaillement. Le clivage schisteux des niveaux structuraux supérieurs. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t.XVIII, n° 6, p. 1599-1604.
- SAMAMA J.C. (1982). - La pyritisation des fronts d'oxydo-réduction des gîtes d'uranium: signification géochimique et caractérisation texturale. Min. Dépos., 17, p.295-306.
- SCHENK P.E. (1971). - Southeastern atlantic Canada, Northwestern Africa and Continental Drift. Can. J. Earth Sci., 8, 1971, p. 1218-1251, n° 10.
- SCHOELLER H.J. (1962). - Les eaux souterraines. Masson Ed., 642 p., Paris.
- STILLE H. (1928). - Zu Einführung in die Phasen der paläozoischen Gebirgsbildung. Z. dt. Géol. Ges., 80, n° 1.
- TERMIER H. (1932). - Carte géologique provisoire du Maroc central au 1/200 000. Serv. Mines et Carte Géol., n° 22.
- TERMIER H. (1936). - Etudes géologiques sur le Maroc central et le Moyen Atlas septentrional. Notes & Mém. Serv. Géol. Maroc, n° 33, 4 tomes, 1566 p.
- TURNER F.J. et VERHOOGEN J. (1960). - Igneous and metamorphic petrology. Mc Graw Hill Book Co, New York.
- VANCE J.A. (1969). - On synnesis. Contrib. Miner. and Petrol., 24, n° 1, p. 7-29.
- VANDENVEN G. (1969). - Les terrains métamorphiques de la bordure nord-ouest du massif granitique des Zaër. Notes Serv. Géol. Maroc, 29, 213, p. 71-95.
- VIALON P., RUHLAND M., GROLIER J. (1976). - Eléments de tectonique analytique. Masson Ed., Paris, 118 p.
- VIGNERESSE J.L. et BRUN J.P. (1983). - Les leucogranites armoricains marqueurs de la déformation régionale: apport de la gravimétrie. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. XXV, n° 3, p. 357-366.
- VON RAD U., HINZ K., SARNTHEIN M., SEIBOLD E. (1982). - Geology of the northwest african continental margin. Springer Verlag Ed., Berlin.
- WINKLER H.G.F. (1979). - Petrogenesis of metamorphic rocks. 5^e édition, Springer Verlag Ed., Berlin.

Erratum:

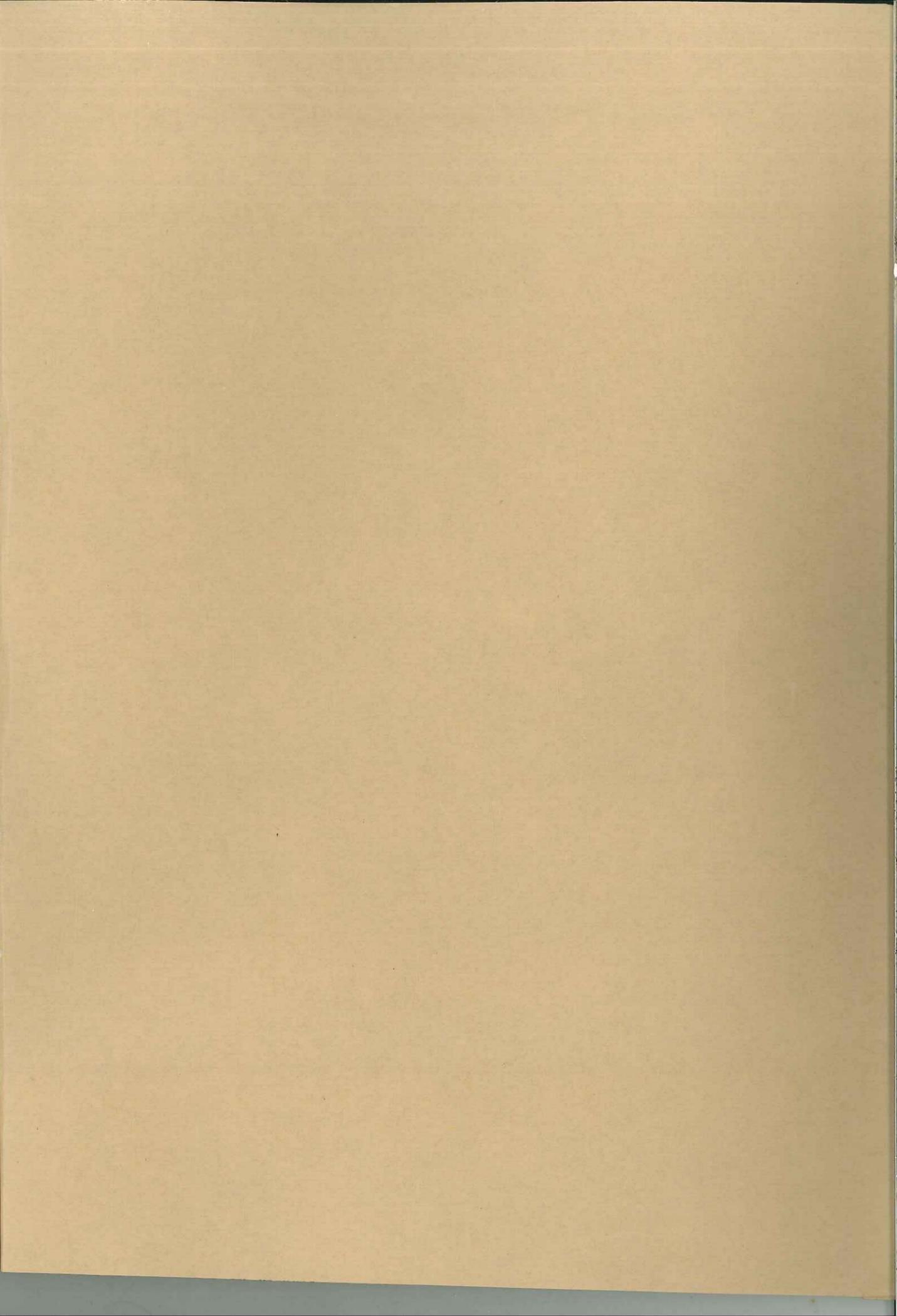
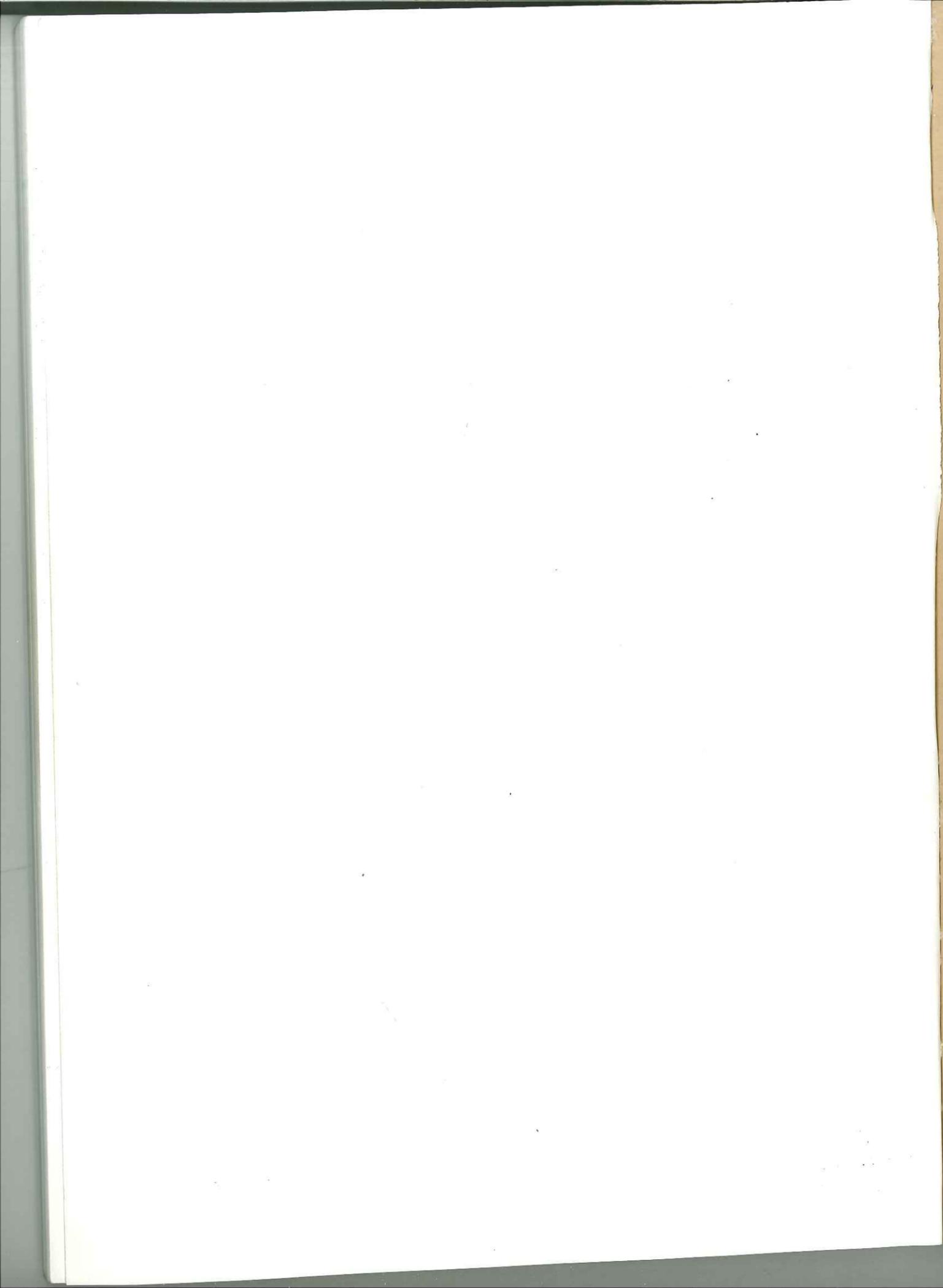
- SCHADE J. (1983). - Le synclinal de St Martin de Belleville et son Permien uranifère. Zone houillère briançonnaise- Alpes de Savoie. Thèse de troisième cycle, USM Grenoble.

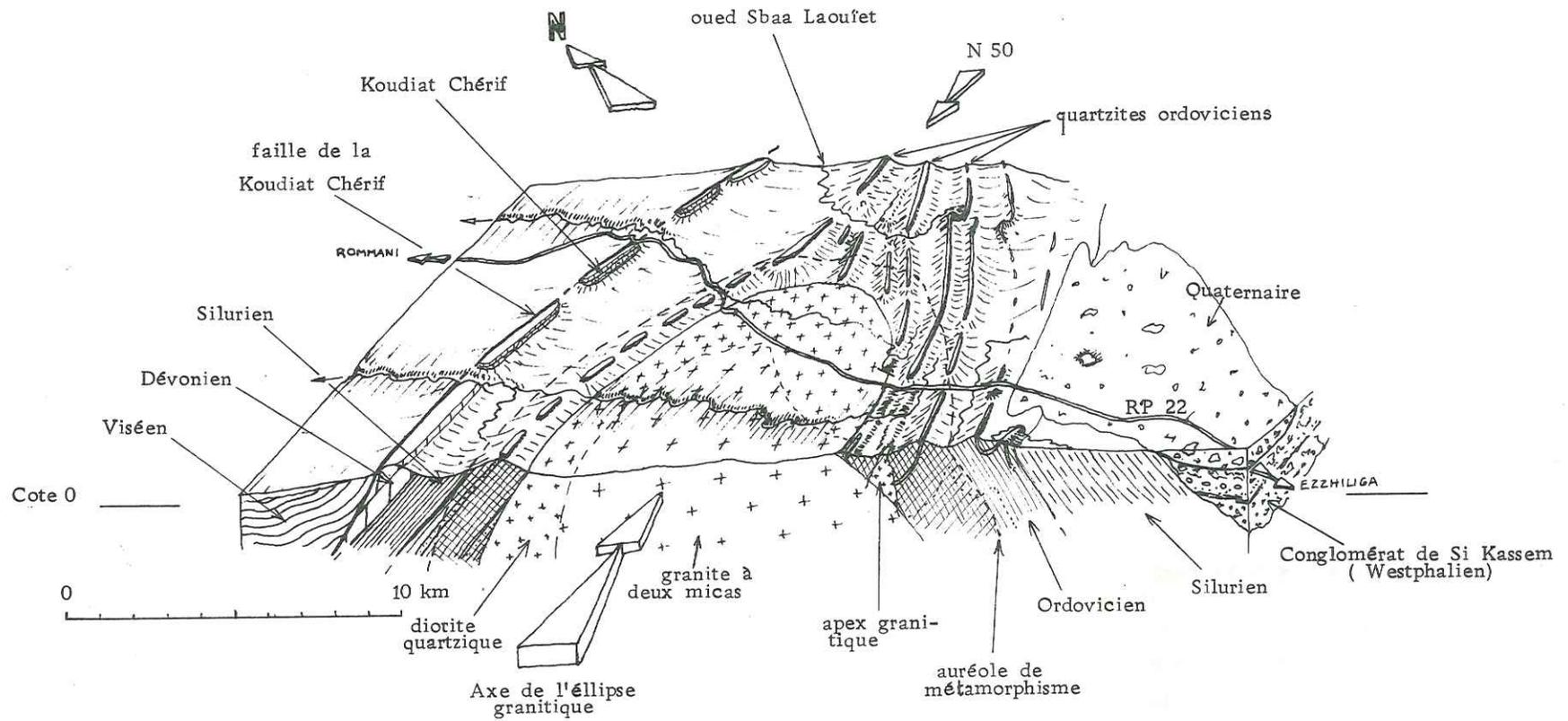
LISTES DES FIGURES ET DES TABLEAUX

Figure 1	Localisation du secteur d'études	p. 10
Figure 2	Carte structurale du Domaine Atlasique	p. 13
Figure 3	Schéma structural de l'anticlinorium de Khouribga-Oulmès	p. 13
Figure 4	Schéma géomorphologique et hydrographique du Massif hercynien central	p. 15
Figure 5	Carte géologique simplifiée du Massif hercynien central	p. 20
Figure 6	Colonne stratigraphique de l'encastement du granite des Zaër	p. 22
Figure 7	Coupe de la bordure nord du granite des Zaër	p. 23
Figure 8	Paléogéographie du Maroc au Trias supérieur	p. 25
Figure 9	Paléogéographie du Maroc au Jurassique	p. 26
Figure 10	Paléogéographie du Maroc au Crétacé	p. 27
Figure 11	Paléogéographie du Maroc central à l'Eocène	p. 27
Figure 12	Log stratigraphique détaillé de l'encastement de la bordure orientale du granite des Zaër	p. 30
Figure 13	Lame mince de quartzite (en lumière naturelle)	p. 31
Figure 14	Brèche dans un banc de quartzite (Sidi Larbi)	p. 31
Figure 15	Coupe géologique schématisée de la bordure orientale du granite des Zaër depuis Kermet el Haj jusqu'à Sidi bou Amar	p. 33
Figure 16	Coupe géologique schématisée de la bordure orientale du granite des Zaër depuis Ktib Merzoug jusqu'à Mouch mich Achour	p. 34
Figure 17	Localisation des observations de figures et des structures sédimentaires sur la bordure orientale du granite des Zaër	p. 37
Figure 18	Figures de ripple-marks	p. 38
Figure 19	Slumping et boules de quartzites remaniés	p. 38
Figure 20	Lits contournés	p. 39
Figure 21	Laminations parallèles et structure entrecroisée	p. 39
Figure 22	Load-casts	p. 41
Figure 23	Dish-structures	p. 41
Figure 24	Flute-casts	p. 42
Figure 25	Flute-casts	p. 42
Figure 26	Chenaux	p. 43
Figure 27	Interruptions locales de la barre de quartzite de Zagota-Souk et Tnine	p. 43
Figure 28	L'inlandsis saharien et les épandages détritiques à l'Ordovicien	p. 45
Figure 29	Schéma d'un delta	p. 45
Figure 30	"Slump-ball" de quartzite déformée	p. 47
Figure 31	Bloc-diagramme schématisé de la tectonique ante-hercynienne de blocs de socle dans la Meseta nord-occidentale	p. 55
Figure 32	Demi charnière de micropli isoclinal à flancs aplatis dans la foliation de plan axial	p. 57
Figure 33	Schéma structural des anticlinaux primaires de l'anticlinal principal des Oulad Khalouk	p. 58
Figure 34	Carte structurale de l'anticlinorium de Khouribga-Oulmès	p. 59
Figure 35	Coupe de l'extrémité septentrionale de l'anticlinal des Oulad Khalouk	p. 59
Figure 36	Virgation et déversement des structures vers le S.E. écorché de la barre de quartzite de Zagota-Souk et Tnine, flanc est de l'anticlinal d'Aïn Bridila	p. 60
Figure 37	Analyse photo-interprétative de la fracturation du granite des Zaër	p. 61
Figure 38	Rosace de distribution des fractures des quartzites	p. 62
Figure 39	Rosace de distribution des fractures des schistes	p. 62
Figure 40	Diagrammes de Schmidt (hémisphères supérieures)	p. 63
Figure 41	Virgation des quartzites et déversement de la structure de Mouch mich Achour	p. 65
Figure 42	Carte des directions de schistosité le long du contact granite-encastement	p. 65
Figure 43	Cisaillement de Mizane Kasbia: plissement associé à un cisaillement	p. 66
Figure 44	Fractures de Riedel (R et R') dans une zone de cisaillement dextre	p. 67
Figure 45	Orientations des différentes fractures dans une zone de cisaillement: exemple de la zone de cisaillement de Mizane Kasbia	p. 67
Figure 46	Kink-bands dans les argilo-siltites	p. 68
Figure 47	Fracturation soulignée par des filonnets de quartz et déformation de la foliation S_{0-1}	p. 69
Figure 48	Filonnets de quartz sygmoides	p. 70
Figure 49	Plan de faille de Souk et Tnine (déplacement dextre)	p. 70
Figure 50	Les différentes phases de déformation hercynienne dans l'anticlinal des Oulad Khalouk	p. 71
Figure 51	Carte gravimétrique du Maroc central	p. 72
Figure 52	Forme du granite des Zaër en profondeur d'après les anomalies gravimétriques	p. 73
Figure 53	Carte du contact granite-encastement sur la bordure nord-orientale du batholite des Zaër	p. 74
Figure 54	Courbe de variation de l'ellipticité des contours (B/A) du pluton avec la profondeur en fonction du produit des axes (A.B) pour le granite des Zaër	p. 75
Figure 55	Carte des faciès pétrographiques du granite des Zaër	p. 79
Figure 56	Diagramme R1, R2 de De La Roche des faciès granitiques des Zaër	p. 80
Figure 57	Tendance évolutive du pluton des Zaër	p. 81
Figure 58	Plagioclases à macles polysynthétiques et Carlsbad	p. 83
Figure 59	Figure de zoning dans les plagioclases	p. 83
Figure 60	Figure de synneusis dans les plagioclases	p. 84
Figure 61	Myrmérites de bordure	p. 84
Figure 62	Muscovite à forme squelettique dans un granite aplitique	p. 86
Figure 63	Diagramme Rb/Sr de datation du granite des Zaër	p. 88
Figure 64	Cristaux d'andalousite centimétriques dans une cornéenne (Jbel Ka'dar)	p. 91
Figure 65	Damouritisation de cristaux d'andalousite	p. 92
Figure 66	Schistosité de flux S_0 recoupée par une schistosité de strain-slip S_2	p. 93
Figure 67	Cristaux de grenat almandin-chlorite-pyrite	p. 94
Figure 68	Carte des échantillons pour l'étude des minéraux argileux	p. 96
Figure 69	Courbes de pourcentage de l'illite le long de différentes coupes	p. 99

Figure 70	Caractérisation des illites par la méthode d'ESQUEVIN (1969). Ordovicien de la bordure orientale du granite des Zaër	p. 101
Figure 71	Caractérisation des illites de l'ordovicien du bassin de Polignac par la méthode d'ESQUEVIN	p. 102
Figure 72	Caractérisation des illites par la méthode d'ESQUEVIN: Cambrien et Ordovicien du Môle cœtier	p. 103
Figure 73	Carte de cristallinité de l'illite	p. 104
Figure 74	Courbe de GUIDOTTI pour la détermination des muscovites paragonitiques	p. 105
Figure 75	Carte de répartition des minéraux argileux	p. 107
Figure 76	Diagramme de poudre désorientée: détermination de la kaolinite	p. 107
Figure 77	Diagramme RX de l'échantillon 98	p. 109
Figure 78	Diagramme RX de poudre désorientée de l'échantillon 98	p. 109
Figure 79	Individualisation du pic de la paragonite	p. 110
Figure 80	Identification de l'interstratifié (14C-14M)R	p. 112
Figure 81	Les quatre étapes de métamorphisme en fonction de la température et de la pression	p. 114
Figure 82	Diagramme de diffraction X du grenat almandin	p. 115
Figure 83	Schistosité de flux S_{0-1}	p. 119
Figure 84	Ombres de pression aux extrémités d'un cristal d'andalousite	p. 119
Figure 85	Macles mécaniques des quartz de quartzite	p. 122
Figure 86	Schistosité de strain-slip S_2	p. 122
Figure 87	Cristal de quartz en amande écaillé	p. 123
Figure 88	Cristal microcisaillé	p. 124
Figure 89	Schistosité tournée	p. 124
Figure 90	Carte du métamorphisme régional	p. 125
Figure 91	Diagramme RX de la sidérite	p. 128
Figure 92	Diagramme Eh-Ph de stabilité des oxydes, sulfures et carbonates de fer	p. 129
Figure 93	Diagramme Eh-Ph de stabilité entre Fe_2O_3 , Fe_3O_4 , FeS et FeS_2	p. 130
Figure 94	Diagramme Eh-Ph de stabilité de $FeCO_3$	p. 131
Figure 95	Carte de radioactivité	p. 135
Figure 96	Plan des sondages radio-carottés	p. 137
Figure 97	Profil de radioactivité des sondages carottés	p. 138
Figure 98	Coupe d'un filon minéralisé (en lame mince)	p. 140
Figure 99	Diffractogramme de sidérite-uraninite	p. 141
Figure 100	Diagramme a_0-UO_{2-x} de CATHELINÉAU et al. (1980)	p. 142

Tableau 1	Chronologie des événements hercyniens	p. 52
Tableau 2	Tableau des analyses d'argiles par diffraction X	p. 100
Tableau 3	Valeurs de d de différentes illites	p. 103
Tableau 4	Analyse chimique de l'échantillon 98 de la poche de sable argileux rouge	p. 108
Tableau 5	Types de schistosité définis par GAPAIS et LE CORRE (1981)	p. 120
Tableau 6	Caractéristiques des gisements d'uranium du type "contact"	p. 143





Bloc-diagramme schématique de la géologie du secteur étudié

CARTE GEOLOGIQUE DE L'EXTREMITÉ NORD DE
L'ANTICLINAL DES OULAD KHALOUK (Maroc central)

N



Cartes consultées:

TERMIER (1952)

PIQUÉ (1979)

MAHMOOD (1980)

0 1 2 3 4 km

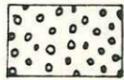
ROCHES SEDIMENTAIRES



Villafranchien récent



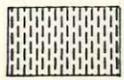
Kerchas du Villafranchien ancien



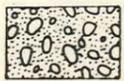
Tortonien



Terrains post-triasiques



Terrains viséens à triasiques



Carbonifère de Sidi Kassem



Devonien inférieur et moyen

1: observé 2: supposé

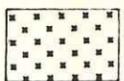


Silurien

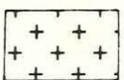


Ordovicien 1: schistes 2: quartzites

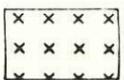
ROCHES PLUTONIQUES



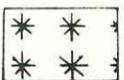
granite à biotite type I



granite à biotite type II



granite à deux micas



granite aplitique (*)



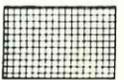
contour géologique



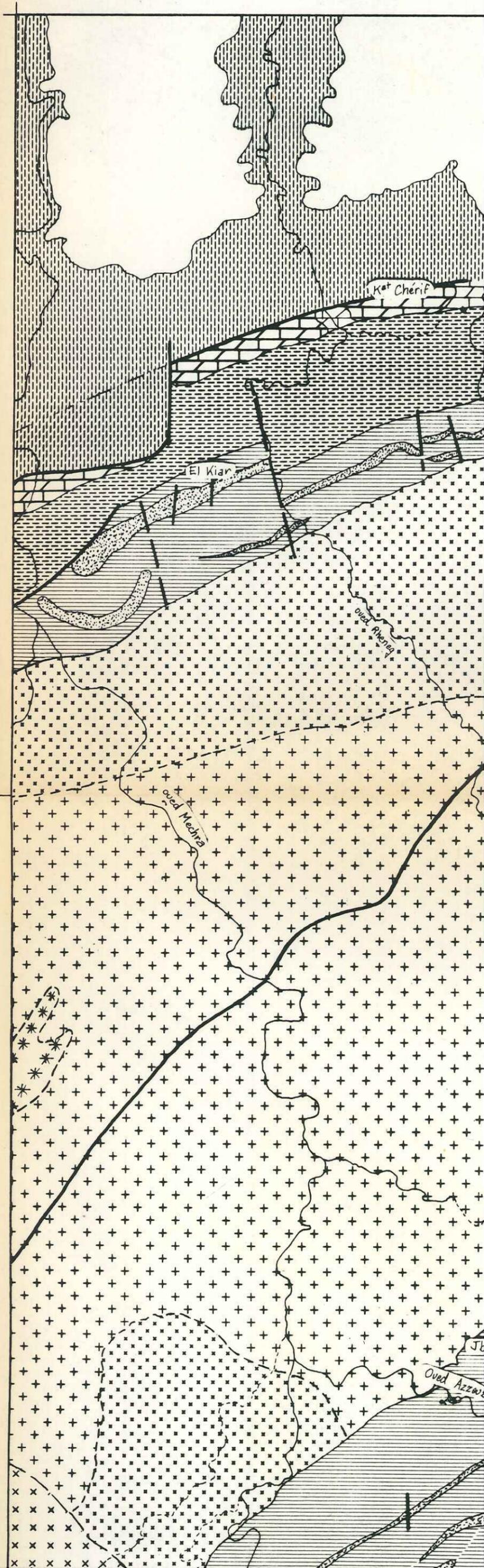
faille visible

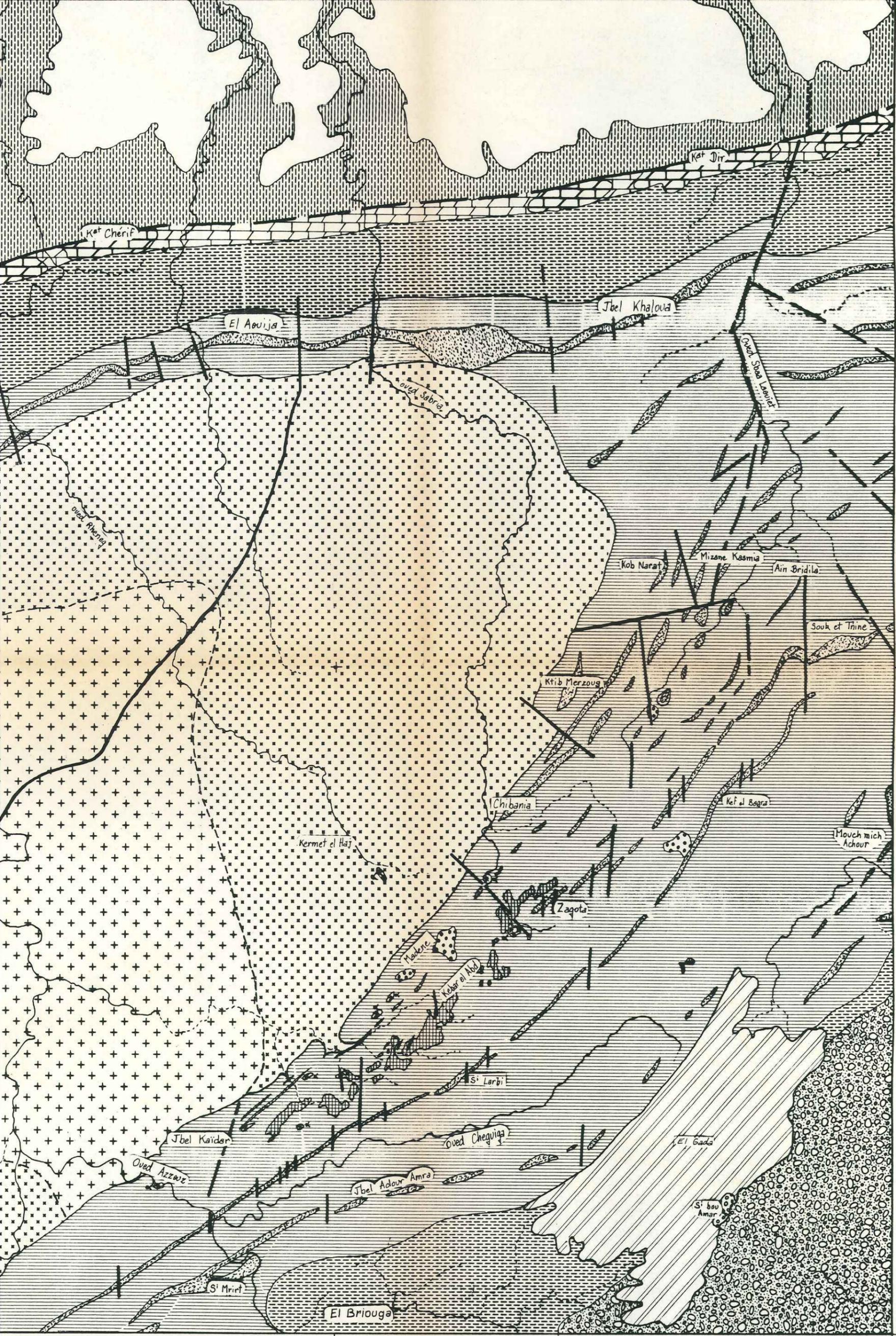


faille supposée



Anomalie radioactive (> 200 c/s)





THESE de SPÉCIALITÉ

Titre de l'ouvrage :

**GÉOLOGIE DE L'ENCAISSANT MÉTAMORPHIQUE
DU GRANITE DES ZAËR (MAROC)
Contribution à la recherche d'uranium**

Nom de l'auteur : Laurent MATHIAS

Établissement : Université Scientifique et Médicale de Grenoble

RÉSUMÉ

Les séries de l'anticlinal des Oulad Khalouk sont des séries détritiques continentales de l'Ordovicien supérieur, déposées en bordure de la plate-forme saharienne dans la zone de pro-delta circalittorale.

L'orogénèse hercynienne, gouvernée par une tectonique de blocs de socle, débute par une phase de plissement synschisteux de direction axiale NE-SW, post-Namurien et ante-Westphalien moyen. Une deuxième phase cassante reprend les structures par des décrochements et des virgations : elle doit être rattachée à la mise en place du granite des Zaër (298 ma).

Le métamorphisme régional culmine au droit du granite, à la limite épizone-mésozone ; la mise en place du diapir granitique s'accompagne d'un métamorphisme de contact ainsi que d'une schistosité de strain-slip S_2 reprenant la schistosité de flux S_0-1 .

Les minéralisations en pechblende sont datées de l'Hercynien et correspondrait à un gisement primaire de type « contact », hydrothermal de basse-température. La radioactivité de surface est due au piégeage de l'uranium sur des phases d'oxy-hydroxydes de fer.

MOTS-CLÉS

Sédiments détritiques ordoviciens ; Orognèse hercynienne ; Métamorphisme régional et de contact ; Uranium ; Granite intrusif des Zaër ; Maroc central.

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
E 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.42