

CAHIERS
DE
L'INSTITUT DE GEOLOGIE

Marc A. Studer

Tectonique et pétrographie des roches sédimentaires,
éruptives et métamorphiques de la région de

TOUNFITE - TIRRHIST
(Haut-Atlas Central, Maroc)

Thèse soutenue le 6 novembre 1980

à la faculté des Sciences de
l'Université de Neuchâtel

FACULTE DES SCIENCES

UNIVERSITE DE NEUCHATEL

(SUISSE)

EMILE ARGAND 11 CH-2007 NEUCHATEL

IMPRIMATUR POUR LA THÈSE

Tectonique et pétrographie des roches sédimentaires éruptives et métamorphiques de la région de Tounfite-Imilchif (Haut-Atlas central, Maroc)

de Monsieur Marc-Alfred Studer

UNIVERSITÉ DE NEUCHÂTEL

FACULTÉ DES SCIENCES


La Faculté des sciences de l'Université de Neuchâtel,
sur le rapport des membres du jury,

Messieurs J.-P. Schaer, F. Persoz, A. Michard
(Strasbourg) et R. Du Dresnay (Rabat)

autorise l'impression de la présente thèse.

Neuchâtel, le 9 décembre 1981

Le doyen:


A. Aeschlimann

Articles publiés :

- STUDER, M. (1980) : Métamorphisme d'enfouissement dans le Haut Atlas Central (Maroc). Essai sur l'évaluation de l'épaisseur des couvertures sédimentaires. - C.R. Acad. Sc. Paris, D., 291, 457-460
- STUDER, M., DU DRESNAY, R. (1980) : Déformations synsédimentaires en compression pendant le Lias supérieur et le Dogger, au Tizi n'Irhil (Haut Atlas Central de Midelt, Maroc). - Bull. Soc. géol. France, (7), 22, 3, 391-397
- STUDER, M., BERTRAND, J. (1981) : Métamorphisme de sédiments marneux en bordure de filons basiques. (Haut Atlas Central, Maroc). - Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 61, 51- 80
- STUDER, M. HEITZMANN, P. [à paraître]
- Carte géologique 1:1000'000 feuille TOUNFITE. Service géologique du Maroc [à paraître]
- Notice explicative feuille TOUNFITE. Service géologique du Maroc. [à paraître]

Thèse déposée à l'Institut de Géologie de l'Université de Neuchâtel.

Articles publiés :

- STUDER, M. (1980) : Métamorphisme d'enfouissement dans le Haut Atlas Central (Maroc). Essai sur l'évaluation de l'épaisseur des couvertures sédimentaires. - C.R. Acad. Sc. Paris, D., 291, 457-460
- STUDER, M., DU DRESNAY, R. (1980) : Déformations synsédimentaires en compression pendant le Lias supérieur et le Dogger, au Tizi n'Irhil (Haut Atlas Central de Midelt, Maroc). - Bull. Soc. géol. France, (7), 22, 3, 391-397
- STUDER, M., BERTRAND, J. (1981) : Métamorphisme de sédiments marneux en bordure de filons basiques. (Haut Atlas Central, Maroc). - Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 61, 51- 80
- STUDER, M. HEITZMANN, P. [à paraître]
- Carte géologique 1:1000'000 feuille TOUNFITE. Service géologique du Maroc [à paraître]
- Notice explicative feuille TOUNFITE. Service géologique du Maroc. [à paraître]
- Thèse déposée à l'Institut de Géologie de l'Université de Neuchâtel.

GÉOLOGIE. — *Métamorphisme d'enfouissement dans le Haut Atlas central (Maroc). Essai sur l'évaluation de l'épaisseur des couvertures sédimentaires.* Note (*) de **Marc Studer**, présentée par Georges Millot.

Un métamorphisme d'enfouissement est mis en évidence par la cristallinité des illites et des chlorites dans les séries jurassiques du Haut Atlas dont l'épaisseur peut atteindre et dépasser 8 km. Un gradient géothermique normal explique le degré de transformation des sédiments. Il n'est pas nécessaire de faire intervenir l'apport thermique des intrusions (filons et massifs) d'âge tardi-jurassique. L'évolution de la cristallinité peut, dès lors, servir à estimer dans d'autres secteurs de la chaîne, la puissance des séries érodées.

In Central High Atlas a burial metamorphism is indicated by the evolution of illite and chlorite crystallinities. The metamorphic grade of Jurassic sediments can be attributed to a normal geothermic degree, and it is not necessary to try to explain it by heading through late Jurassic intrusions. Crystallinities allow us to forecast the thickness of eroded rocks in Central High Atlas.

I. INTRODUCTION. LA SÉRIE JURASSIQUE DU HAUT ATLAS CENTRAL MAROCAIN. — La chaîne du Haut Atlas central marocain est formée essentiellement par des roches jurassiques. Au Lias inférieur et moyen se dépose, dans un sillon préfigurant les limites de la future chaîne, une séquence carbonatée. Puis, pendant le Jurassique moyen, le sillon subsident est comblé par d'épais sédiments marneux et marno-calcaires devenant progressivement plus gréseux.

A la fin du Jurassique, des roches éruptives basiques et alcalines se sont introduites dans une couverture déjà fortement déformée au cours de plusieurs phases tectoniques échelonnées depuis le Lias supérieur. Ces roches intrusives se sont mises en place sous forme de massifs, dans le cœur d'anticlinaux étroits de style éjectif, et sous forme de filons dans les larges synclinaux.

Des lambeaux de sédiments crétacés s'observent localement en discordance sur ces massifs éruptifs, témoignant déjà à cette époque d'une érosion profonde. Au Crétacé et au Tertiaire, le centre de la chaîne n'a pas subi d'importants mouvements tectoniques.

Le degré de transformation des sédiments jurassiques dans les zones éloignées des massifs intrusifs a été étudié, dans la région de Rich (au sud de Midelt), par Schaer et Persoz [1]. Ces auteurs signalent une association illite-chlorite et un faible étalement des valeurs de cristallinités indiquant un stade « pré-anchimétamorphique ». D'après ces auteurs, ce degré de transformation ne peut pas résulter d'un métamorphisme d'enfouissement, étant donné la faible surcharge sédimentaire envisagée dans cette région. Ces auteurs concluent donc à l'existence d'un métamorphisme lié aux intrusions de roches éruptives.

Or, dans une région voisine du Haut Atlas, à environ 60 km à l'ouest, la puissance des sédiments jurassiques conservés atteint, par endroit, plus de 8 000 m. Dans ces conditions, on peut s'attendre à rencontrer une évolution minéralogique qui dépend principalement de l'enfouissement. Afin de vérifier cette hypothèse, un échantillonnage a été effectué depuis les séries de base du Lias inférieur au sud du Jebel Masker jusqu'à la formation détritique rouge et verte d'Anemzi (Bathonien). D'une manière générale, les prélèvements s'étagent tous les 100 m le long de la série stratigraphique (fig. 1). Notons que, dans l'ensemble de cette coupe et tout particulièrement au nord, les roches éruptives jouent un rôle négligeable.

II. MESURES DE LA CRISTALLINITÉ DES MINÉRAUX PHYLLEITEUX PAR DIFFRACTION DES RAYONS X.

— Les échantillons, au nombre de 116, ont été étudiés par diffraction des rayons X. Dans cette série sédimentaire, les minéraux phylliteux sont essentiellement des illites et des chlorites, qui sont des minéraux détritiques.

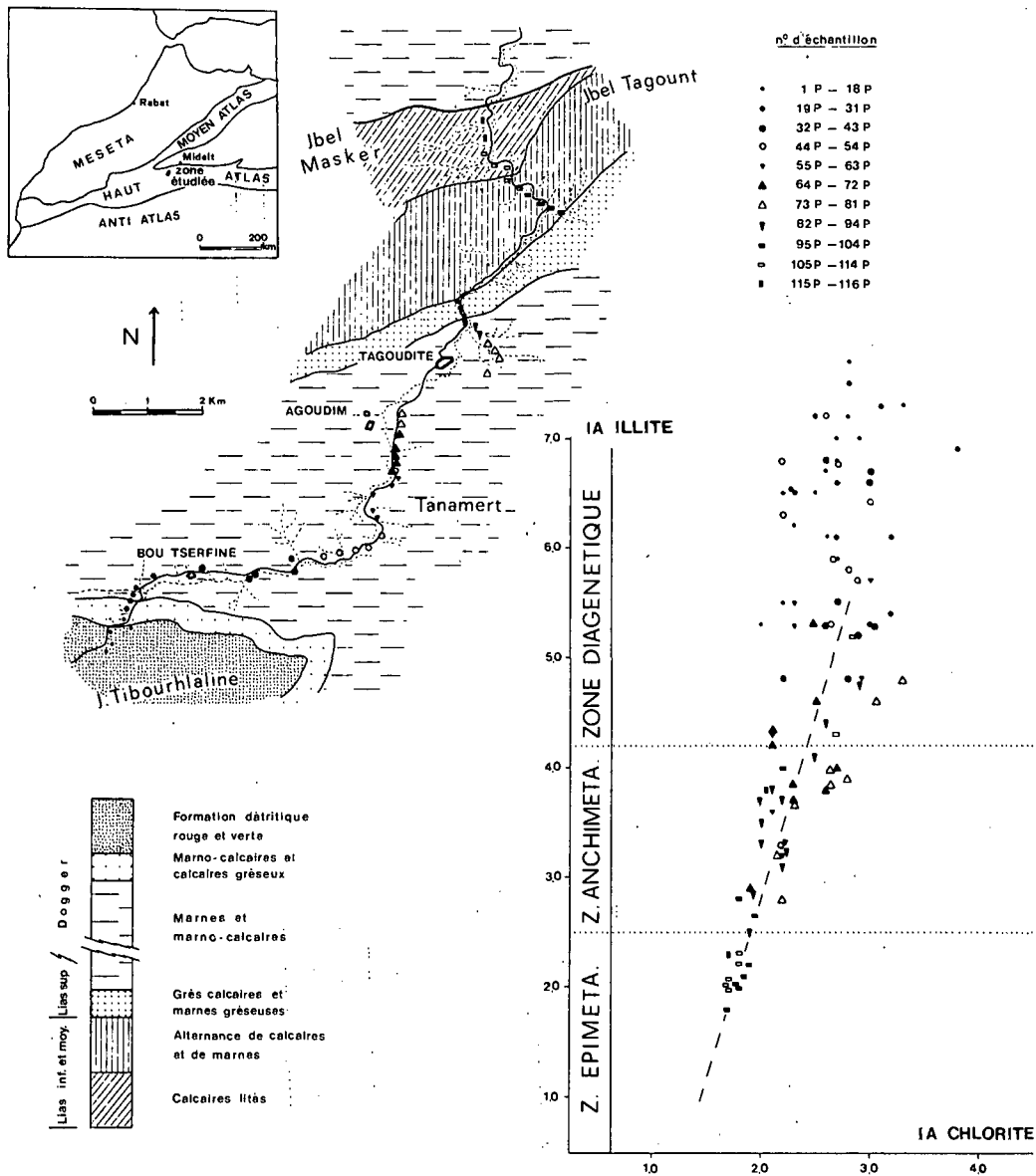


Fig. 1. – Situation des échantillons étudiés et corrélation des indices d'aigus (IA) des illites et des chlorites.

L'évaluation de la cristallinité de ces illites et chlorites a été faite par la méthode des indices d'aigus des pics de diffraction ([2], [3]), qui diminuent au fur et à mesure que la cristallinité augmente. Ces mesures montrent que l'indice d'aigu diminue du haut en bas de la série, en fonction de l'enfouissement subi. La corrélation parfaite entre les cristallinités des illites et celles des chlorites, à partir du sommet de la zone anchimétamorphique jusqu'à l'épizone, indique que la restructuration cristallochimique de ces phyllites est concomittante, sous l'effet d'une même cause (fig. 1).

La figure 2 montre que l'amélioration de la cristallinité des illites est approximativement linéaire. De plus, si les cristallinités sont meilleures dans les échantillons calcaires que dans les marnes, comme l'avait constaté Dunoyer de Segonzac [3], on observe que cette différence s'atténue avec l'enfouissement.

On remarque enfin que certains échantillons des niveaux les plus inférieurs voient leurs cristallinités diminuer, et ceci coïncide avec la présence de smectites. On y voit l'influence d'un hydrothermalisme local lié à la mise en place des roches éruptives.

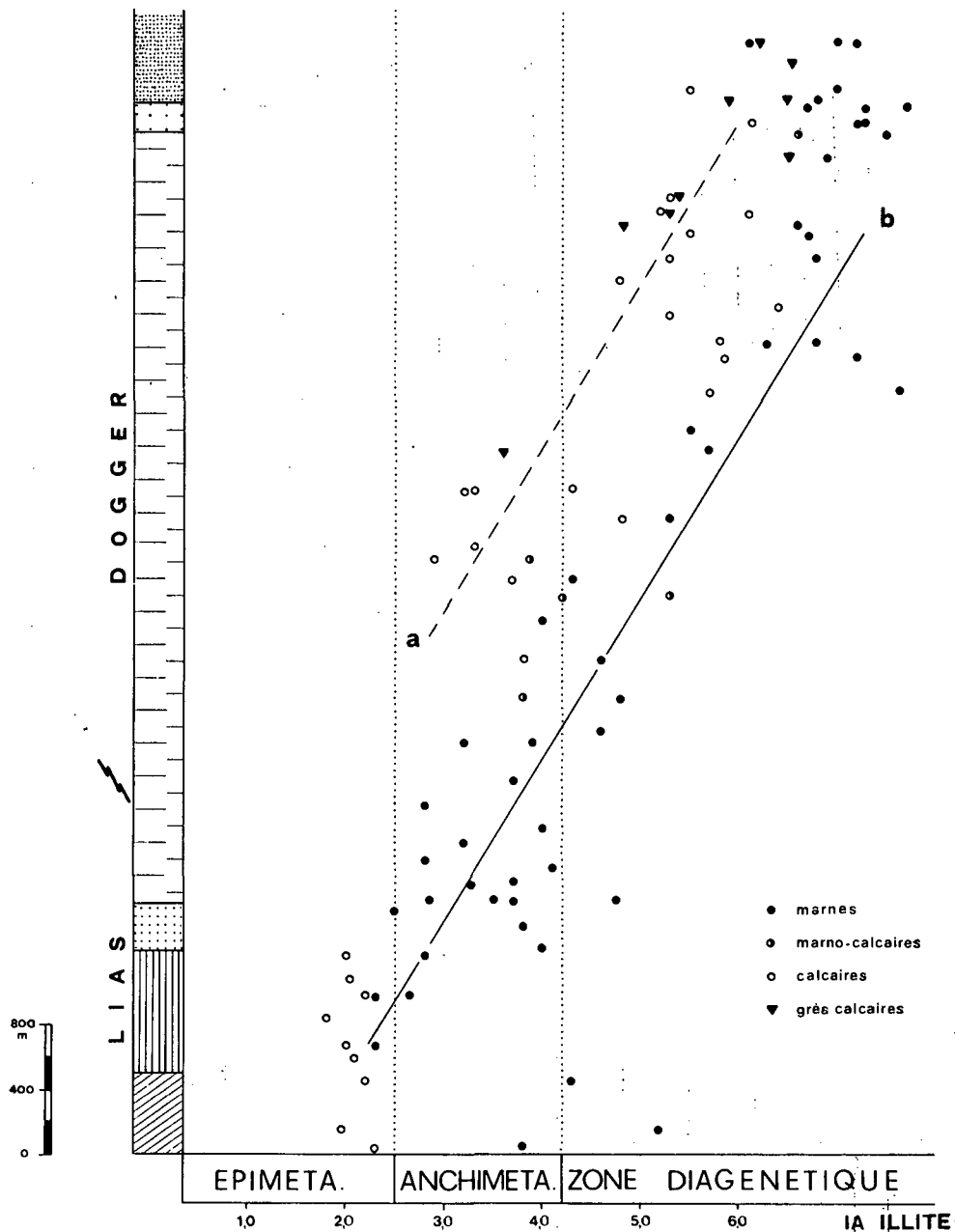


Fig. 2. — Évolution de l'indice d'aigu (IA) des illites avec l'enfouissement (colonne lithologique, même symbole que dans la figure 1). (a) Cristallinité moyenne dans les calcaires; (b) Cristallinité moyenne dans les marnes.

III. MÉTAMORPHISME D'ENFOUISSEMENT. — L'amélioration de la cristallinité des phyllites, du haut en bas de la série sédimentaire, peut s'interpréter comme le résultat de transformations minérales dues à l'enfouissement. En effet, les mesures montrent que l'on parvient, à la base de cette série, à des cristallinités caractéristiques du sommet de l'épizone.

Or, les données sur les paragenèses minérales ont permis d'apprécier la température du sommet de l'épizone aux environs de 300°C [2]. Si l'on utilise un degré géothermique normal de 30°C/km, cette température de 300°C nécessite un enfouissement de 10 000 m. C'est justement l'ordre de grandeur de ce qui existe dans cette région du Haut Atlas marocain, où la série actuellement observable est de 8 000 m. (*fig. 2*). De plus, il est raisonnable d'ajouter au moins 2 000 m d'érosion, comme on peut l'évaluer au nord du Jebel Tifidi (coord. : 528/196) [4]. Le métamorphisme d'enfouissement explique donc les faits.

IV. CONCLUSIONS. — 1. Pour rendre compte du degré de cristallisation des minéraux phylliteux dans les séries jurassiques du Haut Atlas central marocain, il n'est donc pas nécessaire de faire appel à l'influence de venues éruptives.

2. En effet, de nouvelles observations montrent que ces séries ont pu atteindre 10 000 m d'épaisseur, ce qui permet, avec un degré géothermique normal, d'obtenir l'épizone métamorphique à la base des séries, comme en témoigne l'étude de la cristallinité des illites et des chlorites.

3. Réciproquement, cette méthode permet une appréciation des épaisseurs des couvertures sédimentaires dans le Haut Atlas central, même quand ces dernières ont disparu par érosion. Cette appréciation, encore délicate dans la zone de diagenèse, devient meilleure dans l'anchizone et l'épizone, car la dispersion des cristallinités faiblit.

(*) Remise le 15 septembre 1980.

[1] J. P. SCHAEER et F. PERSOZ, *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5, 1976, p. 1239-1250.

[2] B. KUBLER, *Colloque sur les étages tectoniques*, Neuchâtel, 1966, p. 105-122.

[3] G. DUNOYER DE SEGONZAC, *Sedimentology*, 15, 1970, p. 281-346.

[4] M. A. STUDER, *Thèse*, Université de Neuchâtel, en préparation.

*Institut de Géologie, rue E.-Argand,
Neuchâtel, Suisse.*

Déformations synsédimentaires en compression pendant le Lias supérieur et le Dogger, au Tizi n'Irhil (Haut Atlas central de Midelt, Maroc)

par MARC STUDER * et RENAUD DU DRESNAY **

Mots clés. — Déformation, Bassin de subsidence, Lias, Calcaire, Marne, Jurassique moyen, Compression horizontale, Discordance angulaire, Paléogéographie (Haut fond).
Domaine atlasique Maroc (Tizi n'Irhil).

Résumé. — L'étude de la région du Tizi n'Irhil (Haut-Atlas central, Maroc) permet des observations sur la nature et l'amplitude des déformations synsédimentaires affectant le bassin de Tounfite-Imilchil (centre du Haut-Atlas) au Lias et au Dogger. Il est ainsi possible d'émettre l'hypothèse que cette région a subi une compression horizontale dès le Lias supérieur.

Synsedimentary compressive deformations during the Upper Lias and the Dogger at Tizi n'Irhil (Midelt central Atlas, Morocco)

Abstract. — Investigations in the Tizi n'Irhil area (Central part of the High Atlas, Morocco : Tounfite-Imilchil district) provide data on the nature and amplitude of synsedimentary deformations, during Upper Lias and Dogger time. These data suggest that this area has undergone an horizontal compression as early as the Upper Lias time.

INTRODUCTION.

La structure du Haut-Atlas calcaire de la région de Tounfite-Imilchil est caractérisée par une succession d'anticlinaux aigus et de larges synclinaux constitués de roches mésozoïques, en grande majorité jurassiques.

Ces sédiments se sont déposés dans une sorte d'auge ou sillon subsident, allongé Ouest-Est, qui préfigure la future chaîne atlasique. Au centre du bassin, et sur le Trias (pélites rouges et dolérites altérées) qui ne se trouve qu'en lambeaux au cœur des anticlinaux, se sont déposées au Lias inférieur et moyen des formations carbonatées. Au Toarcien inférieur, une sédimentation détritique d'origine terrigène s'installe au cœur du sillon atlasique et se caractérise d'abord par une alternance de grès calcaires et de marnes gréseuses (base du Toarcien), puis par des marnes et des marno-calcaires (du Toarcien inférieur au Bajocien).

La puissance cumulée de ces sédiments peut atteindre plus de 8 000 m, mais varie considérablement d'une coupe à une autre ; en effet, les marnes et les marno-calcaires du Lias supérieur et du Dogger montrent des variations de puissance allant de 4 500 m (Anemzi : coordonnées 512-192) à 1 500 m (Nord du Jebel Aberdouz : coordonnées 525-186). Généralement, les puissances sont maximales dans les zones synclinales et minimales dans les zones anticlinales, ce qui permet de supposer que des rides existaient dans le bassin du Haut-Atlas au moins dès le Lias supérieur : et que ces paléstructures ont

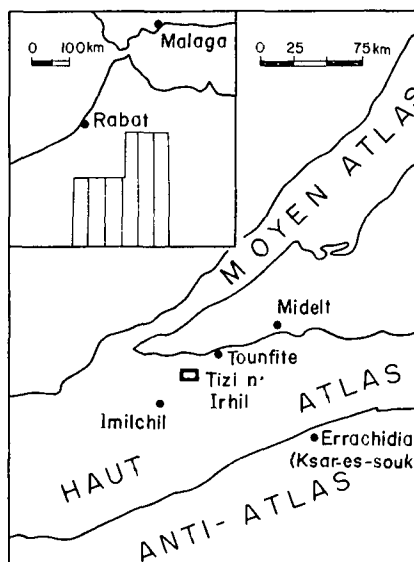


FIG. 1. — Situation de la région du Tizi n'Irhil (Haut-Atlas central).

conditionné l'emplacement ultérieur des axes anticlinaux actuels.

* Inst. de géologie, Univ. de Neuchâtel, Suisse.

** Direction de la géologie, Ministère de l'énergie et des mines, Rabat, Maroc.

Note déposée le 17 décembre 1979, présentée à la séance du 4 février 1980, manuscrit définitif reçu le 11 juin 1980.

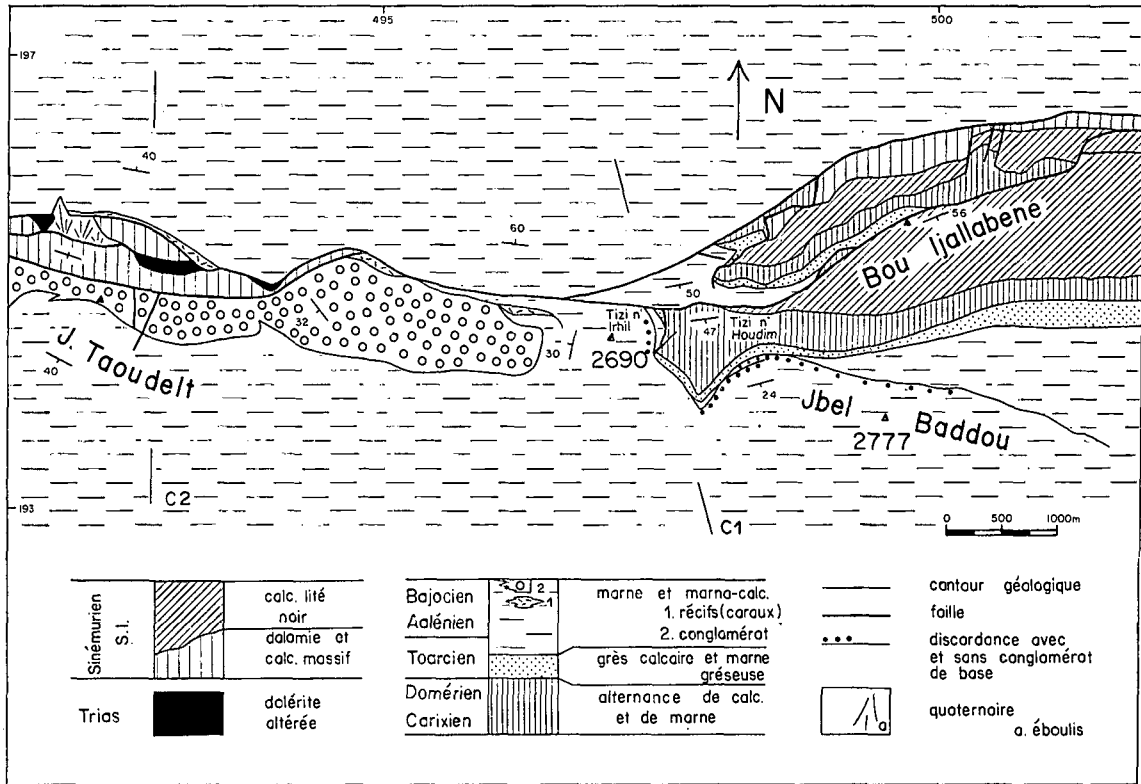


FIG. 2. — Carte géologique de la région du Tizi n'Irhil.

De tels phénomènes avaient déjà été signalés et décrits par Dubar [1938] au Sud-Ouest de Tounfite (coordonnées 498-194), où un ensellement de l'axe de l'anticlinal du Jebel Masker a permis la conservation au droit de cette ride des marnes et marno-calcaires du Lias supérieur et du Dogger ; mais le manque de documents détaillés et récents, ainsi qu'une brève reconnaissance sur le terrain, nous avaient montré la nécessité de reprendre les études stratigraphiques et tectoniques sur cette région, dont la qualité des affleurements est exceptionnelle pour le Haut-Atlas central.

Les levés de terrain, effectués par l'un de nous (M. S.) ont été exécutés en utilisant le fond topographique régulier de la feuille Tounfite au 1/100 000.

DISCORDANCE DU TIZI N'IRHIL.

Au Sud de Tounfite se dresse l'anticlinal liasique du Jebel Masker ; au Nord et au Sud de ce pli-faïlle de direction ENE, s'étendent respectivement les larges synclinaux de Dogger de Tounfite et d'Anemzi.

Dans ce dernier synclinal, la formation des marnes et des marno-calcaires (Toarcien inférieur à Bajocien : épaisseur supérieure à 4 500 m) se réduit progressivement à l'Ouest, vers le Jebel Baddou, en s'appro-

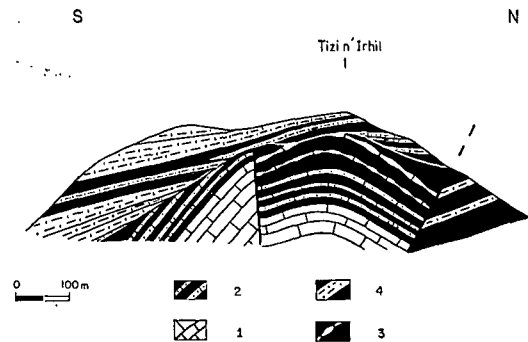


FIG. 3. — Coupe C 1 de la figure 2 : discordance et paléofaïlle du Tizi n'Irhil.

1 : alternance de calcaires et de marnes (Domérien) ; 2 : grès calcaires et marnes gréseuses (Toarcien inférieur) ; 3 : marnes à Ammonites pyriteuses (Toarcien inférieur à Toarcien supérieur) ; 4 : marnes et marno-calcaires (Bajocien).

chant de l'anticlinal du Jebel Bou Ijallabène (terminaison ouest du Jebel Masker). Une discordance, jalonnée sporadiquement par un conglomérat, y apparaît peu à peu sur le flanc nord du Jebel Baddou (fig. 5 : coupes B 4 et B 5). Au Tizi (col) n'Houdim (Est du Tizi n'Irhil), ce conglomérat, atteignant par endroits un mètre d'épaisseur, repose sur les grès

calcaires et les marnes gréseuses du Toarcien inférieur (fig. 4 : coupes B 2 et B 3). Au Sud de ce col (fig. 4 : coupe B 2), un deuxième niveau conglomératique apparaît au sein des marnes et des marno-calcaires, et rejoint le premier conglomérat quelques centaines de mètres plus à l'Ouest.

Ces conglomérats, à patine brune et cassure noire, sont formés par des éléments centimétriques et anguleux de grès calcaires et de marno-calcaires : leurs éléments ne sont que rarement jointifs et leur matrice est formée par une biomicrorite à débris d'Échinodermes et à pyrite. Parmi les faunes observées, on remarque des Brachiopodes, des Gastéropodes, des Lamellibranches, des rostrés de Bélemnites, des Ostracodes, des spicules de Spongiaires et des Foraminifères benthiques (*Nodosariidae*). Mais surtout ces conglomérats sont datés, au Tizi n'Houdim, par quelques Ammonites de l'Aalénien inférieur : *Lioceras* gr. *opalinum* REIN., *Tmeloceras scissum* BEN. et des *Hammatoceeratidae*.

La discordance se poursuit jusqu'au Tizi n'Irhil et s'interrompt sur la faille inverse de l'anticlinal du J. Bou Ijallabène. Au Nord de cette faille, il n'est pas possible de retrouver la discordance, les sédiments y étant fortement écaillés.

Au Tizi n'Irhil, les marnes et les marno-calcaires, rapportés au Bajocien, y reposent, par l'intermédiaire d'un conglomérat, sur les marnes à Ammonites pyriteuses du Toarcien moyen et supérieur, tandis que 200 m plus au Sud, sans transition, ces marnes et marno-calcaires se trouvent en discordance, comme au Tizi n'Houdim, sur les grès calcaires et les marnes gréseuses de la base du Toarcien. Cette discordance a oblitéré et scellé le tracé d'une faille synsedimentaire à regard nord (fig. 3). Au Sud de cette paléo-faille, les marnes et les marno-calcaires s'effilent en biseau sur la discordance en direction du Nord, tandis qu'au Nord de cette même faille, les marnes et les marno-calcaires présentent un dispositif inverse, avec biseau en direction du Sud (fig. 3). Le conglomérat qui jalonne la discordance au Nord de la paléo-faille, est formé d'éléments calcaires et marno-calcaires ; il contient aussi des Ammonites, généralement en fragments et en parties remaniées, principalement de l'Aalénien inférieur : *Tmeloceras scissum* BEN., des fragments d'*Hammatoceeratidae*, des *Graphoceratidae* et quelques fragments d'*Otoites* sp. Mais Dubar [1938] y a de plus signalé *Haplopleuroceras mundum* S. БУСКМ., *Ludwigella rudis* БУСКМ., *Graphoceras* cf. *debile* БУСКМ. (Aalénien moyen et supérieur) et, un peu plus haut, *Emileia sauzei* D'ORB. Il s'en suit que plusieurs zones d'Ammonites sont représentées au sein du conglomérat et qu'il s'agit vraisemblablement de faunes condensées et de niveaux remaniés par ce conglomérat, phénomène classique dans l'Aalénien de la Téthys et du Maroc [Th. Lelièvre, 1960, p. 20].

Au-dessous, les petits bancs calcaires noduleux des marnes à Ammonites pyriteuses soulignent un pli anticlinal tronqué par la discordance (fig. 3). Ces marnes contiennent de nombreuses Ammonites presque toutes pyriteuses et généralement entières : *Phylloceras* gr. *nilssoni* (HEB.), *Phylloceras* sp. et *Lyloceras* sp., *Hildoceras bifrons* (BRUG.) [juv.], *Hildoceras sublevisoni* FUC. [nombreux], *Ospelioceras* (*Pseudopolyplectus*) aff. *authelini* (MON.), *Osp.* cf. *pervinquieri* (MON.), *Pseudogrammoceras* sp., *Mercaticeras* sp., *Pseudolioceras* sp. (cf. *lylhense* YOUNG et BIRD), *Catacoeloceras* sp., nombreux *Porpoceceras crassicoelatum* GUEX (= *Coeloceras acanthopsis* MON.) et trois fragments d'*Hammatoceeras praefallax* MON. Ces Ammonites s'échelonnent du Toarcien moyen (zone à Sublevisoni) au Toarcien supérieur, sur 20 m de puissance seulement dans des horizons marneux (affleurement en talus découvert de haute altitude) ; les *Hammatoceeratidae* proviennent vraisemblablement des niveaux supérieurs. Cependant, il est tout à fait improbable, comme l'avait suggéré Dubar [1938], qu'il puisse s'agir de « marnes bajociennes avec Ammonites toarciennes remaniées » : la faune recueillie est au contraire assez riche et homogène pour y reconnaître l'ensemble du Toarcien moyen et supérieur ; d'autre part, juste au Nord du col, la totalité de la série toarcienne, y compris le Toarcien inférieur, affleure en continuité avec le Domérien supérieur.

En effet, au Tizi n'Irhil, une déformation postérieure au Bajocien, liée à l'écaillage de l'anticlinal, met en contact les calcaires du Domérien moyen avec les marnes à Ammonites pyriteuses, faisant ainsi disparaître certaines assises du Toarcien inférieur et du Domérien supérieur (fig. 4, coupe B 1). D'ailleurs une schistosité se développe dans les marnes à Ammonites pyriteuses parallèlement aux contacts des roches carbonatées. Cette intense déformation ne permet pas de suivre la paléo-faille dans la région du Jebel Bou Ijallabène.

CONGLOMÉRATS DU JEBEL TAODELT.

A l'Ouest du Tizi n'Irhil, sur la crête de l'anticlinal, les sédiments sont de plus en plus récents : après des marnes et des marno-calcaires noirs, suivis de calcaires biodétritiques à Polypiers, plus de 2 000 m de calcaires oolithiques jaunes à intraclastes et à extraclastes (conglomérats) affleurent jusqu'au Jebel Taodelt. Les affleurements de cette formation sont situés au droit de l'anticlinal et seulement sur son flanc sud. Dans le synclinal d'Arheddou (au Sud de l'anticlinal), les calcaires oolithiques jaunes passent latéralement à des marnes et des marno-calcaires noirs (fig. 6). Sur le flanc nord, les marnes et les marno-calcaires ne montrent aucun conglomérat,

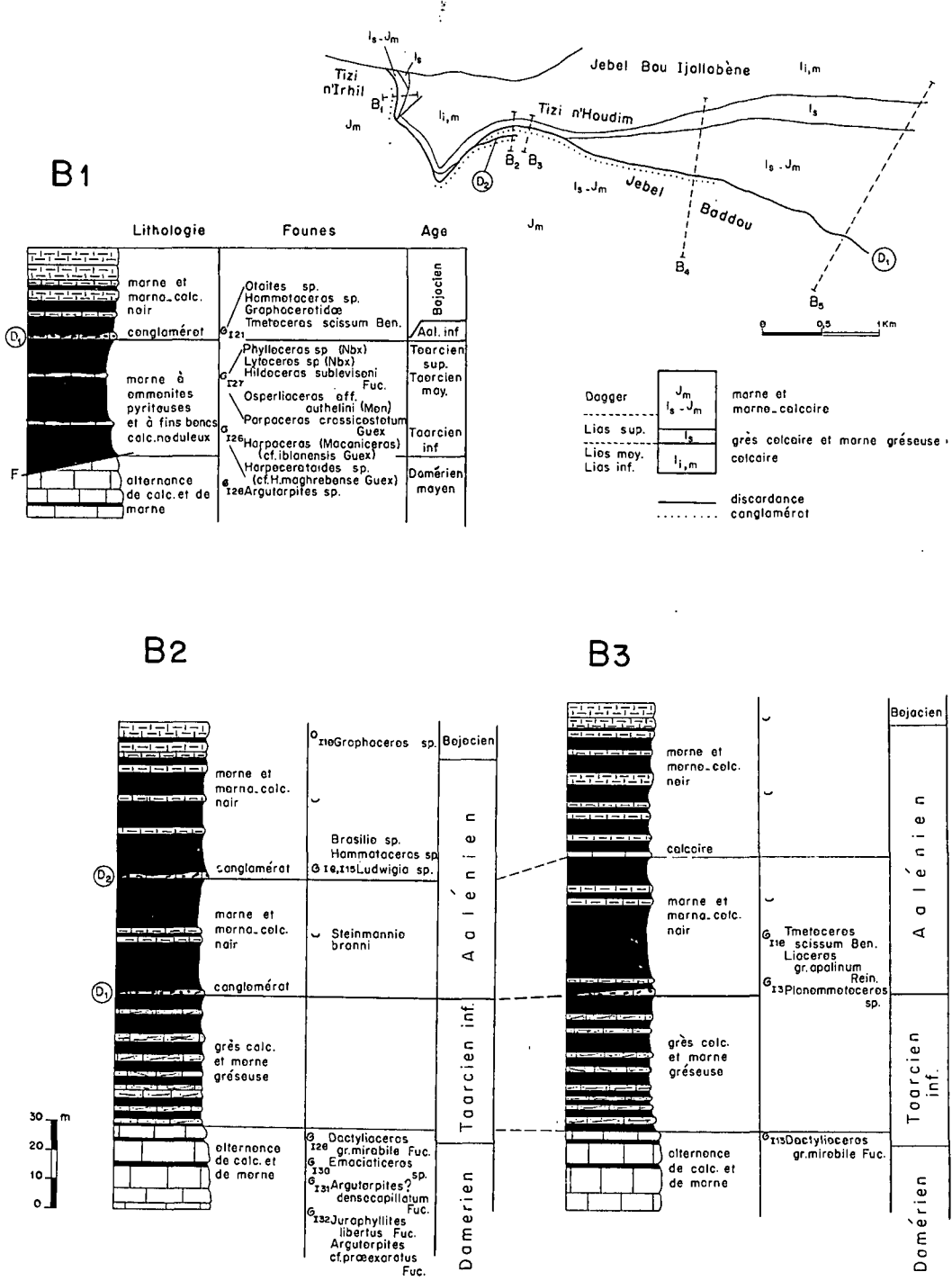


FIG. 4. — Coupes stratigraphiques au Tizi n'Irhil et au Tizi n'Houdim.

bien que leur dépôt soit contemporain de la sédimentation des conglomérats du flanc sud.

Les lithoclastes de la base de la formation conglomératique sont des intraclastes (atteignant parfois plusieurs centimètres) de calcaires biodétritiques. Les

organismes observés sont des Gastéropodes, des Échinodermes, des Bryozoaires, des Polypiers, des Brachiopodes et des Algues. De nombreux intraclastes ont une forme lenticulaire, évoquant celle de galets mous. De gros quartz idiomorphes et des amas

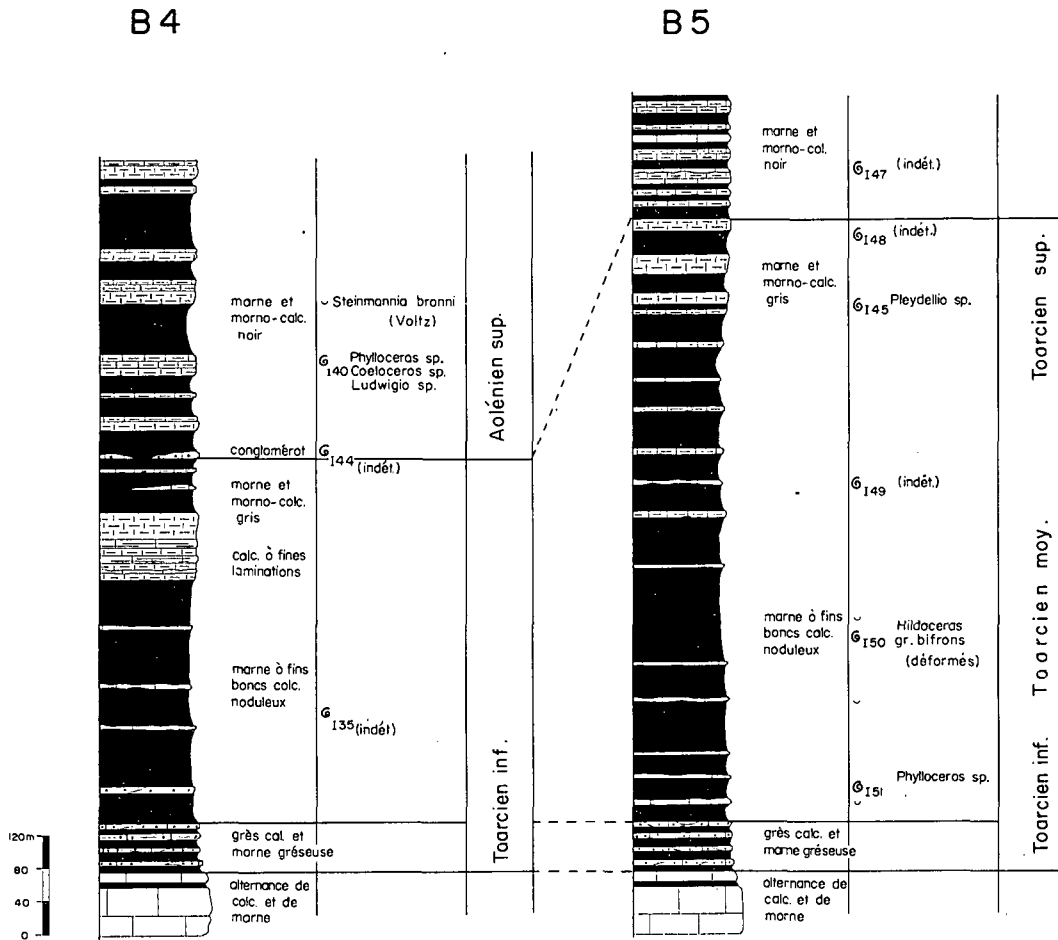


FIG. 5. — Coupes stratigraphiques dans les marnes et les marno-calcaires, au Sud du Jebel Bou Ijallabène.

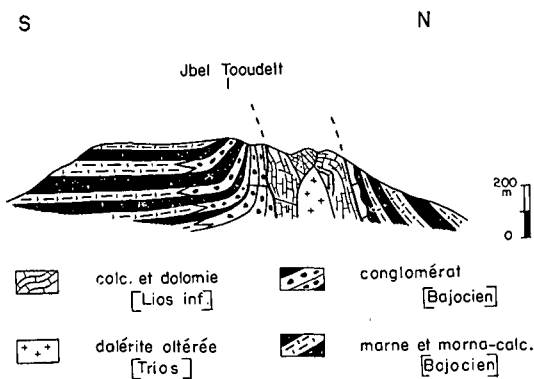


FIG. 6. — Coupe C 2 de la figure 2 : Jebel Taoudelt.

de petits quartz allotriomorphes engrenés épigénisant préférentiellement les oolithes et les intraclastes, remplacent souvent plus du tiers du volume de la roche. La détermination des Brachiopodes (*Burmihynchia ? termierae* Rouss.) permet de dater ces

conglomérats du Bajocien supérieur au Bathonien inférieur.

Les extraclastes, atteignant souvent plusieurs centimètres, s'observent après la sédimentation de 400 m de calcaires oolithiques à intraclastes, et restent présents jusqu'aux derniers bancs de la formation conglomératique : ce sont des galets un peu émoussés de dolérites altérées du Trias et de dolomies (parfois de laminites) rapportées avec sûreté à la formation des dolomies et calcaires du Lias inférieur.

Dans la région du Jebel Taoudelt au Nord, des conglomérats, des lames de dolomies et de calcaires du Lias inférieur, ainsi que des lambeaux de dolérites altérées et de pélites du Trias, apparaissent au cœur de l'anticlinal (fig. 6) : ces « écailles » ont été fortement bréchifiées et des plis à axes subhorizontaux affectent les formations carbonatées du Lias inférieur. Les sédiments bajociens, à peu près horizontaux dans les zones synclinales, deviennent subverticaux et sont fortement déformés au contact de ces écailles. A

L'Ouest du Jebel Taoudelt (région non cartographiée en détail, les écaïlles disparaissent tandis que les conglomérats sont remplacés par des formations récifales à Polypiers.

INTERPRÉTATIONS.

L'érosion synsédimentaire du Lias supérieur (Tizi n'Irhil) permet de mettre en évidence la présence d'un *haut-fond* au droit de l'anticlinal du Jebel Bou Ijallabène.

La datation des sédiments situés de part et d'autre de la discordance conduit à placer l'âge de la naissance du haut-fond entre le *Toarcien supérieur* et l'*Aalénien supérieur* (fig. 4, coupe B 1, et fig. 5, coupe B 5). Cependant, la réduction de la puissance des sédiments du Toarcien moyen et supérieur, au droit de l'anticlinal (fig. 4, fig. 5), est l'indice qu'un paléorelief sous-marin peu important s'était formé au moins dès le *Toarcien moyen*.

L'accentuation de ce paléorelief entre le Toarcien supérieur et l'Aalénien supérieur, permettant l'érosion locale du Lias supérieur, est due à une *déformation cassante*, comme le montre la paléofaille du Tizi n'Irhil, dont le rejet est estimé à une *centaine de mètres*. Au Nord de la faille synsédimentaire, la présence de l'anticlinal antédiscordance (fig. 3), affectant les marnes à Ammonites pyriteuses du Toarcien moyen et supérieur, nous conduit à envisager l'hypothèse que la ride du Jebel Bou Ijallabène s'est formée dans un *régime en compression*, de composante Nord-Sud.

A l'Aalénien supérieur et au Bajocien, la ride a été progressivement *ennoyée* par les marnes et les marno-calcaires. La disposition de ces sédiments implique que le haut-fond se trouvait au droit de la paléofaille (fig. 3). L'augmentation rapide de la puissance des marnes et des marno-calcaires en direction des zones synclinales n'est pas la conséquence d'une activité continue de la ride, mais résulte d'un remplissage préférentiel des synclinaux. Après cet ennoyage,

un paléorelief sous-marin semble avoir subsisté, des récifs à Polypiers se développent dans les marnes et les marno-calcaires (bajociens) uniquement au-dessus de l'anticlinal [voir aussi R. Stanley, 1979-1980].

Les 2 000 m de calcaires oolithiques à niveaux conglomératiques postérieurs à l'édification des récifs (Bajocien supérieur — Bathonien inférieur) correspondent à des *épandages sédimentaires* originaires de la ride. D'après la nature des lithoclastes, l'*érosion*, au niveau de la ride, a déjà affecté les marnes et les marno-calcaires (Toarcien inférieur à Bajocien) ; puis l'apparition des extraclastes des formations du Lias inférieur et du Trias avec les intraclastes des marnes et des marno-calcaires implique que ces roches s'érodaient simultanément. La présence de lames de Lias inférieur et de Trias perçant les marnes et les marno-calcaires du Bajocien (fig. 6) ne peut se faire que sous forme d'*écaïlles tectoniques* amenant ces roches (et seulement ces roches) à l'affleurement : ces formations ne pouvaient en effet apparaître au cœur de la ride par le simple jeu d'une faille à composante normale ou même inverse, sinon la totalité de la séquence jurassique aurait été représentée parmi les extraclastes des conglomérats. L'extrusion des écaïlles au sein des sédiments bajociens, qui caractérise l'anticlinal actuel du Jebel Taoudelt, avait donc en fait commencé dès le Bajocien supérieur ou le Bathonien inférieur.

Pendant ces déformations, les zones synclinales ont été comblées par une sédimentation intense et continue : les mouvements relatifs le long des failles limitant les écaïlles ont été nécessairement de plusieurs milliers de mètres durant le Bajocien supérieur et le Bathonien inférieur. La présence de 2 000 m de calcaires oolithiques à niveaux conglomératiques, déposés uniquement au Sud de l'anticlinal, montre que la faille la plus active se trouvait au Sud des écaïlles. Au Nord, la sédimentation marneuse et marno-calcaire est moins importante. Les mouvements le long de ces failles sont *verticaux* : aucun indice de mouvement décrochant n'a pu être décou-

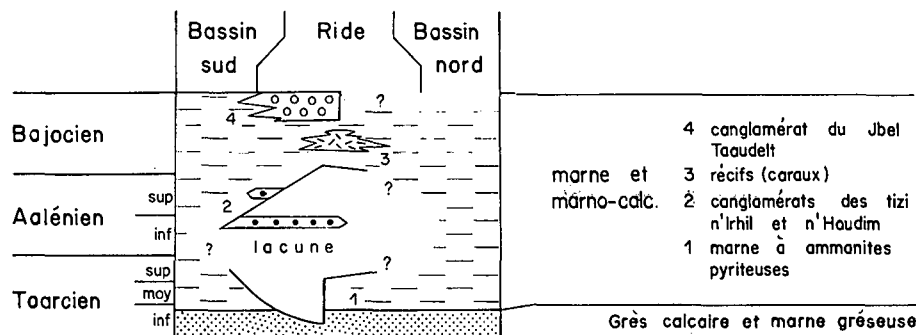


FIG. 7. — Diagramme lithologique synthétique de la région du Tizi n'Irhil.

CONCLUSIONS.

La présence de rides dans le Haut-Atlas central, pendant le Lias supérieur et le Dogger, a été mise en évidence par G. Dubar [1938, 1939, 1943-1949] : cet auteur avait émis l'hypothèse que ces rides matérialisaient déjà l'emplacement des futurs axes anticlinaux. L'un de nous [R. D., 1975] a apporté également des observations dans ce sens, et a montré que ces rides se sont accentuées pendant le Dogger.

Notre étude de la région du Tizi n'Irhil confirme ces résultats, et apporte des observations sur la nature et l'amplitude des déformations synsédimentaires. Ainsi, il est possible d'avancer l'hypothèse que c'est l'apparition de failles à composantes inverses qui est à l'origine des premières rides importantes. D'abord peu accentuées entre le Toarcien supérieur et l'Aalénien supérieur, les mouvements relatifs verticaux le long de ces failles atteignent plusieurs milliers de mètres pendant le Bajocien ; des écailles de Lias inférieur et de Trias jalonnent dès le Bajocien supérieur et le Bathonien inférieur la zone axiale de certaines rides.

Ainsi nous soutenons l'hypothèse que la partie

centrale du Haut-Atlas (région de Tounfite-Imilchil) était dès le Lias supérieur affectée par une contrainte maximale horizontale. Les conclusions d'Evans et Kendall [1977], selon lesquelles les rides du Dogger prenaient naissance au droit de failles normales, ne sont pas confirmées. En revanche des observations microtectoniques [Laville, 1978] avaient déjà montré l'existence de phases compressives au cours de l'Aalénien et du Dogger, et l'étude présente confirme la portée générale de telles conclusions.

Remerciements. Notre gratitude va à M. A. Hilali, Directeur de la géologie, et à M. M. Bensaïd, Chef du Service de la Carte géologique (Ministère de l'Énergie et des mines, Maroc), qui ont bien voulu autoriser la publication de ce manuscrit.

Cette étude a été effectuée dans le cadre du projet n° 2771.077 du Fonds national suisse de la Recherche scientifique.

Nous remercions M^{me} le professeur L. Rousselle, qui a obligeamment identifié les faunes de Brachiopodes récoltés, M. le professeur J. P. Schaer pour ses observations critiques sur le terrain, et R. Wernli pour l'examen des Foraminifères de certains niveaux.

Références

- DRESNAY R. DU (1975). — Influence de l'héritage structural tardi-hercynien et de la tectonique contemporaine sur la sédimentation jurassique, dans le sillon du Haut-Atlas, Maroc. 9^e Congr. internation. Sédim., Nice 1975, thème 4 : Tectonique & sédimentation, t. 1, p. 103-108.
- DUBAR G. (1934). — Sur le Lias supérieur du Haut-Atlas de Midelt (Maroc). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 49, p. 82-91.
- DUBAR G. (1938). — Sur la formation de rides à l'Aalénien et au Bajocien dans le Haut-Atlas de Midelt. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 206, p. 525-527.
- DUBAR G. (1939). — Carte géologique provisoire du Haut-Atlas de Midelt au 1/200 000. *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 59.
- DURAR G. (1943-1949). — Notice explicative de la carte géologique provisoire du Haut-Atlas de Midelt au 1/200 000. *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 59 bis, 60 p.
- DUBAR G. et MOUTERDE R. (1978). — L'Aalénien et le Toarcien terminal du Haut-Atlas. Esquisse paléogéographique. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XX, n° 2, p. 169-178.
- EVANS I. et KENDALL C. G. ST C. (1977). — An interpretation of the depositional setting of some deep water Jurassic carbonates of the Central High Atlas mountains, Morocco. *Soc. Econ. Pal. Min., Special Publ.* n° 25, p. 249-261.
- GUEX J. (1973). — Aperçu biostratigraphique sur le Toarcien inférieur du Moyen-Atlas marocain et discussion sur la zonation de ce sous-étage dans les séries méditerranéennes. *Eclog. Geol. Helv.*, t. 66/3, p. 493-523.
- LAVILLE E. (1978). — Incidence des jeux successifs d'un accident synsédimentaire sur les structures plicatives du versant nord du Haut-Atlas central (Maroc). *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XX, n° 3, p. 329-337.
- LAVILLE E., LESAGE J. L. et SÉCURET M. (1977). — Géométrie, cinématique (dynamique) de la tectonique atlasique sur le versant sud du Haut-Atlas marocain. Aperçu sur les tectoniques hercyniennes et tardi-hercyniennes. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XIX, n° 3, p. 527-539.
- LELIÈVRE TH. (1960). — Étude des Ammonites de l'Aalénien de deux gisements du Nord du Maroc (Préref). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 80, p. 15-52.
- MATTAUER M., TAPPONNIER P. et PROUST F. (1977). — Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales. L'exemple des chaînes atlasiques du Maroc. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XIX, n° 3, p. 521-526.
- ROUSSELLE L. (1966). — Remarques sur la répartition verticale et l'écologie de *Burmishynchia ? termierae* Rouss., seul Brachiopode connu de la formation supérieure des synclinaux de Skoura et d'El-Mers (Dogger du Moyen-Atlas septentrional). *C. R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 9, p. 346-347.
- STANLEY R. G. (1979-1980). — Middle Jurassic shoaling of the Central High Atlas sea near Rich, Morocco. *J. Sed. Petrol.*, vol. 50 (sous presse).

Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 61, 51-80, 1981

Reprint

**Métamorphisme de sédiments marneux
en bordure de filons basiques
(Haut Atlas central - Maroc)**

par *M. Studer*¹⁾ et *J. Bertrand*²⁾

Métamorphisme de sédiments marneux en bordure de filons basiques (Haut Atlas central - Maroc)

par *M. Studer*¹⁾ et *J. Bertrand*²⁾

Abstract

In Central High Atlas (Morocco) Jurassic calcareous mudstones are strongly metamorphised close to basic dykes. The mineralogical zonation in these metamorphic aureoles is very similar to zonations described in burial metamorphism. Nevertheless, the mineralogy of these aureoles differs in two particular concepts:

- Quartz disappears simultaneously with the appearance of actinolite.
- The instability zone of trioctahedral mica corresponds to the stability zone of actinolite.

In these metamorphic aureoles, the CO₂ pression was very low during the metamorphism in spite of all the decarbonation reactions.

A siliceous alkali aluminium metasomatism occurred after the metamorphism. This metasomatism is rich in TiO₂ and H₂O.

Résumé

Dans le Haut Atlas central marocain, des sédiments marneux d'âge jurassique sont fortement métamorphisés en bordure de filons basiques. Une zonation minéralogique très comparable aux zonations décrites dans le métamorphisme régional a été mise en évidence dans ces auréoles de contact. Néanmoins, deux observations sont propres à ces régions:

- Disparition du quartz simultanément à la néoformation de l'actinote.
- Mise en évidence d'une zone d'instabilité des micas trioctaédriques correspondant à la zone de stabilité de l'actinote.

La pression partielle de CO₂ est restée très faible dans toutes les auréoles de contact, malgré le déroulement de plusieurs réactions de décarbonatation.

Un métasomatisme silico-alcalin alumineux, riche en titane et en H₂O, s'est développé après le métamorphisme.

¹⁾ Institut de géologie, Université, CH-2000 Neuchâtel, Suisse

²⁾ Département de Minéralogie, Université, 13, rue des Maraîchers, CH-1211 Genève 4, Suisse

INTRODUCTION

Le Haut Atlas central marocain forme une étroite chaîne montagneuse intra-continentale. Elle est constituée essentiellement par des roches d'âge jurassique. Au Lias inférieur et moyen se dépose, dans un sillon préfigurant les limites de la future chaîne, une séquence carbonatée. Puis, pendant le Jurassique moyen, le sillon subsident est comblé par d'épais sédiments marneux et marno-calcaires devenant progressivement plus gréseux. A la fin du Jurassique, des roches éruptives basiques à caractère alcalin se sont introduites dans une couverture déjà fortement déformée au cours de plusieurs phases tectoniques échelonnées dès le Lias supérieur. Ces roches intrusives se sont mises en place sous forme de massifs, dans le cœur d'anticlinaux étroits de style éjectif, et sous forme de filons dans de larges synclinaux.

Les transformations minéralogiques liées à la mise en place de roches éruptives tardi-jurassiques n'ont été étudiées que très récemment. En effet, AGARD et al. (1953) ont, les premiers, signalés des néoformations de diopside dans les environs de la mine de plomb de Tirrhist. CAÏA (1968) a confirmé, par la suite, cette observation. D'autre part, en bordure de la boutonnière syénitique du Bou Agraou, AGARD (1973) a observé des grenats associés à des diopsides. Dans cette même région, SCHAER et PERSOZ (1976) ont trouvé de la wollastonite. En bordure des massifs éruptifs de Tassent et de Tasraft, CHÈVREMONT (1975) est surpris de constater que le métamorphisme de contact est généralement peu élevé. Des études dans la région de Rich, réalisées par SCHAER et PERSOZ (1976), confirment ce résultat. Dans cette zone, le métamorphisme de contact est caractérisé par une recristallisation partielle des carbonates, par une meilleure cristallinité des micas et des chlorites, ainsi que par des néoformations de trémolite, talc, prehnite et albite.

L'un de nous (STUDER, 1980b) a montré que les zones les plus transformées en bordure des massifs éruptifs ont disparu à la suite de déformations postérieures aux intrusions provoquant une extrusion des masses éruptives refroidies qui viennent ainsi en contact avec des roches peu ou pas métamorphiques.

Par contre, en bordure des puissants filons basiques (50-100 mètres) lardant les synclinaux, se développe un métamorphisme important.

Ce travail, qui fait partie d'une thèse (M. Studer), a pour but de décrire deux auréoles de contact en bordure de tels filons (Coupes M2 et M3). Les données sur les grenats ont été acquises à l'Université de Genève (J. Bertrand).

1. Méthodes d'investigation

Les techniques analytiques mentionnées ci-dessous ont été utilisées pour étudier les échantillons récoltés:

- a) Etude microscopique de lames minces.
- b) Analyses par diffraction des rayons X.

1. Etude qualitative des minéraux majeurs sur roches totales par la méthode des poudres (diffractomètre Philips avec compteur proportionnel et baie transitorisées $\text{CuK}\alpha$). Le dosage semi-quantitatif sur quelques échantillons a été réalisé selon la méthode de l'étalon externe (PERSOZ, 1969). L'erreur relative est d'environ 5% pour le quartz, de 10% pour les carbonates et plus grande pour le plagioclase acide. Le feldspath potassique n'a pas été dosé.

2. Etude qualitative et dosage relatif des phyllites sur des résidus insolubles (HCL 1,2 N, à froid) inférieur à 2 microns et à 16 microns selon la technique des plaquettes orientées. Les fractions, séparées par sédimentométrie, ont été déposées sur une plaquette de verre et séchées à l'air (hygrométrie non contrôlée). L'analyse a été pratiquée à 2°/minute, avec discrimination pour éviter l'influence du fer, sur échantillon séché à l'air, puis traité à l'éthylène glycol et enfin chauffé 1 heure à 500°C. Le dosage relatif des phyllites a été effectué par la mesure, au dessus du bruit de fond, des raies suivantes: chlorites: 7,2 Å; mica: 10 Å; interstratifié mica-saponite haute charge: 13,5 Å¹⁾; saponite haute charge: 14,5 Å¹⁾; interstratifié smectite-saponite haute charge: 16 Å¹⁾; interstratifié chlorite-smectite: 16,5 Å¹⁾; smectite: 17 Å¹⁾.

Par ailleurs, l'indice d'aigu du mica (largeur à mi-hauteur de la raie 001) et de la chlorite (largeur à mi-hauteur de la raie 002) a été mesuré sur des échantillons séchés à l'air et quelques argiles, de la fraction inférieure à 2 μ , ont également été étudiées à la chambre Guinier.

- c) Analyses chimiques.

1. Des analyses par absorption atomique ont été réalisées sur quelques roches sédimentaires.

2. Des analyses à la microsonde ont été effectuées pour déterminer la composition de certains grenats. Un appareil ARL de type EMX-SM a été utilisé. Dans un premier temps, de nombreux profils de distribution élémentaire ont été réalisés permettant de mettre en évidence certaines particularités en fonction desquelles les points d'analyse quantitative ont pu être choisis. Ces analyses ont porté sur Mg, Al, Si, Ca, Fe et Mn, seuls éléments détectés non en traces.

Les conditions expérimentales ont été les suivantes:

- tension accélératrice: 15 KV;
- courant d'échantillon (mesuré sur la bénitoïte): 50 nA;
- comptages contrôlés par un courant de sonde digitalisé constant;
- lignes spectrales-cristaux monochromateurs-standard: $\text{Si}_{\text{K}\alpha}$ - ADP - wolla-

¹⁾ mesure sur échantillons traités à l'éthylène glycol.

stonite, $Al_{K\alpha}$ - ADP - corindon, $Ca_{K\alpha}$ - ADP - wollastonite, $Mg_{K\alpha}$ - RbAP - diopside, $Fe_{K\alpha}$ - LiF - périclote, $Mn_{K\alpha}$ - LiF - pyrolusite.

Standards et préparations ont été métallisés avec du carbone. Les résultats ont été corrigés pour les effets instrumentaux et de matrice (programme MAGIC, J. W. Colby, Bell Telephone Laboratories, Inc., Allentown, Pennsylvania).

2. Coupe M2

Au Nord du Jbel Tifidi (coord.: 527.1/1979), des marno-calcaires et des marnes du Bajocien sont recoupés par de nombreux dykes dioritiques. Les échantillons de cette coupe ont été récoltés en bordure d'un filon de 80 mètres d'épaisseur.

Dans les zones peu métamorphisées de l'auréole de contact se développent des nodules verts (marno-calcaires tachetés). A proximité de l'intrusion (1m.), les marno-calcaires sont entièrement recristallisés (cornéennes).

La stratification étant perpendiculaire aux épontes du filon, l'échantillonnage, limité à un même banc sédimentaire, permet d'obtenir une minéralogie initiale assez constante pour tous les sédiments étudiés. Par dosage quantitatif sur trois échantillons peu transformés (747, 748 et 749), la composition minéralogique moyenne est la suivante:

Quartz: 14% Plagioclase: 6% Calcite: 33% Argiles: 47%
 dont: Mica: 58%
 Chlorite: 42%

Deux analyses chimiques d'échantillons non métamorphisés (744, 745) ont donné les valeurs suivantes:

Ech. 744 (à 62 m. du dyke)

SiO ₂	: 34,48%	FeO	: 1,31%	Na ₂ O	: 1,1 %
TiO ₂	: 0,5 %	MnO	: 0,06%	K ₂ O	: 1,4 %
Al ₂ O ₃	: 10,7 %	MgO	: 2,92%	P.F.	: 19,29%
Fe ₂ O ₃	: 3,43%	CaO	: 23,0 %		

Ech. 745 (à 66 m. du dyke)

SiO ₂	: 35,4 %	FeO	: 2,06%	Na ₂ O	: 0,84%
TiO ₂	: 0,75%	MnO	: 0,08%	K ₂ O	: 1,28%
Al ₂ O ₃	: 11,67%	MgO	: 1,76%	P.F.	: 17,97%
Fe ₂ O ₃	: 3,26%	CaO	: 22,8 %		

Ces roches se caractérisent donc par un chimisme se situant entre des calcaires et des argilites (marnes).

2.1 MINÉRALOGIE DU DYKE DIORITIQUE

Le grain des minéraux constituant le filon est grossier (2-3 millimètres au centre de l'intrusion). Dans quelques zones, l'alignement des lattes de feldspath détermine une linéation subparallèle aux épontes.

Les lattes de plagioclase, souvent imbriquées les unes dans les autres, sont peu altérées et idiomorphes. Ces cristaux, légèrement zonés et finement maclés, ont un pourcentage en anorthite d'environ 30%. Les clinopyroxènes (augite) occupent les interstices (texture ophitique). Ils se transforment partiellement en biotite. Ce minéral, intimement lié aux opaques, est riche en titane, comme l'indique sa couleur en lumière naturelle (rouge brique); on relève une altération partielle en chlorite. Les opaques, auxquels s'associe le sphène, présentent souvent une texture en treillis. Les prismes d'apatite sont abondants. Des amas millimétriques de prehnite et de chlorite sont fréquents. La calcite remplit fréquemment les espaces intersertaux.

2.2 MINÉRALOGIE DE L'AURÉOLE DE CONTACT

L'analyse minéralogique de l'auréole de contact permet une division en cinq zones (figure 1). Chacune de celle-ci est caractérisée par une paragenèse spécifique dans laquelle nous mettons en évidence un minéral index. C'est ainsi qu'en allant vers les zones de plus en plus transformées, on distingue successivement:

- Zone I : zone à biotite
- Zone II : zone à actinote
- Zone III : zone à diopside
- Zone IV : zone à grossulaire
- Zone V : zone à vésuvianite

Les études minéralogiques sont présentées en considérant d'abord les minéraux d'origine détritique et ensuite les minéraux de néoformation.

Le quartz

Le quartz, allotriomorphe et d'un grain moyen de 0,05 millimètre, est d'origine détritique. Sa disparition coïncide avec l'apparition de l'actinote. Il réapparaît dans la zone à vésuvianite formant alors des inclusions globuleuses dans les porphyroblastes de vésuvianite.

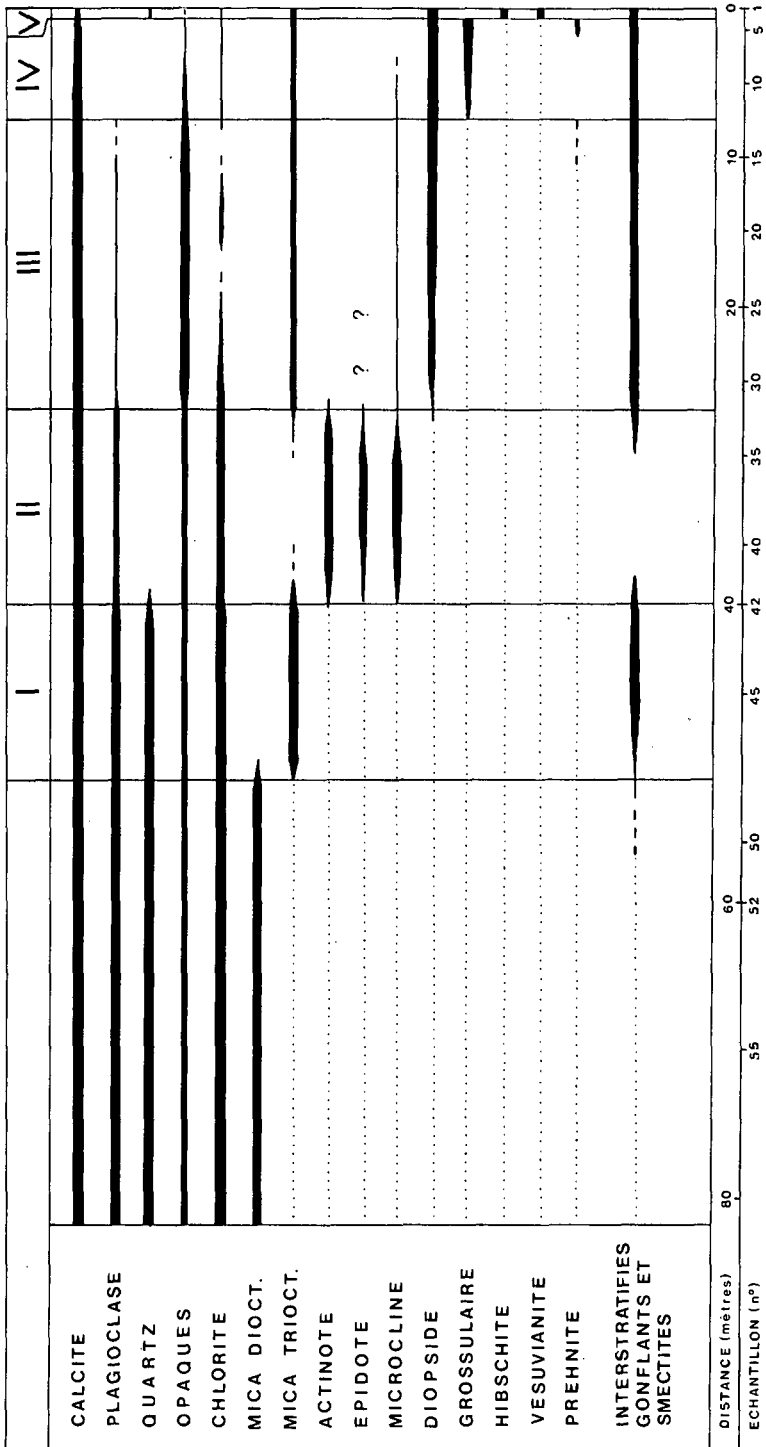


Fig. 1 Stabilité des minéraux dans l'aurole de contact M2 affectant les Marnes et Marno-calcaires d'Agoudim. Nord du Jbel Tifidi. (Les échantillons Nos 1, 2, 3... correspondent respectivement dans le texte aux échantillons Nos 692, 693, 694.)

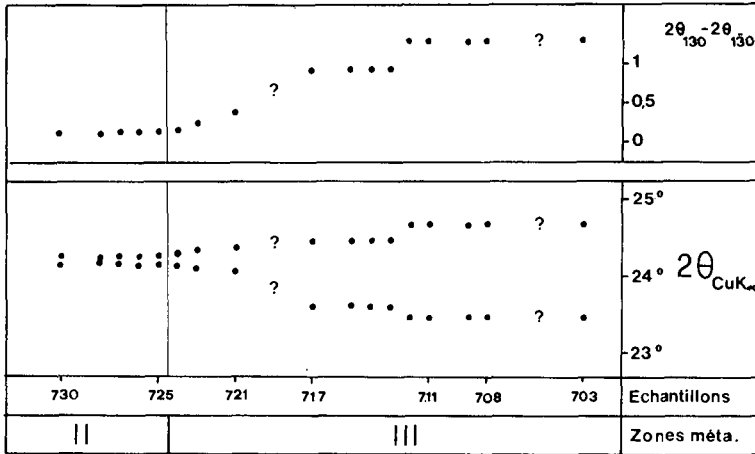


Fig. 2 Migration des réflexions 130 et $1\bar{3}0$ des plagioclases dans les zones II et III de l'auréole de contact M2.

Les plagioclases

Le plagioclase, d'origine détritique, voit sa composition varier avec l'intensité du métamorphisme. Dans les sédiments non métamorphisés, les cristaux allotriomorphes, d'un grain de 0,05 millimètre, ont une composition voisine de l'oligoclase.

Dès la zone à actinote, les grains sont trop petits pour être observés au microscope optique. L'analyse des réflexions 130 et $1\bar{3}0$ sur les diagrammes de diffraction X (TRÖGER, 1971) permet de déterminer une composition se situant entre le labrador et la bytownite pour les plagioclases de la zone à diopside (figure 2). Rappelons que pour utiliser cette méthode, il faut faire une hypothèse sur l'état structural des feldspaths (les feldspaths des auréoles de contact sont généralement des feldspaths de basse température).

La calcite

Sous forme de micrite dans les sédiments peu transformés (zone I, II, III), la calcite recristallise progressivement. Dans la zone à vésuvianite, les grains atteignent plusieurs millimètres (sparite).

Les chlorites

Dans les roches non métamorphisées, les chlorites ne sont mises en évidence que grâce à l'examen des diagrammes de diffraction X. Dans les sédiments légèrement métamorphisés, ces minéraux sont groupés en petits amas jaunâtres. Leur biréfringence est faible et de teinte de polarisation anormale (brun-bleu). La méthode d'analyse d'OÏNUMA et al. (1972) montre que ce sont des chlorites

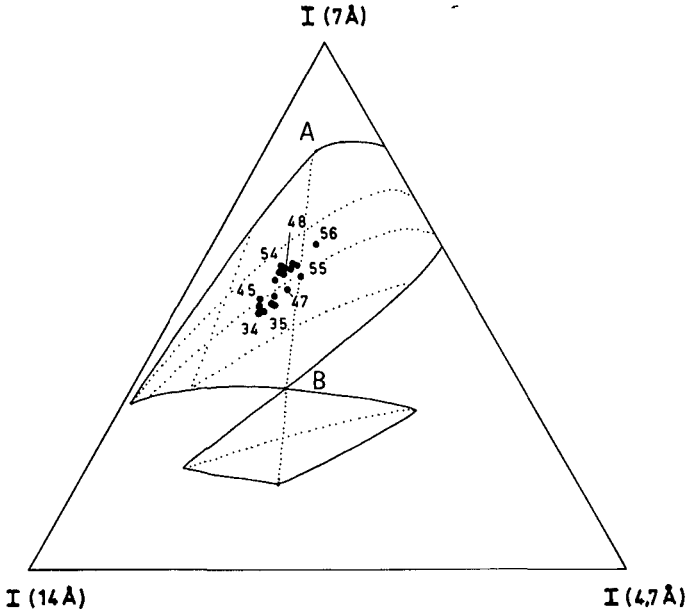


Fig. 3 Diagramme triangulaire donnant l'évolution de la composition chimique des chlorites dans l'auréole de contact M2 (méthode de OINUMA et al., 1972).

A: chlorites ferrifères

B: chlorites magnésiennes

(Les échantillons Nos 58, 57... correspondent dans le texte aux échantillons Nos 749, 748...)

ferro-magnésiennes qui deviennent de plus en plus magnésiennes dans les zones à biotite et à actinote (figure 3). Les chlorites de la zone à diopside et de la zone à grossulaire, peu abondantes, se présentent sous forme de gros grains parfois idiomorphes, dont la couleur varie de jaune-vert à incolore. Des filonnets de chlorites apparaissent dans la zone V (zone à vésuvianite) et dans la partie la plus transformée de la zone IV (chlorite d'origine métasomatique?).

Les micas

Les micas, en lamelles d'origine détritique, sont dioctaédriques. D'après le diagramme d'ESQUEVIN (1969), lorsque le métamorphisme croît, les micas deviennent d'abord plus dioctaédriques pour disparaître ensuite au profit de micas trioctaédriques (figure 4). Ces micas néoformés ont un grain si fin que leur identification ne peut être faite que par l'étude des diagrammes de diffraction X. Dans les zones à diopside et à grossulaire, les micas n'apparaissent que dans les diagrammes de la fraction inférieure à 2 microns. Dans plusieurs échantillons de ces zones (701, 703, 704, 705, 706, 714), l'absence de chlorite a permis de mesurer leur réflexion (060) à la chambre Guinier. Les valeurs situées entre 1,536 et 1,539 Å confirment leur nature trioctaédrique.

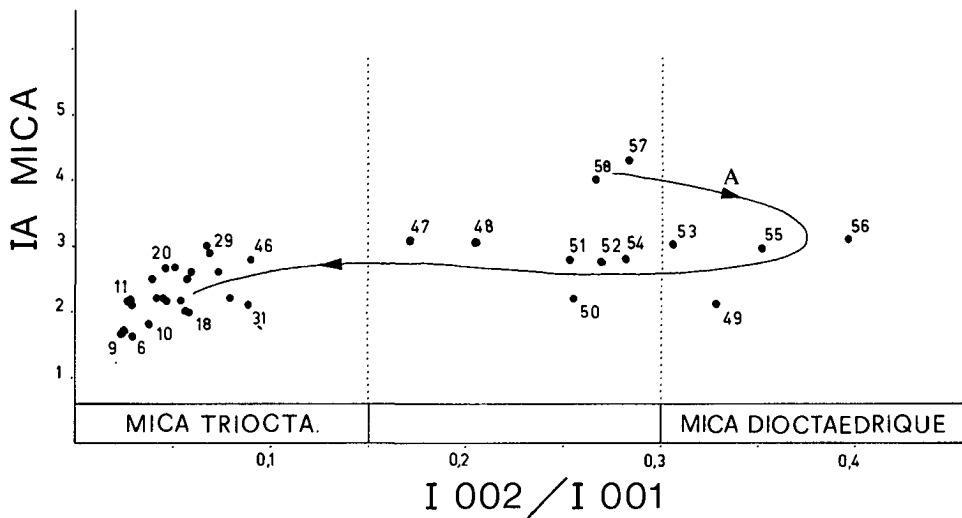


Fig. 4 Distribution des échantillons prélevés dans l'auréole de contact M2 en fonction de l'indice d'aigu du mica et du rapport des raies 002 et 001 du mica (d'après ESQUEVIN, 1969).
A: évolution avec l'augmentation du métamorphisme. (Les échantillons No 58, 57... correspondent dans le texte aux échantillons Nos 749, 748...).

Le mica trioctaédrique n'est pas stable dans toute l'auréole de contact, une zone d'instabilité correspond approximativement à la zone à actinote (zone II).

D'une manière générale, l'indice d'aigu des micas diminue progressivement en s'approchant de la zone indurée de l'auréole de contact. Cependant, le développement d'interstratifiés gonflants dès la zone à biotite engendre des indices anormalement élevés.

L'actinote

L'actinote, en prismes aciculaires, est légèrement colorée en vert-jaune avec un pléochroïsme apparent. Les cristaux, disposés sans aucun ordre, ont un grain de 0,1 mm à 0,3 mm.

Les épidotes

Dans la zone à actinote, la pistachite apparaît en grains idiomorphes (0,08 mm), et la clinozoïsité sous la forme d'amas de grains allotriomorphes.

Le feldspath K

Le feldspath potassique est néoformé dès la zone à actinote. Il faut préciser que sa présence ne peut être décelée que grâce à l'examen des diagrammes de diffraction X qui permettent d'identifier le microcline.

Tableau: Analyses chimiques des grenats (méthode analytique: microsonde)

	<u>1/697</u>	<u>2/697</u>	<u>3/697</u>	<u>1/700</u>	<u>2/700</u>	<u>3/700</u>	<u>1/784</u>
a) % poids							
SiO ₂	39,65(0,28)	39,64	39,68	39,32(0,54)	39,40	38,98	39,11(0,21)
Al ₂ O ₃	18,52(0,65)	19,18	17,67	18,21(0,57)	18,63	18,03	17,34(0,67)
Fe ₂ O ₃ *	5,85(0,70)	5,19	7,19	5,57(0,27)	5,98	5,45	7,87(1,16)
MgO	0,50(0,06)	0,61	0,46	0,42(0,04)	0,40	0,46	0,48(0,05)
MnO	0,18(0,07)	0,33	0,11	0,19(0,08)	0,28	0,14	0,20(0,02)
CaO	36,01(0,25)	36,02	35,93	36,08(0,18)	35,85	36,25	35,52(0,78)
Total	100,71	100,97	101,04	99,79	100,54	99,31	100,52
* Fe total exprimé en Fe ₂ O ₃							
b) Nombre d'ions (base: 24 O)							
Si	6,103(0,04)	6,064	6,132	6,108(0,05)	6,082	6,091	6,108(0,04)
Al ^{IV}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al ^{VI}	3,360(0,09)	3,459	3,219	3,333(0,09)	3,390	3,321	3,192(0,11)
Fe ³⁺	0,664(0,08)	0,598	0,836	0,643(0,04)	0,695	0,640	0,879(0,14)
Fe ²⁺	0,014(0,01)	0,000	0,000	0,007(0,02)	0,000	0,000	0,046(0,07)
Mg	0,144(0,01)	0,139	0,106	0,097(0,01)	0,092	0,107	0,102(0,01)
Mn	0,023(0,01)	0,043	0,014	0,026(0,01)	0,037	0,019	0,027(0,00)
Ca	5,939(0,06)	5,904	5,950	6,008(0,06)	5,929	6,070	5,943(0,12)
c) % moléculaires de termes extrêmes							
Almandin	0,23(0,52)	---	---	0,13(0,36)	---	---	0,75(1,23)
Andradite	16,36(2,04)	14,73	20,67	15,73(1,12)	17,20	15,51	21,55(3,33)
Grossulaire	81,16(1,88)	82,28	77,35	82,13(0,95)	80,68	82,46	75,59(3,29)
Spessartine	0,38(0,15)	0,70	0,24	0,43(0,11)	0,60	0,30	0,44(0,05)
Pyrope	1,07(0,22)	2,29	1,75	1,58(0,14)	1,52	1,73	1,66(0,19)

1/697 : Moyenne des résultats obtenus sur 11 points de mesure (entre parenthèses: écart-type).

2/697 : Résultats de l'analyse donnant la teneur la plus élevée en Mn.

3/697 : Résultats de l'analyse donnant la teneur la plus élevée en Fe.

1/700 : Moyenne des résultats obtenus sur 8 points de mesure (entre parenthèses: écart-type).

2/700 : Résultats de l'analyse donnant les teneurs en Fe et Mn maxima.

3/700 : Résultats de l'analyse donnant les teneurs en Fe et Mn minima.

1/784 : Moyenne des résultats obtenus sur 9 points d'analyse (entre parenthèses: écart-type).

Fig. 5 Composition chimique des grenats des échantillons 697 et 700 de l'auréole de contact M2, et de l'échantillon 784 de l'auréole de contact M3.

Le diopside

Le diopside se présente sous forme de prismes trapus incolores. Les cristaux atteignent 0,1 mm dans la zone à vésuvianite pour se réduire progressivement en direction des zones moins métamorphisées et mesurer finalement 0,05 mm dans la zone que ce minéral caractérise (zone III). Le diopside se rencontre en inclusion dans les porphyroblastes de grenat et de vésuvianite, ainsi que dans

les grains de calcite. Dans la zone à diopside, ce minéral est souvent associé à des opaques et à des nodules sombres (hématite).

Le grenat

Le grenat, idiomorphe et poecilitique (inclusions de calcite et de diopside), présente une légère anisotropie (grossulaire). Le diamètre des grains passe de 0,2 à 0,5 mm en allant vers les zones les moins métamorphisées. Un rétro-morphisme transforme partiellement leurs bordures en calcite. Les analyses à la microsonde (figures 5, 6) ont été réalisées sur trois échantillons (697, 700, 784).

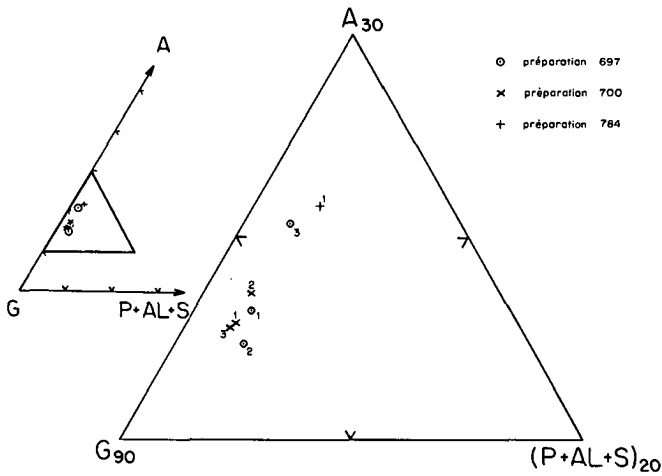


Fig. 6 Les analyses de la figure 5 dans le diagramme triangulaire grossulaire (G) - andradite (A) - pyrope + almandine + spessartine (P+AL+S).

Observations sur les grenats de l'auréole de contact M2:

Echantillon 700 (à 4 mètres de l'intrusion)

D'une manière générale, une zonation très peu marquée existe. Elle concerne principalement la distribution de Fe et Mn, les variations sur les autres éléments sont faibles excepté en ce qui concerne Al qui, parfois, se montre plus concentré au bord des grains. La zonation peut être régulière et symétrique, plus ou moins asymétrique, ou encore irrégulière. En ce qui concerne le mode de relation entre Fe et Mn, il n'est pas possible de dégager une règle constante. La corrélation est, soit positive avec Fe et Mn en plus forte concentration en allant vers la bordure des grains, soit négative, surtout dans des cas où la zonation

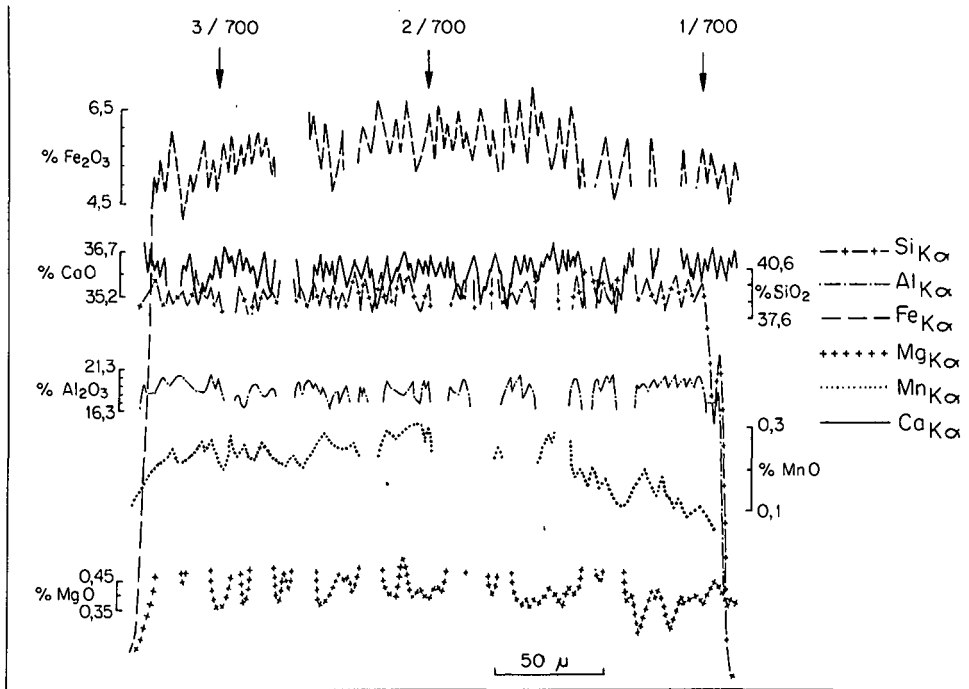


Fig. 7 Zonation chimique dans un grenat de l'échantillon 700 de l'auréole de contact M2.

est très faible; la teneur en Mn diminue alors du centre vers le bord et inversement pour Fe. Par ailleurs, sur quelques grains, il a été possible d'observer une corrélation négative, semblable à celle mentionnée ci-dessus, mais sur un seul côté du grain, une corrélation positive existant au contraire de l'autre côté, les concentrations en Fe et Mn diminuant en direction du bord.

La figure 7 montre un exemple de zonation parmi les plus marquées que nous ayons observée.

Nous retiendrons donc, pour cet échantillon, que la zonation est généralement très peu développée et qu'elle peut se présenter sous divers modes, et ceci parfois à l'intérieur d'un même grain.

Echantillon 697 (à 2 mètres de l'intrusion)

Dans l'ensemble, les caractéristiques des profils sont les mêmes que celles décrites pour la préparation 700, la zonation étant toutefois souvent moins marquée, parfois absente. La corrélation négative entre Fe et Mn paraît plus fréquente que la positive.

Dans le premier cas, c'est la concentration en Mn qui diminue en direction du bord; dans le second cas, la concentration en ces deux éléments augmente en

allant vers le bord, la variation ne se marquant parfois que sur quelques dizaines de microns à partir de ce dernier. Dans les cas de corrélation positive bien marquée, Al peut également participer à la zonation; sa teneur est plus élevée au centre des grains. La participation de Ca à la zonation est mal traduite sur les profils.

Si les profils effectués font ressortir certaines tendances, celles-ci ne s'expriment pas toujours sur les points de mesures quantitatives. Cela traduit la prépondérance des variations locales sur les variations générales de composition.

La vésuvianite

On trouve la vésuvianite dans une zone étroite en bordure du corps éruptif (figure 1). Les cristaux sont incolores et se présentent sous forme de porphyroblastes idiomorphes à hypidiomorphes ayant un grain d'environ 0,5 à 1 cm. Leurs couleurs d'interférence sont anormales (bleu-brun). Certains cristaux sont zonés. Leurs bordures, comme celles des grenats, sont rétro-morphosées en calcite. Du diopside, du quartz et de la calcite s'observent en inclusions globuleuses.

L'hibschite

L'hibschite apparaît en même temps que la vésuvianite et se distingue de celle-ci par son anisotropie plus faible, identique à celle du grossulaire. Les grains d'hibschite, allotriomorphes et ayant une dimension de 1,5 à 2 mm, sont légèrement colorés en jaune-vert. Ils forment une texture granoblastique avec la calcite et le diopside entre les porphyroblastes de vésuvianite.

Les opaques

Aucune étude en lumière réfléchie n'ayant été entreprise, il n'est pas possible de déterminer avec certitude la nature de ces minéraux. Néanmoins, les nodules sombres centimétriques, apparaissant dans la zone à diopside, sont certainement constitués par des amas d'hématite.

La prehnite

De gros grains idiomorphes de prehnite (0,5 mm) épigénisent la matrice carbonatée dans les sédiments proches des intrusions, et conservent en inclusion les autres minéraux de la roche (diopside, grenat).

Les interstratifiés gonflants et les smectites

Les interstratifiés gonflants et les smectites ne se développent que dans l'aurole de contact. Ils apparaissent dans toutes les zones métamorphiques, sauf

dans la zone à actinote (zone II), où les micas trioctaédriques sont également absents. Il est donc possible de formuler l'hypothèse que les minéraux argileux gonflants se forment aux dépens des structures micacées (figure 1). Ainsi, les minéraux gonflants apparaissent après le métamorphisme de contact conduisant à la création de la zonation minéralogique, ce qui explique leurs présences dans des zones fortement métamorphisées.

L'identification de ces minéraux repose sur l'étude des diagrammes de diffraction X de fractions argileuses inférieures à 16 et 2 microns.

Les smectites sont des smectites trioctaédriques de deux types différents:

- Dans la figure 8, le diagramme de diffraction X de l'échantillon 704 montre un minéral dont la réflexion 001 à 14 Å migre à 14,3 Å après un traitement à l'éthylène glycol. Ce minéral a les caractéristiques d'une saponite haute charge à cations Mg échangeables (SUQUET, 1977). Suquet prétend qu'il n'y a pas de différences entre une saponite haute charge et une vermiculite basse charge.

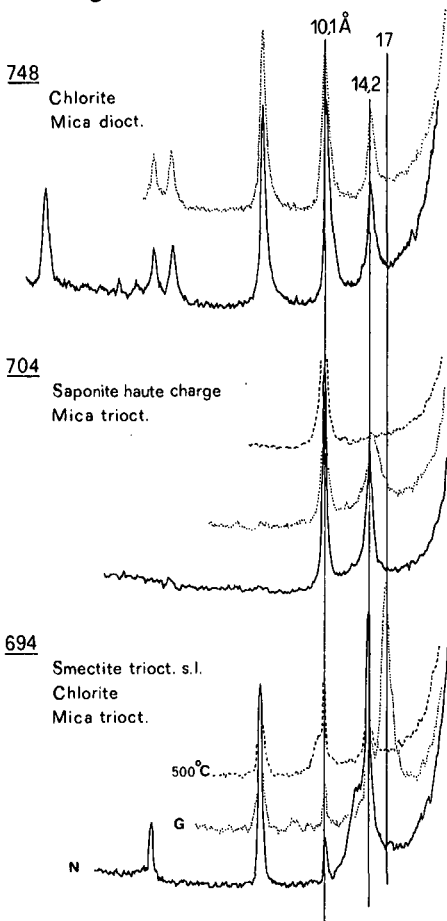


Fig. 8 Diagrammes de diffraction X de fractions argileuses plus petites que 2 microns des échantillons 748, 704 et 694 de l'auréole de contact M2.

Traitements: N: normale, G: éthylène glycol, 500°C: 1 heure à cette température.

- La smectite dans l'échantillon 694 (figure 8) gonfle jusqu'à 17 Å. Sur l'échantillon 692, où l'on observe seulement de la smectite, la valeur de la réflexion 060, mesurée à la chambre Guinier, indique une nature trioctaédrique. Il n'est hélas pas possible de mieux cerner la nature de ce minéral (smectite trioctaédrique s.l.).

Les interstratifiés se forment par un assemblage de feuillets appartenant aux micas trioctaédriques, aux saponites hautes charges, et aux smectites trioctaédriques s.l. Les deux interstratifiés suivants peuvent être décelés:

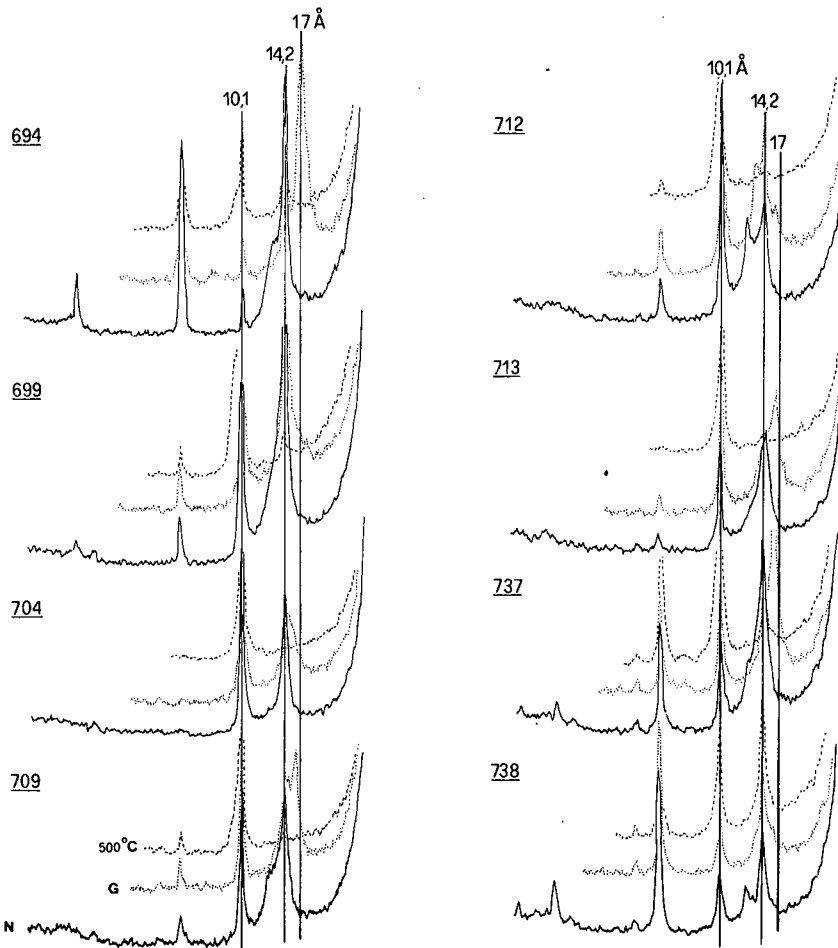


Fig. 9 Evolution, exprimée par une série de diagrammes de diffraction X, de la fraction argileuse plus petite que 2 microns à travers l'auréole de contact M2. (694: échantillon en bordure des roches éruptives.) Traitements: N: normal, G: éthylène glycol. 500°C: 1 heure à cette température.

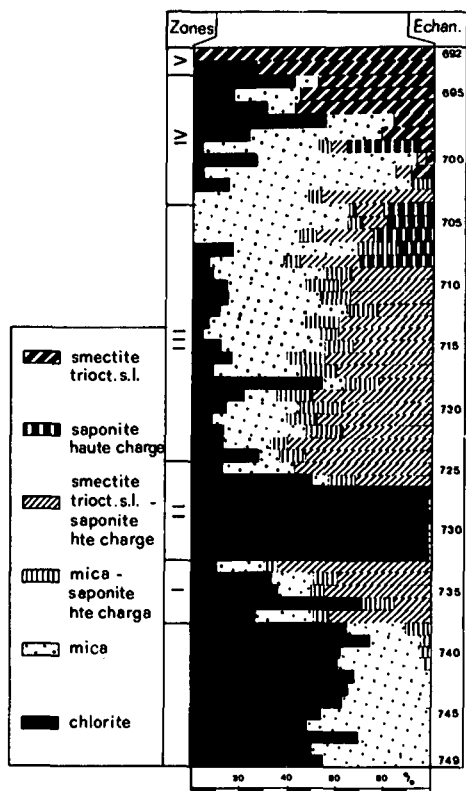


Fig. 10 Dosage relatif des argiles dans l'aurole de contact M2. (Par diffraction des Rayons X, fraction inférieure à 2 microns). L'échantillon 692 se trouve en bordure des roches éruptives.

- Mica trioctaédrique-saponite haute charge (figure 9, éch. 738).
- Smectite trioctaédrique s.l. - saponite haute charge (figure 9, éch. 713).

La répartition de ces minéraux dans l'aurole de contact n'est pas due au hasard (figure 10). En direction des zones qui ont subi les transformations les plus importantes, les minéraux suivants apparaissent successivement:

- Interstratifié mica trioctaédrique - saponite haute charge;
- Interstratifié smectite trioctaédrique s.l. - saponite haute charge;
- Saponite haute charge;
- Smectite trioctaédrique s.l.

L'altération hydrothermale des micas trioctaédriques, qui a donné naissance aux interstratifiés et aux smectites, augmente ainsi progressivement en direction du corps intrusif. Afin de préciser les processus d'altération, il serait nécessaire d'effectuer des analyses chimiques sur ces différents minéraux argileux.

Signalons encore que, dans la partie la plus transformée de la zone à actinote, ainsi qu'à la base de la zone à diopside, se rencontrent quelques rares filonnets de zéolites.

2.3 EVOLUTION DES TEXTURES

Les marno-calcaires bajociens sont des micrites qui ne possèdent que très peu de faune. Les grains de quartz et de plagioclase se trouvent dispersés dans la micrite bien que, par endroits, apparaissent des lentilles plus gréseuses.

Depuis la zone à actinote, le quartz disparaît et le plagioclase se raréfie. Des grains d'actinote, imbriqués les uns dans les autres, forment une trame parfois très dense dans laquelle les grains de clinozôizite constituent de petits amas globulaires.

Dans la zone III, des nodules sombres (hématite) apparaissent en même temps que le diopside. Les porphyroblastes de grenat se forment dès le début de la zone IV pour devenir, avec l'augmentation du métamorphisme, de plus en plus abondants tout en s'amenuisant. Dans la partie la plus transformée de la zone IV et dans la zone V, la texture granoblastique est constituée par les minéraux néoformés (cornéenne).

2.4 ISOGRADES ET RÉACTIONS

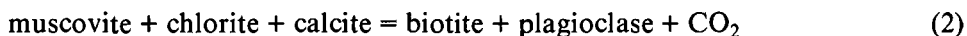
Le domaine de stabilité de chaque minéral est défini dans la figure 1. Les associations minéralogiques sont représentées sur des diagrammes triangulaires ACF (figure 11).

La pression de confinement des sédiments bajociens, estimée d'après la couverture sédimentaire envisagée dans cette région (STUDER 1980a), se situe entre 1 et 2 kb.

Isograde du mica trioctaédrique

Les premiers changements minéralogiques observés dans les marno-calcaires sont d'une part la disparition du mica dioctaédrique et d'autre part la néoformation de mica trioctaédrique.

En l'absence de dolomite, ces événements peuvent s'expliquer par deux réactions:



L'analyse par la méthode d'OÏNUMA et al. (1972) montre que la chlorite ne devient pas plus alumineuse avec l'augmentation du métamorphisme (figure 3).

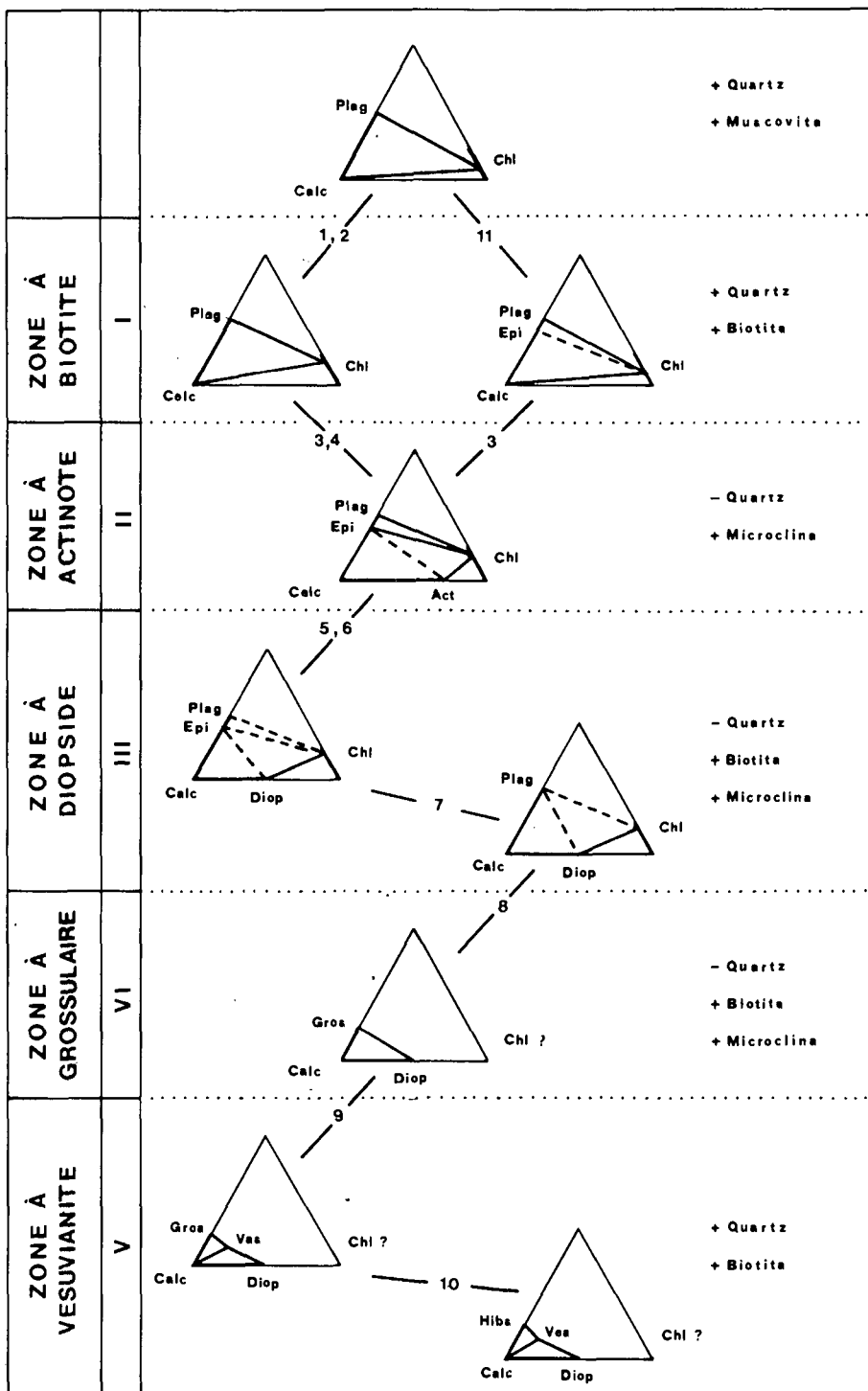


Fig. 11 Evolution des paragenèses dans l'aurole de contact M2. Diagramme triangulaire ACF.

MIYASHIRO (1973) et WINKLER (1975) prétendent que la réaction (1) est possible, mais qu'elle n'a, en fait, jamais été reconnue.

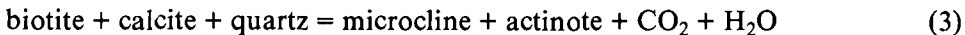
On peut également proposer une réaction de décalcification. En effet, de BÉTHUNE (1976) a montré que le champ de stabilité de l'association muscovite + chlorite est fortement réduit en présence de calcite. La réaction (2), déjà proposée par FERRY (1976), a pu se produire, mais il n'a hélas pas été possible de confirmer cette réaction par l'existence d'une modification de la composition des plagioclases en allant des roches non métamorphisées à la zone I.

Une étude chimique des différentes phases serait nécessaire pour décider laquelle de ces deux réactions est à retenir.

Notons encore la réaction continue affectant les micas dioctaédriques qui deviennent de plus en plus dioctaédriques avant de disparaître (figure 4). Cette réaction a déjà été observée, notamment par ERNST (1963).

Isograde de l'actinote et du microcline

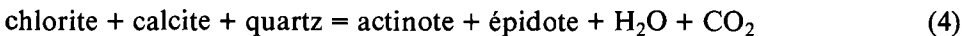
L'actinote et le microcline apparaissent au début de la zone II aux dépens du mica trioctaédrique et du quartz, qui disparaissent totalement. Il est possible de proposer la réaction (3) (CARMICHAEL, 1970; THOMPSON, 1973; HEWITT, 1973 et FERRY, 1976):



Cette réaction est souvent proposée dans la transformation de marno-calcaires au niveau du faciès amphibolitique (HOSCHEK, 1973).

HOSCHEK (1973) et par la suite HEWITT (1975) ont étudié expérimentalement cet équilibre. L'assemblage formé par les réactifs et les produits est stable dans un grand domaine de température et de pression en fonction de la composition des fluides et suivant la variation des compositions des phases solides. Selon HOSCHEK (1973) pour des pressions de 2 Kbar, la température d'équilibre est de 450°C pour $X_{\text{CO}_2} = 0,2$; et 540°C pour $X_{\text{CO}_2} = 0,6$. Pour des X_{CO_2} et des pressions identiques, HEWITT (1975) propose des températures légèrement inférieures.

De l'épidote apparaît à peu près en même temps que se néoforment l'actinote et le microcline. La réaction suivante peut être invoquée:

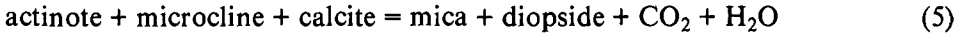


Une forte diminution de la chlorite, coïncidant avec l'apparition de l'épidote, confirme la participation de ce minéral à la formation de l'épidote.

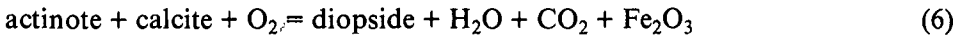
Isograde du diopside

Le diopside se forme en même temps que réapparaît le mica trioctaédrique, et que disparaît l'actinote.

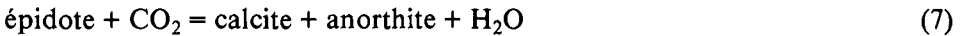
Du fait de l'absence de quartz et de dolomite, les réactions classiques invoquées pour la formation du diopside ne peuvent être retenues. Il faut donc proposer la réaction (5):



Des nodules d'hématite apparaissent en même temps que les diopsides. Il est donc probable que la réaction (6) se déroule également:



La disparition des épidotes, à la fin de la zone à actinote, coïncide avec une augmentation importante de la basicité des plagioclases. Ces observations peuvent s'expliquer par la réaction (7):



L'épidote est donc très dépendante de la pression partielle de CO_2 . WINKLER (1975) signale la courbe d'équilibre (température par rapport à X_{CO_2}) de la réaction zoïsité + $\text{CO}_2 = \text{calcite} + \text{anorthite} + \text{H}_2\text{O}$ en l'absence de quartz. On en déduit que la zoïsité (ou la clinozoïsité) est stable à des températures très différentes, mais pour des pressions partielles de CO_2 très faibles (X_{CO_2} inférieur à 0,03).

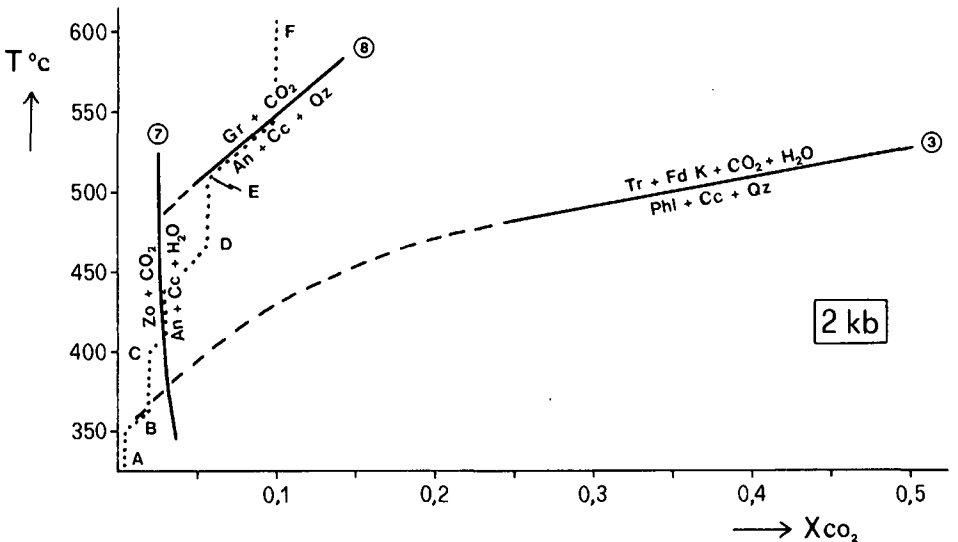
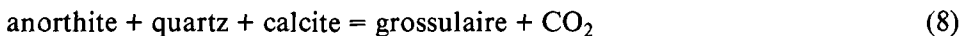


Fig. 12 Evolution de la composition des fluides dans l'auréole de contact M2 pendant le métamorphisme.
 réaction 3: d'après HOSCHEK (1973)
 réaction 7: d'après WINKLER (1975)
 réaction 8: d'après GORDON et al., (1971)
 ... : évolution de la composition des fluides (les lettres A, B, C... se rapportent au texte).

Isograde de grossulaire

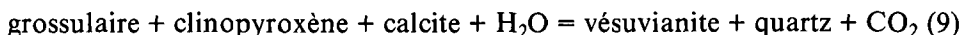
Le grossulaire apparaît en même temps que disparaissent les plagioclases basiques. GORDON et GREENWOOD (1971) ont étudié la réaction (8):



On remarque que la pression de CO₂ doit être faible pour que le grossulaire soit stable (figure 12). Dans cette condition, la température d'équilibre du grossulaire, à une pression de 2 Kbar, est supérieur à 500°C.

Isograde de la vésuvianite

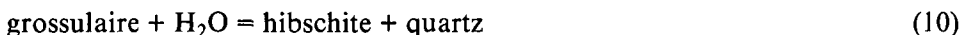
La vésuvianite se rencontre fréquemment dans les calcaires marneux situés en bordure d'intrusions de roches éruptives. Ce minéral s'observe généralement en association avec le grossulaire, le diopside, la wollastonite et la calcite. Dans l'auréole de contact M2 le grossulaire disparaît complètement alors qu'apparaît la vésuvianite. SEKI (1960) fait les mêmes observations et propose la réaction (9):



La néoformation de quartz, simultanément à l'apparition de la vésuvianite, est également observée dans l'auréole M2.

L'apparition de la vésuvianite n'est pas un bon indicateur de température. En effet, des études ont montré que ce minéral est stable dans un grand domaine de température (ITO et al., 1970).

De l'hibschite se néoforme en même temps que la vésuvianite, par hydratation du grossulaire suivant la réaction (10) (TRÖGER, 1971):



2.5 EVOLUTION DE LA COMPOSITION DES FLUIDES

La plupart des équilibres envisagés sont influencés par les pressions partielles de CO₂ et H₂O. Les résultats expérimentaux (réaction (3), HOSCHEK, 1973; réaction (7), WINKLER, 1975; réaction (8), GORDON et al., 1971) ont permis de représenter quelques équilibres sur un diagramme T-X_{CO₂} (figure 12). L'évolution de la composition des fluides durant les événements métamorphiques peut ainsi être déterminée approximativement. L'homogénéité de la composition des sédiments a pour conséquence qu'il n'est absolument pas nécessaire d'envisager l'existence d'échanges gazeux importants entre les différents niveaux sédimentaires (HEWITT, 1973).

Etant donné que la clinozoïsite n'est stable qu'à des pressions de CO_2 faibles, les premières réactions aboutissant à la formation du mica trioctaédrique (figure 12: point A) et ensuite de l'actinote, du feldspath potassique, et des épidotes (figure 12: point B) n'ont pas dû élever de beaucoup cette pression partielle. Au début de la zone III, X_{CO_2} augmente avec la formation du diopside (figure 12: point C). La clinozoïsite devenant instable, la réaction (7) se produit. La néoformation du diopside se poursuit après la disparition des épidotes (figure 12: point D). La formation du grossulaire à des températures plus élevées va encore augmenter la pression partielle du CO_2 dans le fluide intergranulaire (figure 12: point E) pour atteindre finalement environ 0,1.

Il est important de constater que la pression partielle de CO_2 reste relativement faible malgré le déroulement de plusieurs réactions de décarbonatation.

2.6 METASOMATISME

Des néoformations apparaissent à la suite d'un métasomatisme ultérieur au métamorphisme de contact.

C'est ainsi que se développent, en bordure des roches éruptives, la prehnite et, probablement, la chlorite de la zone V et de la partie la plus transformée de la zone IV (figure 10). Les interstratifiés gonflants et les smectites, se développant aux dépens des micas trioctaédriques, apparaissent également au cours de ce métasomatisme.

On peut de même supposer que l'hibschite et la vésuvianite se néoforment en même temps que les minéraux mentionnés ci-dessus.

D'autre part, l'analyse chimique par absorption atomique réalisée sur l'échantillon 692 provenant de la bordure de l'intrusion montre que les alcalins (Na_2O , K_2O) ont presque disparu du sédiment métamorphisé. Des études chimiques concernant toute l'auréole de contact seraient donc nécessaires pour mieux évaluer les échanges chimiques entre les roches éruptives et leurs encaissants sédimentaires.

2.7 CONCLUSIONS A L'ETUDE DE LA COUPE M2

L'étude de cette auréole de contact a mis en évidence une zonation minéralogique comparable à celles qui ont été décrites dans le métamorphisme régional de calcaires micacés (HEWITT, 1973) ou de calcaires impurs (THOMPSON, 1973). Plusieurs observations sont néanmoins propres à l'auréole décrite ici:

- Absence de dolomite dans les sédiments.
- Disparition très précoce du quartz avec l'augmentation du degré de transformation.

- Apparition d'une zone d'instabilité des micas trioctaédriques correspondant à peu près à la zone à actinote (zone II).

Aucun minéral de haute température, comme la monticellite, la spurite, etc. . . n'a été observée. L'absence de wollastonite s'explique par la disparition précoce du quartz.

L'étude des températures d'équilibre des réactions considérées montre bien que les températures qui ont été atteintes dans l'auréole de contact correspondent à peu près à celles que l'on peut observer en bordure d'intrusions basiques de cette importance (JAEGER, 1957).

La clinozoïsite et le grossulaire n'étant stables qu'à des pressions partielles de CO₂ faibles, il est dès lors possible d'admettre que la pression partielle d'H₂O est relativement élevée pendant toute la durée du métamorphisme.

La vésuvianite, l'hibschite, la prehnite, les smectites, ainsi que les interstratifiés gonflants, sont des néoformations qui sont apparues au cours d'un métasomatisme postérieur au métamorphisme. Cette épisode est notamment caractérisé par une forte activité d'H₂O en bordure du corps éruptif.

3. Coupe M3

Les échantillons de la coupe M3 proviennent de l'auréole de contact d'un dyke dioritique d'une puissance de 70 mètres. Ce dyke pénètre dans les marnes et marno-calcaires bajociens de synclinal de Tounfite situé (coord.: 509,9 / 201) au Nord du Jbel Masker. Les strates étant perpendiculaires aux épontes du filon, l'échantillonnage a pu se faire dans un même horizon sédimentaire. L'analyse minéralogique quantitative, effectuée sur quatre échantillons non métamorphisés (803, 804, 805, 806), révèle la composition moyenne suivante:

Quartz: 13% Plagioclase : 6% Calcite : 39% Argiles : 42%
 dont: Mica : 38%
 Chlorite : 62%

Deux analyses chimiques d'échantillons non transformés (806, 807) donnent les valeurs suivantes:

Ech. 806 (à 115 m du dyke)

SiO ₂	: 22,1 %	FeO	: 1,54%	Na ₂ O	: 0,38%
TiO ₂	: 0,75%	MnO	: 0,06%	K ₂ O	: 1,28%
Al ₂ O ₃	: 8,11%	MgO	: 4,58%	P.F.	: 25,82%
Fe ₂ O ₃	: 4,29%	CaO	: 33,5 %		

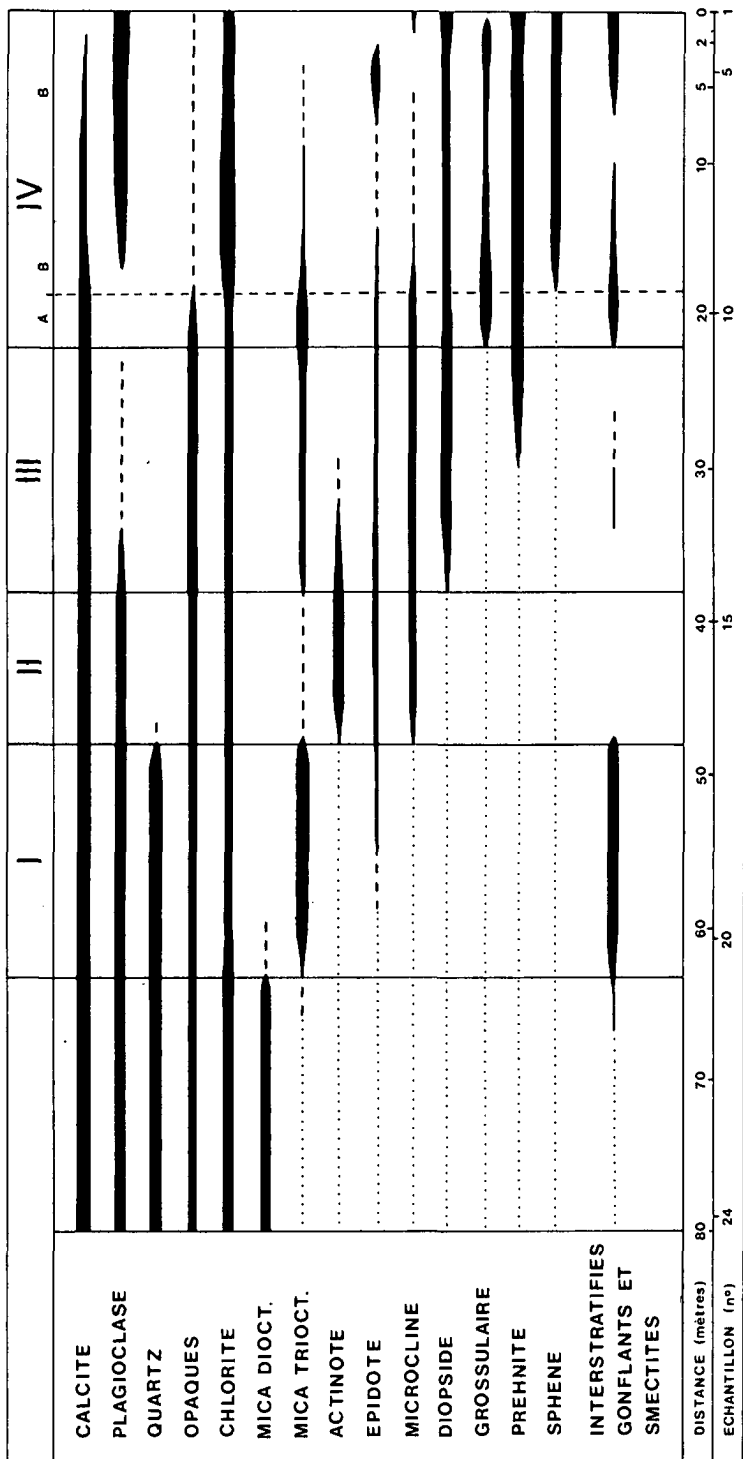


Fig. 13 Zonation minéralogique dans l'aurole de contact M3 affectant les Marnes et Marno-calcaires d'Agoudim. Jbel Azgao. (Les échantillons Nos 1, 2, 3 ... correspondent aux échantillons Nos 781, 782, 783 ... dans le texte.)

Ech. 807 (à 140 m du dyke)

SiO ₂	: 26,7 %	FeO	: 4,15%	Na ₂ O	: 0,44%
TiO ₂	: 0,5 %	MnO	: 0,06%	K ₂ O	: 1,28%
Al ₂ O ₃	: 6,24%	MgO	: 4,58%	P.F.	: 24,00%
Fe ₂ O ₃	: 7,05%	CaO	: 26,00%		

Ces compositions chimique et minéralogique sont donc sensiblement identiques à celles de la coupe M2.

La minéralogie du filon dioritique est également similaire à celle du filon de l'autre auréole étudiée, mais les altérations d'origine métasomatique (néoformation de plagioclase acide, ouralitisation des pyroxènes, etc.) sont plus développées dans ce corps intrusif.

3.1 MINÉRALOGIE DE L'AURÉOLE DE CONTACT

Une zonation minéralogique très comparable à celle de la coupe M2 (figure 1) s'est développée dans l'auréole de contact (figure 13), seule la zone V (à vésumianite) est absente.

Néanmoins, du point de vue minéralogique, quelques différences sont à mettre en évidence:

- La pistachite, en grains idiomorphes, et la clinozoïsite, en amas, apparaissent en même temps que les micas trioctaédriques (dès le début de la zone I).
- Les plagioclases ont une évolution identique à ceux de la coupe M2. Ce minéral disparaît également en même temps qu'apparaît le grenat. Toutefois, à proximité de l'intrusion, un plagioclase très acide, d'origine métasomatique, hypidiomorphe à allotriomorphe et finement maclé, se néoforme et pseudomorphose partiellement le grenat (figure 14).
- L'actinote, en grains aciculaires de 0,2 mm, présente une teinte vert-jaune nettement plus intense que celle observée dans la coupe M2.
- Le chimisme des chlorites déterminé selon la méthode d'OÏNUMA et al. (1972) n'évolue pas avec le degré du métamorphisme. A proximité de l'intrusion (zone IVB, figure 13), la chlorite brun-vert, parfois incolore, a certainement une origine hydrothermale, car elle pseudomorphose partiellement les grenats. Une chlorite hydrothermale en bordure d'un massif intrusif a été déterminée comme étant dioctaédrique.
- Les grenats ont une composition légèrement différente de celle des grenats de la coupe M2 (figure 5). La proportion d'andradite est, en effet, légèrement plus élevée (grenats de la préparation 784).

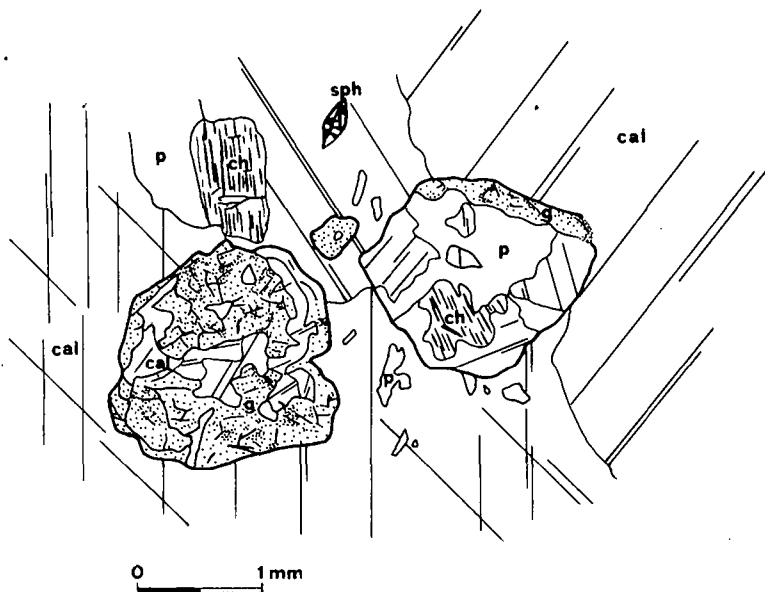


Fig. 14 Pseudomorphisme de grenat (g) par de la chlorite (ch), du plagioclase (p) et de la calcite (cal). Echantillon No 788 provenant de l'auréole de contact M3.

Par ailleurs, ces grenats ne montrent pas de zonation. Toutefois, il n'est pas possible d'exclure totalement certaines variations localisées et d'importance mineure dans la répartition des éléments, elles peuvent, en effet, avoir été masquées par la présence des très nombreuses inclusions associées au grenat, dont celles d'albite (An 02 en moyenne, par analyse à la microsonde):

3.2 TEXTURES — METASOMATISME

L'évolution des textures est identique à celle de la coupe M2. Cependant, dès la zone à grossulaire, des néoformations pseudomorphosent les minéraux d'origine métamorphique (figure 14). Dans la zone IVB (figure 13), le métasomatisme transforme complètement les marno-calcaires. Des plagioclases acides, des prehnites, des chlorites, des sphènes et des pistachites forment alors une texture granoblastique. La présence de microcline, abondante en bordure des intrusions, est probablement liée à ce métasomatisme. A proximité de la roche éruptive, la calcite a complètement disparu des sédiments. La prehnite se néoforme déjà dans la zone à diopside. Les interstratifiés gonflants et les smectites se développent, comme dans la coupe M2, aux dépens des micas trioctaédriques.

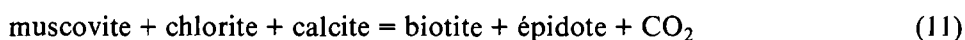
Ce métasomatisme est donc de nature silico-alcaline (albite, feldspath K) et titanifère (sphène). L'apparition de la chlorite (dioctaédrique), ainsi que celle de la prehnite et de l'épidote, nécessitent également un apport d'aluminium.

Dans cette auréole de contact, le métasomatisme est donc nettement plus développé que celui observé dans l'auréole M2.

3.3 ISOGRADES ET RÉACTIONS

L'apparition et la disparition des différentes phases se font de la même manière que dans l'auréole M2, sauf en ce qui concerne l'épidote qui présente ici un champ de stabilité beaucoup plus large que dans la coupe M2. En effet, la clinozoïsite et la pistachite apparaissent déjà au début de la zone à mica trioc-taédrique (zone I).

Afin d'expliquer la formation de ces minéraux, on peut, à la suite de DE BÉTHUNE (1976), proposer la réaction de décalcification suivante:



3.4 CONCLUSIONS A L'ÉTUDE DE LA COUPE M3

La zonation minéralogique de cette auréole confirme les observations faites dans l'auréole de contact de la coupe M2. Le métasomatisme y est beaucoup plus développé que dans la coupe précédente. Ce métasomatisme est provoqué par un apport silico-alcalin et alumineux riche en titane provenant des intrusions. L'activité d'H₂O est également très importante.

4. Remarques consécutives à l'étude des grenats à la microsonde

Les grenats étudiés présentent une composition tout à fait conforme à celles classiquement observées dans les zones de métamorphisme de contact. Les termes grossulaire-andradite sont en effet caractéristiques de ces zones, dès le début du faciès cornéenne à hornblende, à des températures estimées à 520-560°C et des pressions faibles à modérées, de l'ordre de 0,5 à 1 kbar. Selon WINKLER (1975), cette composition serait peu sensible aux variations de pression entre 2 et 7 kb. Dans le cas étudié, l'absence d'almandin permet cependant d'exclure les conditions de pression élevée nécessaires à la formation de ce terme.

La proportion de spessartine, toujours nettement inférieure à 1%, est non seulement en accord avec les très faibles teneurs initiales en Mn des sédiments

originels, mais aussi typique des grenats formés par métamorphisme de contact (MIYASHIRO, 1973).

Malgré l'abondance des inclusions, on constate que la zonation, généralement irrégulière, est toujours peu marquée et porte surtout sur Fe et Mn. L'intensité de la zonation est plus faible dans les grenats se trouvant le plus près des intrusions. Ce résultat confirme les données acquises sur des grenats formés par métamorphisme régional (ATHERTON et al., 1966).

5. Conclusions générales

Le métamorphisme de contact, qui se développe en bordure des larges filons, donne naissance à une zonation minéralogique complexe dans les sédiments marneux du Dogger.

Ces zonations sont très proches de celles qui ont été décrites dans le métamorphisme régional (HEWITT, 1973; THOMPSON, 1973). Néanmoins, certaines observations sont propres à ces auréoles:

- disparition du quartz simultanément à la formation de l'actinote;
- mise en évidence d'une zone d'instabilité des micas trioctaédriques correspondant à la zone de stabilité de l'actinote.

La présence de la clinozoïsite et du grossulaire dans ces auréoles indique que la pression partielle de CO_2 est restée faible pendant toute la durée du métamorphisme, malgré l'existence de nombreuses réactions de décarbonatation.

De plus, un métasomatisme affecte les bordures sédimentaires des intrusions et engendre des néoformations pseudomorphosant les minéraux d'origine métamorphique. La nature de ces néoformations (albite, feldspath K, chlorite alumineuse, prehnite, sphène, interstratifiés gonflants, etc.) indique un métasomatisme silico-alcalin et alumineux riche en titane. L'activité de l'eau est extrêmement importante et diminue lorsque l'on s'éloigne des intrusions. Ce métasomatisme, qui affecte également les roches éruptives, est attribué à l'action des fluides magmatiques résiduels (STUDER, 1980b).

Des analyses chimiques de roches totales et de chaque phase sont maintenant nécessaires pour mieux comprendre les réactions continues et discontinues de même que les échanges cationiques entre les roches éruptives et leurs encaissants sédimentaires. Les dimensions réduites de certains minéraux rendront difficile la réalisation d'un tel travail.

Remerciements

Ce travail a bénéficié du soutien financier de la Coopération technique suisse et du Fonds national suisse de la recherche scientifique (requêtes 2.771.077 et 2.045.078).

Nos remerciements vont aux professeurs F. Persoz, J. P. Schaer, V. Trommsdorff et F. J. Turner qui ont bien voulu commenter ces travaux.

Bibliographie

- AGARD, J. (1973): Carte géologique du complexe syénitique du Tamazert. Echelle 1/100000 - Notes et Mémoires Serv. géol. Maroc, No 248.
- AGARD, J., DESTOMBES, J., JEANNETTE, A., MOUSSU, R. (1953): Sur le métamorphisme et les minéralisations associées aux roches éruptives du Haut Atlas central. Rapport S. E. G. M. Rabat (inédit).
- ATHERTON, M. P., EDMUNDS, W. M. (1966): An electron microprobe study of some zoned garnets from metamorphic rocks. - *Earth and Planetary Science Letters*, 1, p. 185-198.
- DE BÉTHUME, S. (1976): Formation of metamorphic biotite by decarbonation. - *Lithos* 9, p. 309-318.
- BOETTCHER, A. L. (1970): The system $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ at high pressures and temperatures. *J. Petrol.*, 11, p. 337-378.
- BROWN, G. (1961): The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. Mineralogical Society - London, 544 p.
- CAÏA, J. (1968): Roches éruptives basiques et minéralisations en Pb, Zn et Sr de la région de Tirthist (Haut Atlas de Midelt). Notes et Mémoires Serv. géol. Maroc, No 206, p. 7-36.
- CARMICHAEL, D. M. (1970): Intersecting isograds in the Whelstone Lake Area, Ontario. *J. Petrology*, v. 11, p. 147-181.
- CHATTERJEE, N. D. (1962): Vésuvianite - epidote paragenesis as a product of greenschist facies of regional metamorphism in the Western Alps. - *Contr. Mineral. and Petrog.*, 8, p. 432-439.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. (1970): The transformations of clay minerals during diagenesis and low grade metamorphism: a review. *Sedimentology*, 15, p. 281-346.
- ERNST, W. G. (1963): Significance of phengitic micas from low-grade schists. *American Mineralogist*, vol. 48, p. 1357-1373.
- ESQUEVIN, J. (1969): Influence de la composition chimique des Illites sur leurs cristallinités. *Bull. Centre Rech. Pau - SNPA*, 3, p. 147-154.
- FAWCETT, J. J., YODER H. S. (1966): Phase relationships of chlorites in the system $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *The American mineralogist*, vol. 51, p. 353-380.
- FERRY, J. M. (1976): Metamorphism of calcareous sediments in the watterville - vassal - boro area South-Central Maine: Mineral reactions and graphical analysis. *American Journal of Science*. Vol. 276, p. 841-882.
- GORDON, T. M., GREENWOOD H. J. (1971): The stability of grossularite in $\text{H}_2\text{O-CO}_2$ mixtures. *American Mineral.*, 56, p. 1674-1688.
- HEWITT, D. A. (1973 a): The metamorphism of micaceous limestones from south-central connecticut. *American Journal of Science*, Cooper vol. 273 A, p. 444-469.
- HEWITT, D. A. (1973 b): Stability of the assemblage muscovite + calcite + quartz. *American Mineralogist*, vol. 58, p. 785-791.
- HEWITT, D. A. (1975): Stability of the assemblage phlogopite - calcite - quartz. *American Mineralogist*, vol. 60, p. 391-397.
- HOSCHEK, G. (1973): Die Reaktion $\text{Phlogopite} + \text{Calcit} + \text{Quarz} = \text{Tremolit} + \text{Kalifeldspat} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$. *Contrib. Mineral. Petrol.* 39, p. 231-237.

- ITO, J., AREM, J.E. (1970): Idocras: synthesis, phases relations and crystal chemistry. *American Mineralogist*, vol. 55, p. 880-912.
- JAEGER, J.C. (1957): The temperature in the neighborhood of a cooling intrusive sheet. *Am. J. Sci.*, 255, p. 306-318.
- JAEGER, J.C. (1959): Temperature outside a cooling intrusive sheet. *Am. J. Sci.*, 257, p. 44-54.
- KÜBLER, B. (1968): Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. Etat des progrès réalisés ces dernières années. *Bull. Centre Rech. Pau - SNPA*, 2,2 p. 385-397.
- MIYASHIRO, A. (1973): *Metamorphism and metamorphic belts*. George Allen & Unwin, London.
- OÏNUMA, K., SUSUMU, S., SUDO, T. (1972): Triangular diagrams for surveying chemical compositions of chlorites. *Journal of the Toyo University, General Education (Nat. Sci.)*, No 15, p. 1-33.
- PERSOZ, F. (1969): Fidélité de l'analyse quantitative des poudres de roches par diffraction X. *Bull. Centre Rech. Pau - SNPA*, 3, 2, p. 329-355.
- SCHAEER, J.P., PERSOZ, F., (1976): Aspects structuraux et pétrographiques du Haut Atlas calcaire de Midelt (Maroc). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t XVIII, No 5, p. 1239-1250.
- SEKI, J. (1961): Calcareous hornfels in the Arisu district of the Kitakami mountains northeastern Japan. *Jap. J. Geol. Geogr.*, 32, p. 55-78.
- STUDER, M. (1980a): Métamorphisme d'enfouissement dans le Haut Atlas Central (Maroc). Essai sur l'évaluation de l'épaisseur des couvertures sédimentaires. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 291, p. 457-460.
- STUDER, M. (1980b): Tectonique et pétrographie des roches sédimentaires éruptives et métamorphiques de la région de Tounfite-Tirrhist (Haut Atlas central, Maroc). *Notes et Mémoires Serv. géol. Maroc* (sous presse).
- SUQUET, H., IYAMA, J. T., KODAMA, H., PEZERAT, H. (1977): Synthesis and swelling properties of saponites with increasing layer charge. - *Clays and Clay Minerals*, vol. 25, p. 231-242.
- THOMPSON, P.H. (1973): Mineral zones and isograds in «Impure» calcareous rocks, an alternative means of evaluating metamorphic grade. *Contr. Mineral and Petrol.* 42, p. 63-80.
- TRÖGER, E. (1971): *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale*, Teil 1: Bestimmungstabellen, Teil 2: Textband. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung Stuttgart.
- VELDE, B., PROUST, D., MEWNIER, A. (1979): Chlorite compositions during sedimentation, diagenesis and low grade metamorphism. - *Extr. Memoire Sciences géologiques Strasbourg*, 53, p. 72-73.
- WINKLER, H.G.F. (1975): *Petrogenesis of Metamorphic rocks*. Springer Verlag.