

Caractères des déformations successives dans l'Atlas de Béni-Mellal (Haut Atlas marocain)

par

JEAN-PIERRE GRATIER*

Résumé : Après un inventaire des différents marqueurs de la déformation (et de leur rôle dans la situation des minéralisations) ceux-ci sont utilisés pour mettre en évidence deux ensembles de déformation de caractères différents : l'un postérieur et l'autre antérieur au dépôt des grès rouges (attribués au Crétacé inférieur). Les déformations syn et post crétacées sont dues à des mouvements verticaux, avec une faible contraction N165 et des déversements des structures élevées sur de plus basses. Les déformations antécétacées montrent des contractions horizontales plus importantes, avec des directions variées traduites par des grands plis N160, N60 avec virgations vers N40 et N100 et des petits plis N20 et N110.

Cette étude a été entreprise à la demande de plusieurs sociétés minières recherchant ou exploitant des minéralisations dans la partie Ouest de l'Atlas Central Marocain (cuivre à Naour, Tanansrift, Tabaroucht et, d'une manière générale, en bordure des bassins de grès rouge attribués au Crétacé ; plomb et zinc à Aguert-Tazoult et Zaouiat-Ahançal).

L'étude porte essentiellement sur les caractères des déformations successives des roches qui présentent plusieurs intérêts pour le géologue minier.

- Les plans de discontinuités, souvent tectoniques, sont responsables en grande partie de la perméabilité des roches donc ont facilité le mouvement des minéralisations.
- Si des mouvements tectoniques ont remobilisé ces minéralisations, la connaissance des directions de déformation nous indique l'orienta-

tion des plans ouverts pendant la déformation donc à plus forte perméabilité.

- Enfin, la mise en évidence d'associations régulières des marqueurs de la déformation peut permettre à partir de la reconnaissance de l'un d'eux de prévoir les autres.

Pour ce travail, des levés de détail ont été effectués sur chacun des cinq secteurs miniers exploités cités ci-dessus (voir carte de la figure 1) en surface et en galerie, complétés par l'étude de sondages. Une liaison a été établie entre ces gisements par de grands itinéraires complétant une étude photo-géologique effectuée sur la base des travaux et des cartes de A. Subra (1971), J.-P. Rolley (1973), G. Dubar (1950), Perez & Mikalenko (1970).

L'ensemble des observations très résumées ici, a fait l'objet de plusieurs rapports aux diverses sociétés (BRPM - SOMEMIC — SMA). Les problèmes concernant plus particulièrement la genèse des minéralisations ne seront évoqués ici que très brièvement parce qu'ils représentent le travail en cours de A. Subra.

(*) Institut de Recherches Interdisciplinaires Géologie et Mécanique (IRIGM)
U.S.M. GRENOBLE B.P. 53x
38041 — GRENOBLE CEDEX

Les déformations successives sont essentiellement définies près des gisements de bordure des bassins de grès rouges parce que dans tous ces bassins le Crétacé est transgressif sur les terrains du Jurassique (calcaire massif du Dogger, marines du Toarcien, calcaires lités du Lias inférieur) qui ont été plissés et érodés avant le dépôt des grès (Dubar 1952). Cette discordance nous permet ainsi de définir au moins deux grands ensembles de déformations antérieures et postérieures aux grès rouges.

— Les déformations antérieures au grès affectent tous les terrains du Jurassique jusqu'à la barre de Dogger comprise. Très importantes, elles se marquent par de grands plis hecto à kilométriques (avec failles, stylolites, localement schistosité et diaclases associées à des intrusions de roches éruptives au cœur des anticlinaux ou des flexures). L'âge de ces roches varient de 160 Ma (début du Malm) pour les gabbros de Tassent à 120 Ma (Crétacé inférieur) pour les filons (Hailwood & Mitchell, 1971). Ces filons sont postérieurs aux grands plis avec schistosité (Schaer & Persoz, 1976). Les déformations liées aux plis seraient donc fini-jurassique. Cette période précède de grands bouleversements dans tout l'Atlas (émersion, dépôt de grès rouges). L'âge de la limite inférieure de ces grès rouges n'est pas très bien définie mais la plupart des auteurs l'attribuent au Crétacé inférieur (Choubert & *al.* 1956).

— Les déformations postérieures au dépôt des grès se manifestent pendant et après le dépôt de ceux-ci par des mouvements verticaux le long de failles situées près des bordures des bassins. On note aussi des coulées de basaltes au Crétacé. Les bordures jurassiques de ces bassins peuvent

être surélevées puis déversées ou localement chevauchantes (morphotectonique) sur les sédiments des bassins (grès rouges crétacés mais aussi marnes de l'Eocène et même conglomérat Pontopliocène), ce qui implique une continuation jusqu'à une période très récente de ces déversements.

La démarche générale de l'étude sera la suivante.

Dans un premier temps, nous ferons l'inventaire de toutes les déformations ayant affecté le Crétacé et le Tertiaire, puis, pour retrouver l'état de déformation anté-crétacé, nous enlèverons au Jurassique les déformations que l'on peut estimer en liaison avec ces déformations syn et post-crétacées.

Dans un deuxième temps, nous ferons l'analyse des déformations anté-crétacées et nous établirons une liaison entre les marqueurs de cette déformation et la situation des minéralisations.

Auparavant, il est nécessaire de préciser la description et surtout l'utilisation qui seront faites des différents marqueurs de la déformation. Pour évaluer celle-ci on dispose dans la région de quatre marqueurs : des plis, des failles, des stylolites (localement schistosité), et des diaclases. On distingue deux ensembles selon l'échelle d'observation : les plis et failles qui affectent des longueurs hecto à kilométriques ; et les stylolites, diaclases, petites failles et plis qui ne sont représentatifs et mesurés que sur des distances décimétriques. La déformation globale de l'Atlas est estimée à l'aide des grands marqueurs mais la connaissance de leur mécanisme d'apparition est pour cela indispensable et elle est mise en évidence par les plus petites structures.

I - Présentation et utilisation des marqueurs de la déformation

A. STYLOLITES

Les plans de stylolites sont des plans de discontinuité qui apparaissent lorsque la roche subit une contraction. Le mécanisme physico-chimique n'est pas connu avec précision, on invoque une dissolution sous contrainte. Les plans sont soulignés par des résidus charbonneux ou argileux qui sont les éléments insolubles de la roche (Stockdale, 1926). La direction des pics stylolitiques est statistiquement parallèle à la direction de raccourcissement maximale de la roche (Arthaud & Mattauer, 1969). Par contre les plans

de stylolites sont fréquemment, mais pas toujours, perpendiculaires à cette direction de raccourcissement, probablement parce que des plans préexistants peuvent guider la stylolitisation. On retrouve ainsi dans l'Atlas des directions de discontinuités antérieures aux derniers stylolites. La contraction peut être diagénétique (pics perpendiculaires à la stratification) ou due à des épisodes tectoniques ultérieurs. Il y a alors apparition de plans de stylolites tectoniques et de plans de stylolites parallèles à la stratification inclinée, dont les pics sont parallèles à la direction de raccourcissement générale.

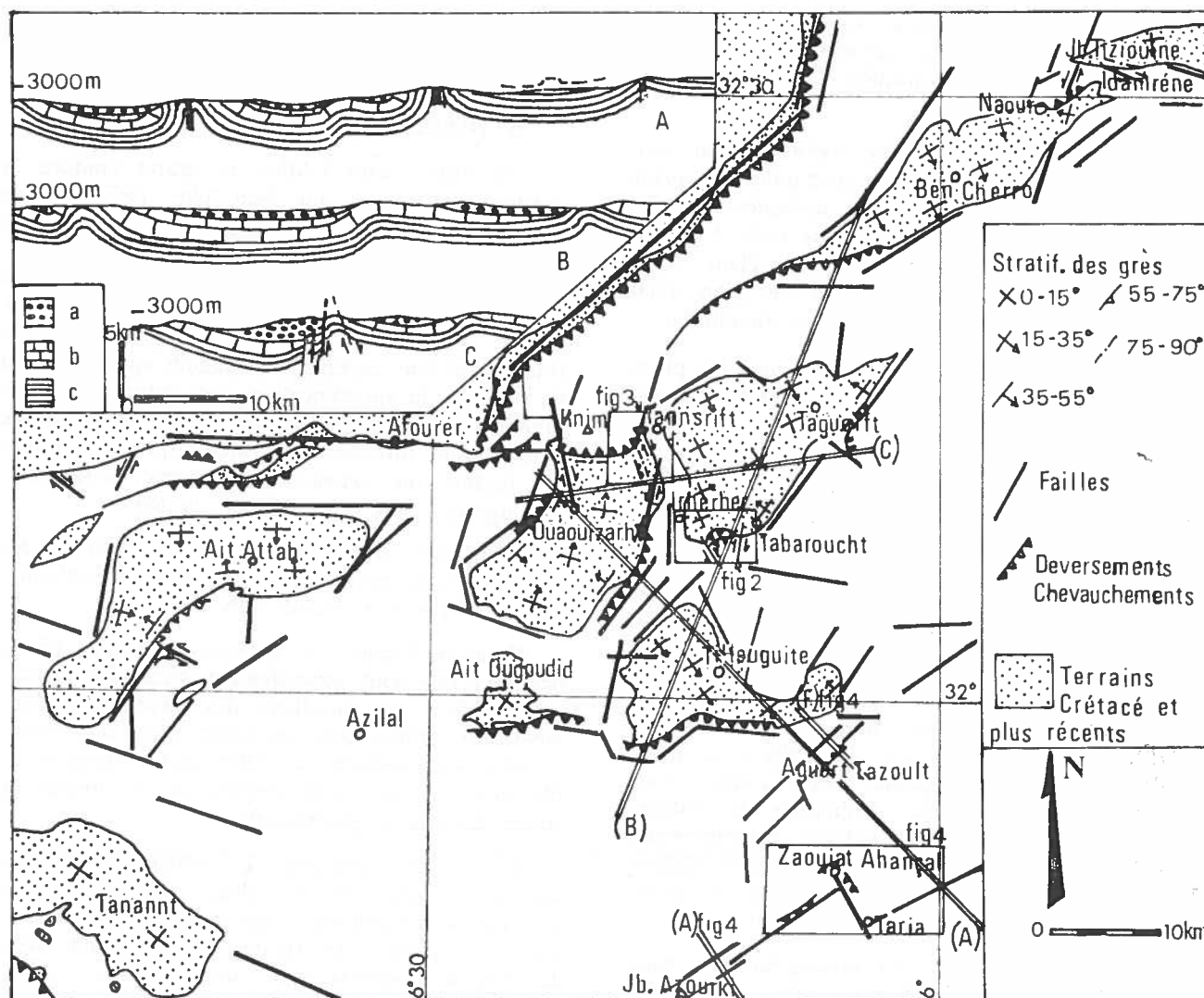


FIG. 1. Déformation syn et post crétacé des grès rouges et grandes coupes géologiques dans l'Atlas. Les failles sont presque toujours anté crétacé et ont joué en faille normale pendant et après le Crétacé. Légende des coupes : (a) Crétacé (b) Dogger (c) Toarcien et Lias calcaire.

On note de grandes variations dans la forme de ces stylolites qui dépendent à la fois de la structure et de la composition chimique de la roche, de l'évolution des directions de contraction et de leur valeur. On note ainsi comme J. Delair (1977), la différence de morphologie entre :

— des stylolites liés à une direction de contraction très stable avec pics en colonne cylindrique régulière et résidus à la base de la colonne : stylolites stratigraphiques horizontaux ou

liés à une direction de raccourcissement unique et stable (stylolites Crétacé dans le Turonien de Tannsrift) ;

— des stylolites liés à des directions de contraction plus variables, souvent associés dans une déformation à plusieurs directions de contraction avec des pics plus coniques et des résidus répartis irrégulièrement le long du plan de stylolites.

Dans ce deuxième cas, il s'agit de stylolites

liés aux plis du Jurassique. Comme les axes de ces plis, les stylolites se répartissent dans toutes les directions si on considère l'ensemble de la région (fig. 5).

Mais dans le détail, ces stylolites sont toujours liés aux plis, avec un maximum de plans parallèles aux plans axiaux, et quelques-uns perpendiculaires aux axes de ces plis (voir p. 205). Dans les zones marno-calcaires du Haut Atlas il apparaît même une schistosité de plan axial probablement du type schistosité de dissolution.

La quantité de matière dissoute dans les plans de stylolites et donc la contraction, peut être estimée par différentes méthodes :

— en mesurant la fréquence des plans et l'amplitude des pics (Wagner, 1964) ou le décalage d'objets repaires (Gratier, 1976) ;

— en comparant la quantité de matière insoluble dans les stylolites à celle des roches environnantes (Bodou, 1974 ; Delair, 1977 ; Gratier, 1978).

Seule la première méthode a pu être appliquée sur des exemples dans l'Atlas (Gratier, 1975). Les valeurs sont très variables d'un point à l'autre de la région mais elles restent néanmoins faibles puisqu'une diminution de volume globale de 12% sur un volume hectométrique a été trouvée à Naour dans une des régions les plus affectées, avec trois directions de plans de stylolites orthogonales (voir p. 205).

En ce qui concerne les minéralisations, dans tout l'Atlas de Beni-Mellal, les plans de stylolites du Jurassique (tectoniques ou stratigraphiques) sont les seuls plans de discontinuités qui sont des zones privilégiées de concentration de minéral.

On peut envisager deux hypothèses (Gratier, 1975) :

— soit il y a une concentration de résidus insolubles (minéralisations) présents dans la roche au moment de la formation des stylolites. Il faudrait pour s'en assurer faire des analyses chimiques, en particulier sur le cas de Naour qui semble le plus favorable ;

— soit, puisque dès leur formation, les plans de stylolites sont des plans de transport de matières, ils peuvent devenir des plans de circulation privilégiée de fluides minéralisés. Tout particulièrement dans l'Atlas où apparaissent une succession de contractions et d'extensions perpendiculaires à ces plans. Ce sont ces plans de sty-

lites ouverts qui guident probablement la formation des karsts, auxquels sont associées les minéralisations de Tabaroucht et Aguert-Tazoult.

B. DIACLASES

On trouve dans l'Atlas un grand nombre de diaclases sèches et un bien plus petit nombre de diaclases avec remplissage minéral (calcite). Du point de vue mécanique, on peut considérer, dans les deux cas, que le plan est parallèle à la direction de contrainte maximale et perpendiculaire à celle de contrainte minimale (rupture fragile). Il faut cependant souligner que du point de vue de la quantification des déformations, le premier cas (diaclasses sèches) n'implique qu'une déformation infinitésimale alors que le deuxième traduit une extension, mesurable, parallèle à l'allongement des cristaux dans la fente.

Dans les parties de Jurassique plissé, des diaclases sont parallèles aux pics des stylolites, et donc liées aux grands plis.

Dans le Crétacé et le Jurassique non plissé, des diaclases sont généralement parallèles et perpendiculaires aux bordures des bassins (et donc aussi aux grands plis) montrant ainsi que même si elles sont postérieures, elles sont fortement influencées par les hétérogénéités ou les limites de zones déformées préexistantes.

En ce qui concerne les minéralisations, les diaclases (sèches ou à calcite) ne sont jamais des zones minéralisées importantes, cela signifie que la circulation des fluides est plus facile dans des stylolites ouverts (qui contiennent des résidus facilement érodables) que dans des diaclases (surtout si des minéraux par exemple calcite scellent ces plans).

C. FAILLES

On trouve dans l'Atlas les trois types classiques :

— des failles décrochantes que l'on peut mettre en évidence dans tous les terrains et dans tous les secteurs associés à des fractures de type Riedel, à des plans de stylolites ou de schistosité de direction oblique à celle de la faille ou à des plis d'entraînement décimétriques à axe très incliné ;

— des failles normales qui sont presque toujours rotationnelles (Vialon & al., 1976, p. 88) et que l'on peut mettre en évidence soit directement à l'affleurement (Irherher, fig. 2), soit en suivant l'évolution de la forme des plis qui, de

symétriques, deviennent asymétriques (coupes A et B, et D et E, fig. 4).

— des failles inverses associées au déversement des structures topographiquement les plus élevées sur les plus basses (coupes A et D fig. 3 et coupes E et F fig. 4).

Dans certains secteurs, une grande quantité de failles métriques et décamétriques ont été utilisées pour déterminer les directions de déformation par la méthode des plans de mouvement dans le Crétacé et dans le Jurassique.

D. LES PLIS

a) *Les terrains jurassiques*

Ils montrent de grands plis hecto à kilométriques. Des anticlinaux serrés et des flexures à flancs subverticaux sont séparés par de vastes zones synclinales sub-horizontales : les directions sont très variées. Elles se répartissent en trois grands ensembles N 40-60, N 100 à N 120 et N 150-170 avec des directions intermédiaires locales (fig. 6). Quelle que soit leur direction, ces plis montrent en première approximation :

— une contraction majeure importante sub-horizontale perpendiculaire aux plans axiaux des plis avec stylolites (ou schistosité) de plan axial

et petits plis associés symétriques à la charnière, asymétriques dans les flancs (fig. 2 coupe A, fig. 3 coupes ABC, fig. 4 coupes D et F) ;

— une extension sub-verticale qui n'affecte quelquefois qu'un seul flanc du pli (dans le cas des flexures) ;

— une contraction mineure, stylolites (Pl.) parallèles à l'axe du pli, mais qui peut aussi être attribuée à l'intersection en tout point d'au moins deux directions de plis souvent presque orthogonales (fig. 6). Le mécanisme de formation de ces grands plis peut être précisée par l'étude des petites structures, comme par exemple la répartition et la succession des stylolites, mini plis et fissures dans la flexure de Tabaroucht (coupe A fig. 2). L'essentiel de ces plis est à relier aux déformations anté-crétacé, nous y reviendrons plus loin.

b) *Les terrains crétacés*

Ils montrent des plis très différents qui ne traduisent qu'une très faible contraction horizontale et qui n'apparaissent qu'au-dessus de la limite de deux compartiments à mouvement vertical (coupe B fig 3). Ils peuvent être localement déversés sous un chevauchement du compartiment élevé (coupe D fig. 3).

II - Les déformations Syn et Post dépôt des grès rouges (Crétacé)

Toutes les déformations affectant le Crétacé sont maximales le long des bordures de bassin et très faibles au centre. Sur l'ensemble de la région, on distingue quatre types de comportements près des bordures qui seront étudiés successivement sur quelques exemples.

1° CAS

Le Crétacé n'est que faiblement basculé près des bordures (de 5 à 15°). Il est néanmoins souvent transgressif sur le jurassique en formant un biseau stratigraphique ; les couches de Jurasque ont un pendage variable :

— soit à peine plus incliné que le Crétacé comme à Irherher (coupe E fig. 2),

— soit formant une flexure qui a pu être en partie érodée avant et pendant le dépôt des grès rouges comme à Tabaroucht-village (coupe A fig. 2).

Dans tous ces exemples, la déformation post-grès rouge apparaît très réduite, elle n'implique

qu'un faible mouvement relatif vertical des bordures jurassiques par rapport aux sédiments des bassins. Les conséquences sur le Jurassique doivent être mineures et se limiter à quelques marques traduisant une légère extension verticale (presque toutes les déformations de ce Jurassique sont donc anté-crétacé). Ce cas se retrouve dans tous les bassins, sur une partie de leurs bordures : Tillouguite (N), Ouaouizarhte (SW), Ait-Attab (N et E), Taguelft (SW et NW), Ait-Ougoudid (N), Ben-Cherro (NW), Tanannt (tout le tour).

2° CAS

Le Crétacé a pu être légèrement redressé près des bordures mais celles-ci sont déversées ou même chevauchantes (morphotectonique) et cette stratification du Crétacé est devenue parallèle au plan de contact anormal sous celui-ci (en général sub-horizontale). L'exemple de Tabaroucht-mine (bordure sud du bassin de Taguelft) a été très bien étudié par galerie et sondage pour re-

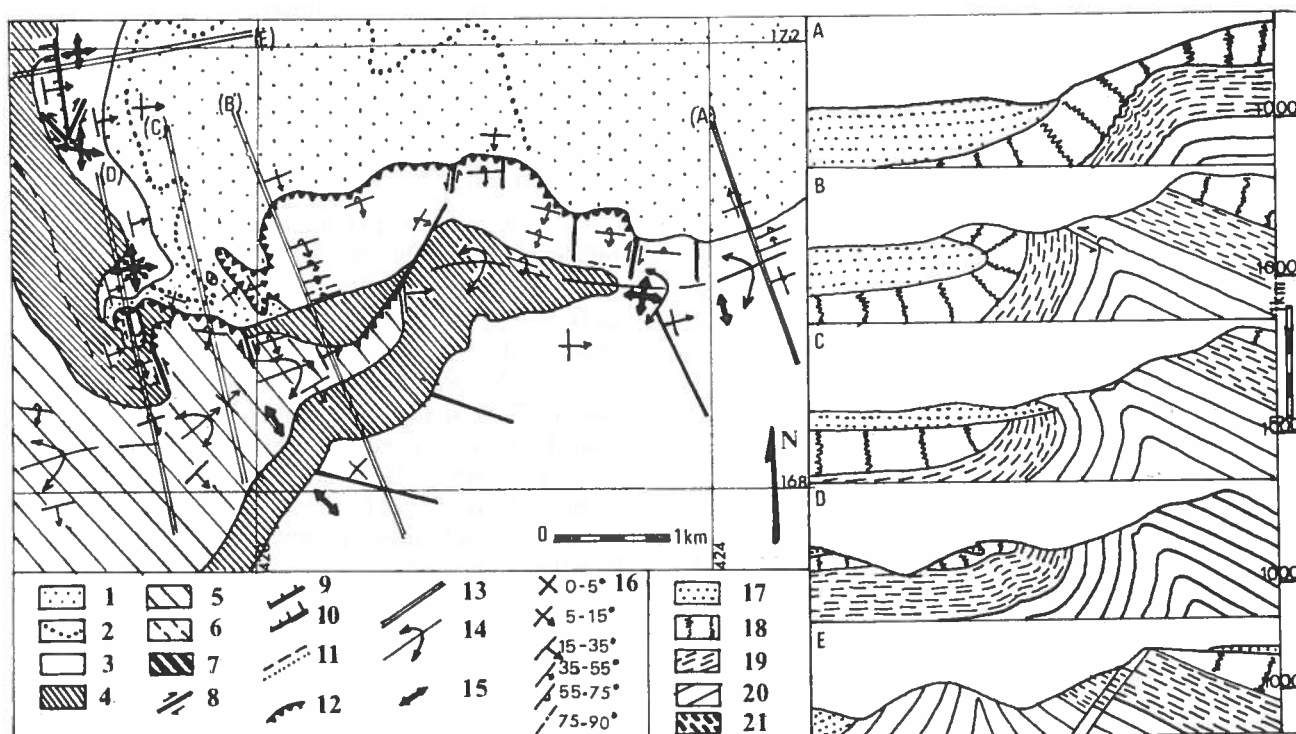


FIG. 2 : Carte et coupes de la région de Tabaroucht, situation sur figure 1.
Légende commune aux figures 2, 3 et 4. Pour les cartes :

1 : Crétacé (et terrains plus récents), 2 : Basaltes, 3 : Dogger, 4 : Toarcien, 5 : Lias calcaire, 6 : Lias calcaire glissé, 7 : Trias et Gabbros, 8 : Décrochements, 9 : Failles normales, 10 : F.N. rotationnelle, 11 : Traces de stratification, 12 : Déversements et chevauchements, 13 : Coupes, 14 : Axes de plis, 15 : Pics stylolitiques, 16 : Stratifications.

Pour les coupes :

17 : Crétacé (et terrains plus récents), 18 : Dogger, 19 : Toarcien, 20 : Lias calcaire, 21 : Trias et Gabbros.

chercher une zone minéralisée en chalcosine dans des karsts du calcaire massif de Dogger située sous le Crétacé transgressif et sous un petit chevauchement de Jurassique (coupe D fig. 2). Les coupes de la figure 2 montrent la disposition variable du Jurassique chevauchant ou déversé près des bordures :

- coupe B : série inverse de Dogger déversée sur les grès rouges,
- coupe C : série inverse de Toarcien et Lias inférieur déversé sur les grès rouges,
- coupe D : série normale biseauté de Dogger chevauchante sur les grès rouges.

Ces dispositifs s'expliquent si le Jurassique a été plissé puis érodé avant (et pendant) le dépôt du Crétacé (ce que confirme la présence dans ce Crétacé, près de cette zone, de couches de conglomérats à galets calcaires tectonisés, avec fissures et au moins deux directions de stylolites orthogonales). L'état de déformation anté-crétacé

peut être retrouvé en redressant les structures déversées. Dans les coupes B et C le plan de contact anormal pouvait être une ancienne faille avec une stratification verticale, correspondant au flanc court d'une grande flexure. L'érosion s'est limitée au Dogger pour la coupe B et a atteint le Toarcien et le Lias inférieur pour la coupe C. Dans la coupe D, le plan de contact anormal pouvait être aussi une ancienne faille, mais avec une stratification sub-horizontale correspondant au flanc long inférieur de la même grande flexure (juste au-dessus d'une petite flexure annexe).

Sur carte (fig. 1 et 2) on note que la direction de la flexure varie de N 50 à N 110 au Sud-Est du Bassin de Taguelft, avec un pitch également variable de 10 à 30° vers le Nord-Est et un plan axial penté vers le Sud-Est (le plongement d'axe est dû au flanc est d'un anticlinal N 160 anté-crétacé, voir p. 205).

Le déversement du Jurassique sur le Cré-

tacé apparaît dans la zone de virgation (fig. 2) mais on trouve encore une partie de flanc court N 100 vertical de Dogger non déversé (au Sud de Tabaroucht village). Les déversements sont limités par des failles décrochantes, perpendiculaires à la direction de flexure, et par des failles N 160 parallèles aux plis de même direction.

Le simple déversement d'une flexure, avec un axe plongeant se traduit par une rotation de l'axe du pli en carte et donc par une virgation. Mais le flanc horizontal supérieur de cette flexure n'est pas affecté par des déformations importantes (on note simplement sur photographies aériennes, une zone de faille N 110 dans le prolongement de la zone de flexure N 110 (fig. 1). Compte tenu de la relative immobilité de ce flanc, le déversement n'a dû affecter que des terrains qui en étaient séparés. La virgation n'est qu'amplifiée par le déversement mais elle existait avant le dépôt du Crétacé.

La disposition des falaises de bordures est guidée par les structures anté-crétacées. On met en évidence, par exemple, un golfe crétacé par érosion du Dogger (au niveau de la coupe C) limité au NE et au SE par des failles N 160.

Un chevauchement interne au Jurassique dans la zone charnière de la flexure, implique un déplacement de masse tout à fait semblable à celui

du déversement Jurassique sur les grès rouges. Nous le considérerons donc comme post-crétacé.

Sur la figure 1, on retrouve des déformations post-crétacées analogues dans le même bassin au niveau de Taguelft. On les retrouve aussi dans d'autres bassins comme celui d'Ait-Attab (près des bordures SE et W), avec la même influence caractéristique des structures anté-crétacées (pli N 50 passant à N 110) érodées avant et pendant le dépôt des grès dans une zone faillée (N 170).

Même cas aussi près de la bordure SE du Bassin de Ben-Cherro, de la bordure SE du Bassin de Tillouguite (où c'est le Ponto-Pliocène qui est chevauché), des bordures SE et NW du Bassin de Ouauizarhte et Ait-Ougoudid. Cependant dans ces derniers cas, la valeur du mouvement vertical des bordures peut devenir localement assez importante, jusqu'à permettre de définir un troisième cas, illustré par les exemples suivants.

3e CAS

Le Crétacé est fortement redressé près des bordures (parfois jusqu'à la verticale). Cela peut être illustré sur l'exemple de Tannsrift (pour une direction de bordure N 160) et de Naour (pour des directions N 20-60 et N 90-110) qui sont deux zones minières exploitées, la première en carrière pour des bancs de grès crétacés minéralisés verticaux, la seconde en galerie pour des minéralisations dans le Dogger calcaire.

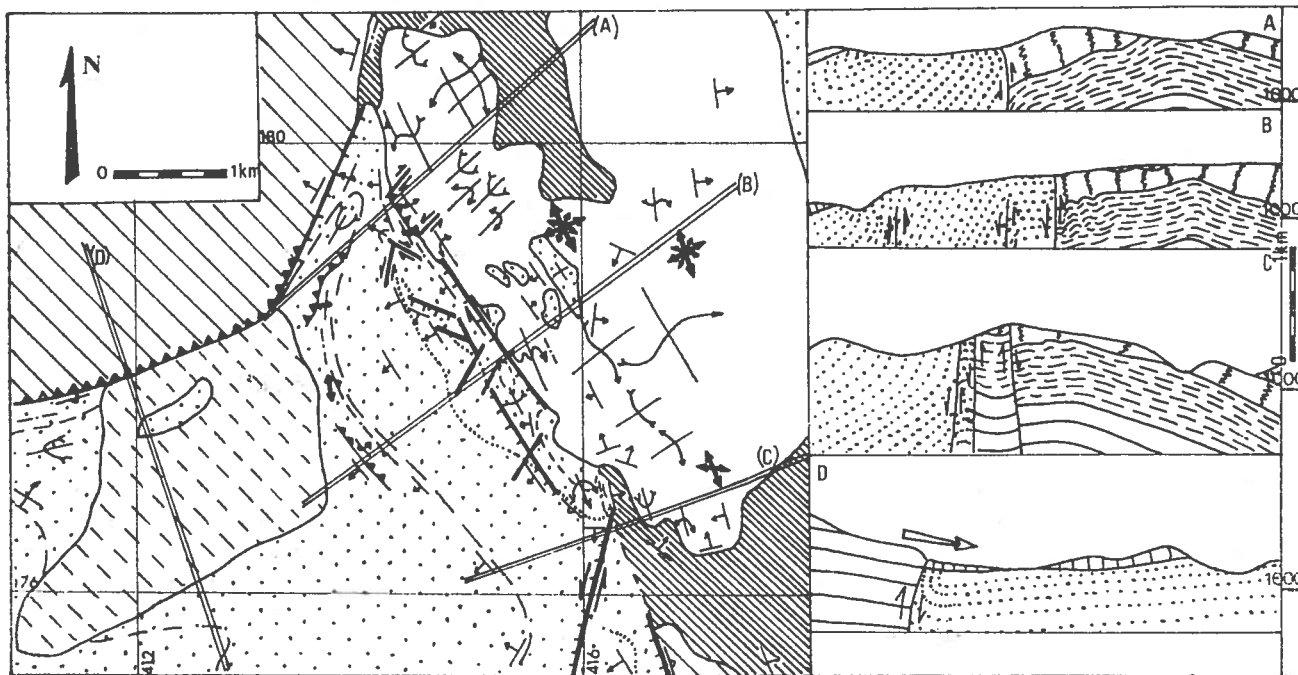


FIG. 3 : Carte et coupes de la région de Tannsrift, situation sur figure 1 : même légende que figure 2.

Exemple de Tannsrift

Bordure NE du Bassin de Ouauizarhte. Sur les coupes fig. 3, on note la différence entre les déformations affectant le Crétacé et le Jurassique :

— Le Crétacé montre un pendage général vers l'W avec une direction de N 150 à N-S, des flexures de même direction avec quelquefois un certain plongement de leur axe, mais sans contraction horizontale importante perpendiculaire à l'axe.

Au contraire, les plis du Jurassique ont des flancs verticaux symétriques avec plans de stylolites de plan axial.

— Sur le plateau de Dogger, de petits bassins crétacés sont transgressifs sur le Jurassique qui montre un système de plis croisés N 160 et N 40 anté-crétacés.

La déformation des grès est liée au jeu de compartiments du soubassement du bassin, qui jouent en touches de piano, limitées par des failles souvent rotationnelles (N 150-170, N 10 à 20, N 40 et très localement N. 100-120). Ces failles redressent la stratification des grès à la verticale, avec glissement couche sur couche (avec stries) et séparent des compartiments relativement peu déformés (fig. 3 coupe A.B.C.). Des dolérites apparaissent, liées aux failles N 170 (Sud carte fig. 3). Ces failles semblent localement antérieures au dépôt de certaines couches crétacées (fig. 2 coupe E, zone d'Irherher). Le bassin de Ouauizarhte s'est enfoncé relativement à sa bordure E (et aussi donc à la partie W du bassin de Taguelft) probablement en partie pendant la sédimentation du Crétacé.

Dans le secteur de Tannsrift, les compartiments surélevés sont ceux de l'E pour les failles N 150, du N pour les failles N 100, de l'W pour les failles N 20 (Rnim, mais de l'E pour celles du Sud du plateau). Cela se traduit par un enfoncement maximal de la partie N-NE du bassin de Ouauizarhte, c'est aussi la partie où le Crétacé est le plus épais et les dernières couches les plus jeunes. On note corrélativement un maximum de contraction horizontale dans cette partie : par exemple dans le secteur minier de Tannsrift on voit du Sud au Nord, le Crétacé passer d'un pendage normal vers l'W à inverse vers l'E sous le déversement (morphotectonique) d'un compartiment de Jurassique (limité par des décrochements N 30-40). Plus au Nord, le Crétacé et le Toarcien sont étroitement imbriqués, écrasés entre le

mouvement vers le SW de la bordure N 160 et celui vers le SE de la bordure N 20 (Rnim).

Une étude des plans de mouvement dans le secteur minier met en évidence le jeu en décrochement dextre de la bordure N 150. Il y a en particulier des décrochements conjugués N 120 dextre, soulignés par des plis d'entraînement décamétriques à fort plongement d'axe. (Les décrochements N 30-40 dextre et senestre de chaque côté du compartiment déversé, compliquent quelque peu le dispositif).

Au niveau de la coupe C, les couches du Crétacé sont tordues et forment un grand pli plutôt conique, à fort plongement vers le SE (40 à 60°) qui peut s'expliquer par un grand décrochement N 10-20 senestre.

S'ajoutant aux pics stylolitiques N 170 du Turonien, aux déversements vers le SE et le SW, ces décrochements N 150 dextre et N 20 senestre traduisent une contraction globale N 170 post crétacé dans cette partie du bassin.

Exemple de Naour (bordure NE du bassin de Ben-Cherro).

Dans ce secteur (fig. 1) la stratification du Crétacé est en moyenne N 20 pentée vers l'W avec donc basculement en masse du bassin, montée relative de la partie E, abaissement de la partie W contre la bordure N Jurassique, avec de petits plis d'entraînement dans le Crétacé contre cette bordure. Il y a donc comme à Tannsrift enfoncement d'un coin de bassin crétacé mais suivant des directions différentes : failles N 60 et N 20 liées à des plis anté-crétacés (voir plus loin).

Un peu plus au Nord-Est de Naour, dans le secteur d'Idamrène, ce sont des failles N 70-90 et N 110-130 qui sont limites d'un compartiment de Jurassique surélevé et légèrement déversé sur le Crétacé du Bassin du Jbel Tiziouine. On retrouve la même influence de structures antécrétacées, la différence entre Naour et Idamrène est liée à une virgation de l'axe des grands plis antécrétacés de N 60 à N 100. Dans les deux cas une faible contraction N 160 est marquée à la fois par les petits plis, et des failles inverses dans le Crétacé près des bordures et par des mouvements de décrochement conjugués N 20 à N 170 senestre et N 90 à N 130 dextre.

4° CAS

Le Crétacé redressé à la verticale le long des bordures a été chevauché par celles-ci, ce

qui se traduit par un grand pli déversé de Crétacé sous le contact anormal (fig. 3) (On peut considérer que certains secteurs précédemment décrits dans le 3° cas, coupe A, fig 3, appartiennent aussi à ce 4° cas).

Nous verrons ici l'exemple du chevauchement du Rnim. Il est présenté sur la figure 3 en carte et en coupe (D) : la grande avancée de Jurassique en série normale au-dessus du Crétacé est très peu épaisse (avec fenêtres de Crétacé supérieur). Elle est constituée de lambeaux stratifiés séparés par des zones très fracturées. Elle doit être considérée comme un grand glissement-écroulement en masse, de certaines couches de Lias calcaire du Rnim dont le pendage initial vers le Sud a pu faciliter le glissement (coupe D, fig. 3).

La grande masse du Massif du Rnim est par contre probablement à peine chevauchante puisque son enracinement se fait très rapidement, juste au Nord du plateau de Dogger de Tannsrift. Trois grandes directions de failles guident la montée relative de cette bordure Nord du Bassin de Ouauizarhte : des failles N20, N110 et N160. Comme à Tazaroucht, on se trouve ici dans une zone de virgations de flexures anté-crétacées (voir plus loin).

La reconstitution de l'état de déformation anté-crétacé est donnée en carte dans la figure 6 avec celle de l'ensemble de la région de l'Atlas de Béni-Mellal.

En résumé, de toutes ces observations sur les déformations syn et post-crétacées de l'Atlas de Béni-Mellal, on note : — la transgression des sédiments crétacés en biseaux stratigraphiques sur le Jurassique plissé et érodé avec des structures anté-crétacées (pli et flexure N100-120, N40-60 et N150-170, faille et petit pli N20) qui guident les limites de ces bassins ;

— les mouvements verticaux qui ont débuté au Crétacé pendant la sédimentation (conglomérats) surtout importants dans certains bassins (Ouacouizarhte), ils témoignent d'une extension horizontale dans toutes les directions, mais maximale NE-SW. On peut leur associer les roches éruptives crétacées de la région (dolérites et basaltes) ;

— un enfoncement relatif de certaines parties de bassin par rapport à leurs bordures, en compartiments jouant en touche de piano limités par des failles normales rotationnelles, avec basculement en masse des sédiments crétacés. Pour chaque bassin, il y a variation du mouvement ver-

tical le long des bordures, par exemple celui de Ouauizarhte montre un mouvement vertical maximal au Nord, minimal au Sud, en augmentation progressive du Sud au Nord le long des bordures E et W. L'axe de rotation, le sens et la valeur des basculements varient suivant les bassins. Ceux-ci ne sont d'ailleurs pas des blocs rigides. Ils sont aussi subdivisés en plus petits compartiments toujours limités par des failles parallèles aux structures anté-crétacées et qui jouent différemment d'un point à l'autre du bassin. Les indications de stratification dans le Crétacé sur la figure 1 donnent les caractéristiques du mouvement relatif des divers compartiments.

Corrélativement aux mouvements verticaux, il y a eu des déversements ou des chevauchements des parties topographiquement les plus élevées (Jurassique des bordures sur Crétacé mais aussi Crétacé sur Crétacé et Jurassique sur Jurassique). Cela se traduit dans le Crétacé par des directions de contraction locales parallèles au sens de déplacement des masses déversées. La contraction horizontale est d'autant plus importante que le mouvement vertical est fort. Globalement sur toute la région une faible contraction N 160.170 peut expliquer toutes les contractions de directions plus variées dues aux hétérogénéités de la zone déformée.

Les déversements et chevauchements de la bordure NE de l'Atlas sont à relier à ces déformations syn et post crétacées. Elles se sont poursuivies probablement en plusieurs épisodes (Choubert & Faure-Muret, 1962 ; Rolley, 1973) jusqu'au Ponto-Pliocène, dernier terrain chevauché. Par analogie avec les déformations de l'intérieur du massif, les bordures ne doivent être que très peu chevauchantes : ce sont plutôt des déversements de structures verticales (falaises) ou de faibles chevauchements morphotectoniques, avec localement de grands glissements-écroulements en masse.

Dans certaines parties de l'Atlas de Béni-Mellal, et plus particulièrement vers le centre du Haut Atlas, il n'y a plus les grès rouges pour dater les déformations. On ne peut alors que mettre en parallèle des mécanismes de déformations analogues à ceux déjà décrits sans préjuger de leur âge.

Dans la région de Tarhtadar (entre les bassins de Ouauizarhte et Tillouguite) des failles normales N160 abaissent le Toarcien et ont le même comportement que celles syn-crétacées du plateau d'Irherhier (fig. 1 et 2).

Sur la figure 4 : Dans la région de Zaouiat

Ahançal, le pli symétrique N60 du Jbel Azourki (coupe A) est affecté d'une faille rotationnelle de même direction (coupe B) à mouvement vertical maximal à Zaouiat-Ahançal. A partir de ce village, un pli N160 est lui aussi affecté d'une faille rotationnelle parallèle, avec un mouvement vertical maximal au village (coupe E) et minimal au Sud (Taria) (coupe D). Enfin à Taria, un autre pli N60 présente le même phénomène avec mouvement minimal à Taria (coupe C) qui

augmente ensuite en allant vers le NE. Il y a donc enfoncement relatif du secteur au Nord de Zaouiat-Ahançal, qui se marque sur les deux directions majeures par des traces de mouvements verticaux, la faille N160 étant en relais entre deux failles N60. Certaines structures topographiquement élevées ébauchent un mouvement de déversement sur les plus basses (coupe E et B). Même phénomène à Aguert-Tazoult (coupe F).

III. Déformations antérieures au dépôt des grès rouges (Crétacé)

On distinguera quelques exemples bien caractéristiques avant de faire une synthèse générale (voir fig. 6).

Région de Naour

La reconstitution, en carte, de l'état de déformation anté-crétacé (fig. 6) montre la virgation de l'axe des grands plis de N70 à N40 et la superposition de petits plis locaux N20, près d'une zone de faille de même direction. Dans le détail, si on utilise tous les marqueurs de déformation donnés dans les figures 5 et 6 (plis, failles, stylolites), on note une direction d'extension verti-

cale et cinq directions de raccourcissement horizontales qui sont :

N140 : marquée par des plis N 50, de nombreux pics stylolitiques, des diaclases.

N 30 : marquée par des pics stylolitiques, des diaclases, et par les plis N110-120 vers Idamrène.

N110 : marquée par les petits plis N20, souvent associés à la direction N30

N50 : marquée par des pics stylolitiques, des diaclases, souvent associés à la direction N 140.

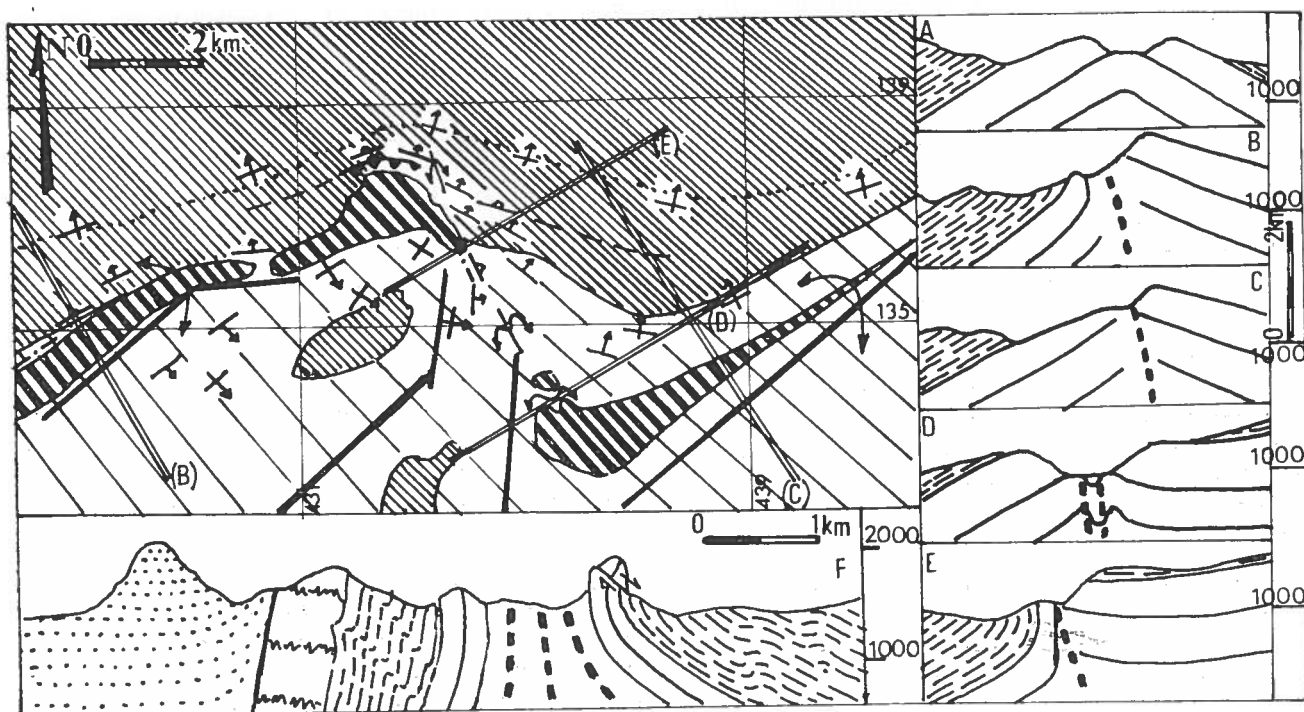


FIG. 4 : Carte et coupes de la région de Zaouiat-Ahançal et coupe (F) de la région Aguert-Azoult. Situation, carte et coupes (A) et (F) sur figure 1 : même légende que figure 2.

N170 : marquée par des pics stylolitiques, des diaclases (pourrait être rattaché à la contraction Crétacé),

Les directions N30 et N110 semblent postérieures aux directions N140 et N50.

Une étude des fréquences et des amplitudes des stylolites sur un domaine hectométrique à stylolites minéralisés montre : pour les fréquences moyennes (nombre de stylolites par mètre) des valeurs de 6,2 pour les stylolites parallèles à la stratification (avec des pics sub-horizontaux donc en partie tectonique), 2,6 pour les plans NE-SW et 1,6 pour les plans NW-SE, (les deux étant

des plans sub-verticaux à pics sub-horizontaux). Le raccourcissement (somme des amplitudes sur longueur initiale) est de 5 % pour les premiers, 4 % pour les seconds et 3 % pour les derniers. Cela correspond à une diminution de volume de 12 % non compensée par le remplissage des fissures.

Région d'Idamrène

On retrouve des directions analogues à celle de Naour mais le dispositif est compliqué par la torsion de l'axe des grands plis vers une direction plus E-W, en parallèle avec de grandes failles

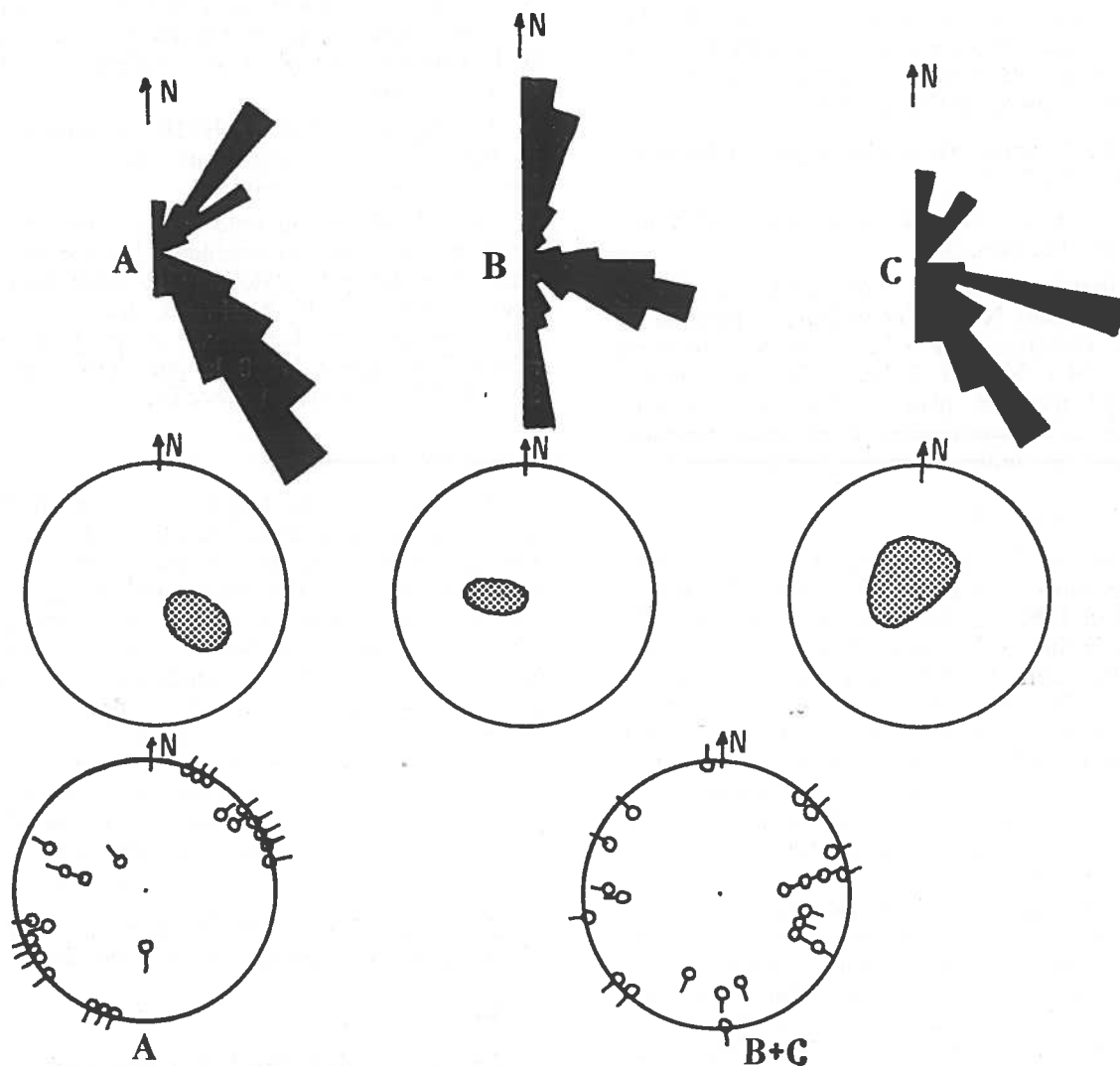


FIG. 5 : En haut, histogramme de répartition (en %) des directions de pics stylolitiques, mesurés pour des stratifications peu pentées (indiqué dans les canevas au-dessous) (Wulf inf.). En bas plis mesurés autour de la zone de mesure des stylolites (A) région de Naour, (B) région d'Irherher, (C) région de Tabaroucht.

N110-120 et de petits plis de même direction, à axe plongeant (mouvement de décrochement dextre de ces failles).

Région d'Irherher

La forme en coupe des plis N170 est donnée pour la région de Tannsrift (coupe C fig. 1) et se retrouve pour le secteur d'Irherher. Dans l'analyse de détail sur ce secteur on peut mettre en évidence outre une extension verticale, quatre directions de contraction (fig. 5).

E-W à N100 : marquée par de grands plis N-S, par des pics stylolitiques, des diaclases et des décrochements conjugués N20-30 dextre et N135 à 145 senestre.

N170 : marquée par des pics stylolitiques, des diaclases, souvent associées à la précédente, pourrait être rattachée à la contraction Crétacé (faille normale N170 et N35).

N130-140 : marquée par quelques pics stylolitiques et des diaclases.

N40-50 : marquée par quelques pics stylolitiques et des diaclases.

Les directions E-W et N-S semblent postérieures aux directions N40-50 et N130-140 puisque les plans de stylolites NW-SE et SW-NE montrent aussi des pics N-S et E-W. Cela est confirmé par le fait que ces plans guident les décrochements liés à la contraction E-W (puis fonctionnent ensuite en failles normales syn-crétacées).

Région de Tabaroucht

La carte de la figure 6 montre la complexité de la disposition des plis anté-crétacés. La flexure de direction N50 au Nord-Est de Tabaroucht devient vers le Sud N110 horizontale puis N70 pentée jusqu'à 30° vers le NE (dans le prolongement d'un pli N170) passant à Irherher. Elle est de nouveau N100 avant de revenir N40 au Sud-Est, en devenant plutôt un pli anticlinal asymétrique (coupe A fig. 1 entre Tillouguite et Ouaouizarhte). Sur cette coupe, on note un deuxième pli anticlinal asymétrique qui va rejoindre le pli N170 de la région d'Irherher. Toujours sur cette coupe, on note aussi que l'intrusion de roches éruptives se fait dans la zone synclinale entre les deux replis anticlinaux qui constituent la grande structure anticlinale. C'est une disposition que nous retrouverons à Zaouiat-Ahançal où les roches éruptives sont aussi associées à des failles parallèles aux flancs des replis synclinaux.

Mécanisme de formation de la flexure de Tabaroucht

En se situant sur une coupe transversale (fig.

2 coupe A), on note dans le flanc court, des plans de stylolites sub-horizontaux à pics sub-verticaux, de petits plis d'axe parallèle à celui de la flexure, et aussi des fentes à calcite sub-horizontales qui semblent postérieures aux deux autres marqueurs.

On doit donc penser que dans un premier temps, il y a eu contraction perpendiculaire à l'axe de la flexure. (et parallèle à la stratification) sur toute la largeur de cette flexure même dans le flanc court, et que dans un deuxième temps, ce flanc court a été étiré verticalement.

En carte, il apparaît des plans de stylolites N10 verticaux, à pics perpendiculaires, juste dans la zone de virgation de la flexure de N50 à N110, qui témoignent peut-être de l'accentuation de cette virgation, postérieurement à sa formation (à la manière d'un pli à axe vertical et à stylolite de plan axial).

La partie de flexure N110 se prolonge dans le flanc horizontal supérieur, par une zone de failles de même direction.

Dans le détail, on note sur la figure 5, quatre directions de raccourcissement horizontales marquées par des pics stylolitiques : deux déjà citées pour Irherher, E-W et N-S et deux qui n'y apparaissent que très localement et qui sont ici bien mieux développées : N140 la plus importante et N30 qui lui est souvent associée.

Région de Tannsrift

Toute la zone de Dogger de Tannsrift (fig. 3) montre un entrecroisement de plis N40-50 et N160-150 qui déterminent une forme en boîte à oeufs très caractéristique. Les mécanismes d'apparition de ces plis sont identiques à ceux précédemment décrits à Tabaroucht et Naour. Ils présentent une importante contraction perpendiculaire à l'axe des plis, soulignés par des stylolites, des diaclases et des failles de décrochement conjugués et une direction de contraction parallèle à l'axe (que l'on peut expliquer ici par l'entrecroisement presque orthogonal). De plus, des directions de contraction perpendiculaires et parallèles à des structures N20 se retrouvent localement (comme à Naour).

Dans un tel contexte, les pics stylolitiques se répartissent dans presque toutes les directions.

Région du Rnim

Le grand pli N60-70 qui limite au NW le bassin de Taguelft s'infléchit jusqu'à N40 au Nord de Tannsrift (dans une zone de faille N20) pour devenir une flexure N110 limite au Nord du Bassin de Ouaouizarhte (dans le prolongement de la limite Nord de l'Atlas vers Afourer).

On retrouve ainsi un schéma analogue à celui de Naour avec de grands plis N60 qui sont infléchis en forme de coin vers deux directions associées N110 et N20 qui sont des directions de failles et de petits plis locaux. Et comme à Tabaroucht cette virgation se situe juste au niveau de la grande voute anticlinale N160-170.

Région d'Aguert-Tazoult et de Zaouiat-Ahançal

Une partie des déformations de ce secteur a déjà été décrite parce qu'elle présente certaine analogie avec les déformations post-crétacé. Mais on remarque aussi que la grande épaisseur, dans cette région, du Toarcien et Bajocien traduit déjà une zone d'enfoncement d'âge Jurassique. En considérant les coupes de la figure 4, on peut reconstituer les déformations progressives suivantes.

Un pli relativement peu serré (comme celui de l'Azourki) peut évoluer par un relèvement des flancs (localement jusqu'à la verticale) associé à une montée de Trias et de roches éruptives. Celles-ci sont souvent localisées près des failles parallèles aux flancs de replis synclinaux (coupe D fig. 4 et coupe A fig. 1). On note, près des flancs redressés, une schistosité de plan axial dans les bancs les plus tendres, et des plis d'entraînement normaux plus ou moins accentués, selon le pendage des flancs (différence entre les flancs SE et NW (coupe F fig. 4 d'Aguert-Tazoult). L'évolution des plis se poursuit ensuite par une ouverture en éventail des flancs verticaux qui sont ensuite (probablement au Crétacé) déversés ou glissés et chevauchants sur les terrains situés topographiquement plus bas (même coupe).

J.-P. Schaer et F. Persoz (1976) (qui ont étudié les plis de la région de Midelt, Haut Atlas Central) en comparent les déformations à celles que l'on rencontre dans les montées diapiriques. Cette analogie est tout à fait possible avec la succession précédemment décrite. On notera également que les flancs les plus redressés vers la verticale sont des masses récifales. Les variations de compétence latérale dans le Jurassique et plus particulièrement dans le Lias inférieur, influencent très probablement l'induction et l'évolution du plissement dans l'Atlas.

Sur la carte de la figure 6 on observe ainsi sur l'ensemble de l'Atlas de Béni-Mellal, pratiquement les mêmes dispositions que celles qui viennent d'être décrites. Aussi bien également par exemple dans la région de Tillouguite (virgation de pli et flexure de N40 à N120 et flexure N160) que dans la région de Ait-Attah (virgation de pli et flexure N50 à E-W, faille N170, petits plis N120).

Résumé et conclusions des déformations anté-crétacées

Avant le dépôt des premiers grès rouges (fig. 6), il existe dans l'Atlas de Béni-Mellal de grands plis de direction moyenne N50-70 qui montrent des virgations vers N40 et N100, associés à de petits plis N20 et N110 et à des failles de même direction. Ces virgations sont souvent à l'intersection de grands anticlinaux N150-170 (toutes ces directions se retrouvent sur la carte gravimétrique de l'Atlas en particulier celle N160 de Béni-Mellal à Tinerhir). Pour tous ces plis, les mécanismes de déformation sont assez proches avec contraction maximale perpendiculaire aux plans axiaux des plis, extension verticale, pas d'extension significative parallèle à l'axe des plis (plutôt une faible contraction difficile à individualiser du fait de l'entrecroisement des plis). Dans tous les cas il peut y avoir passage continu entre flexure et plis symétriques, le long d'une même direction de pli. Les plis N40 à N100 apparaissent plus nombreux et plus serrés que les plis N150-170, les roches éruptives (gabbros) leur sont plus souvent associées (on trouve des dolérites près des failles N170 mais probablement contemporaines de leur jeu en faille normale syn-crétacé). L'âge relatif de ces plis est difficile à préciser : les virgations N40 à N100 avec leurs petits plis N20 et N110 semblent postérieures à de grands plis N50-70, elles semblent aussi postérieures aux plis N160 (puisque ceux-ci guident souvent ces virgations). Les plis N160 semblent localement postérieurs aux plis N40-60 (Irherher) mais ces derniers sont relayés (et non pas décalés) par des directions N160 (Zaouiat-Ahançal).

Le fait de trouver systématiquement des diaclasses parallèles aux pics stylolitiques implique qu'il n'y ait pas eu simultanément contraction dans toutes les directions (même si l'extension marquée par les diaclasses est quantitativement négligeable puisqu'elles sont sèches).

On peut envisager une évolution de la direction de contraction maximale au cours de la déformation, intervenant sur un bâti déjà fracturé (faille normale Laville, 1975-1980).

On aurait d'abord des plis N60 dont la position et la forme en coupe serait influencée par les conditions aux limites locales au niveau du socle (failles normales, hétérogénéités sédimentaires, récifs, etc.). Ces plis pourraient déjà présenter des virgations si elles sont liées à des failles de socle, ils seraient aussi localement relayés par de grandes failles N160. Ensuite apparaîtraient les plis N160 (aussi guidés par des failles), puis de nouveau il y aurait accentuation des virgations vers des directions N40 et N100 avec de petits plis N20

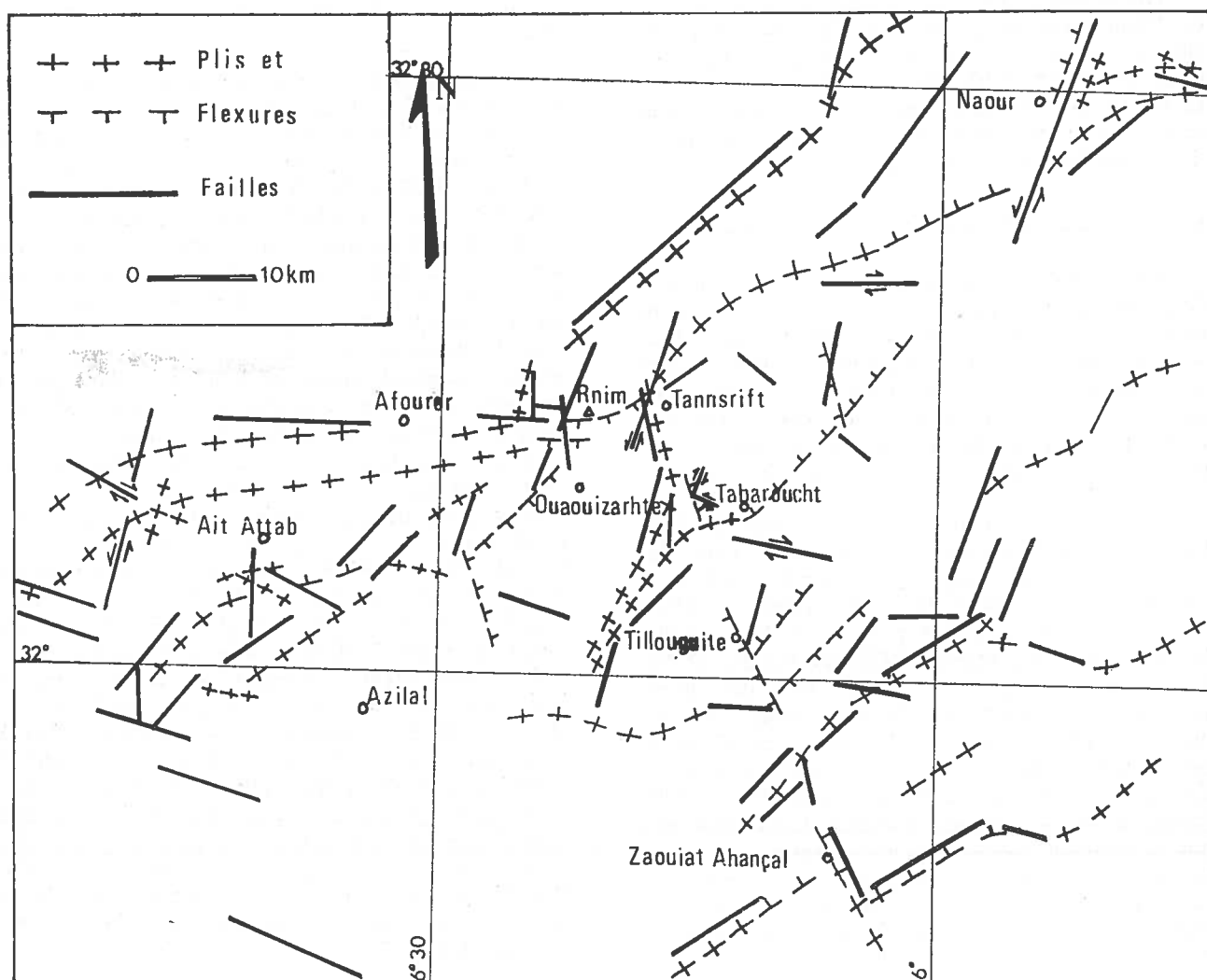


Fig. 6 : Déformation anté-crétacée, directions générales des plis et des grandes failles; remarque : le sens de décrochement des failles N20 et N110 a été indiqué pour la période d'accentuation des virgations, mais avec l'apparition des plis N160 le sens de ces décrochements a pu être inverse (ex. Irherher).

et N110, se mettant en place plus facilement sur les zones de faiblesse constituées par les anticlinaux N160, avec décrochements profonds N20 senestre et N110 dextre.

On peut aussi envisager une liaison encore plus étroite entre plis N160 et les virgations en remarquant que la zone de plis N160 entre Béni-Mellal et Zaouiat-Ahançal est à la limite entre deux compartiments: l'un au NE avec des plis plutôt N50 et l'autre au SW avec des plis plutôt E-W. Si cette disposition est due à la rotation en sens inverse des deux blocs, cela dessine en carte un grand pli à axe vertical qui peut être direct-

ment responsable des plis N160 qui en sont le plan axial.

Si on calcule simplement la déformation finie (somme de toute la série de déformations successives), on dispose de trois coupes dans trois directions horizontales (fig. 1). En mesurant le raccourcissement par les plis (en ayant enlevé la déformation post crétacée), on obtient trois valeurs minimales (puisqu'on ne tient pas compte de la déformation interne: stylolites). On peut alors calculer les valeurs dans les deux directions principales horizontales de la déformation. On trouve une valeur de 20 % dans la direction principale

de contraction maximale (N 165) et de 2 % dans la direction principale de contraction minimale (N 75).

La forme en coupe des plis (anticlinaux pincés et larges synclinaux) peut être retrouvée (par exemple sur modèles réduits) si on permet un décollement entre zone plissée (couverture) et non plissée (socle). (Si au contraire, le socle et la couverture sont adhérents et plissés ensemble, le socle étant généralement plus compétent que la couverture, on obtient des synclinaux pincés et de vastes anticlinaux).

Cela pose le problème du comportement du socle sous la couverture (en particulier de son raccourcissement puisqu'il y a contraction horizontale de la couverture).

Diverses solutions ont été proposées :

— soit un fort déplacement de la couverture sur le socle avec zone de dénudation mais une telle zone n'apparaît pas dans l'Atlas et en plus comme le remarque Schaer et Persoz (1976), l'injection de roches éruptives au coeur des anticlinaux fixe cette couverture sur le socle ;

— soit une grande zone de décrochement, avec des blocs de socle indéformables couissant (modèle Jura; Wegmann, 1961) créant des plis d'entraînement dans la couverture mais ces plis doivent montrer une extension importante parallèle à leur axe ce qui ne s'observe pas (sauf éventuellement dans la direction N75 pour une partie de la déformation mais qui semble plutôt syn-crétacée) ;

— soit un raccourcissement par failles inverses (Proust, 1962) ;

— soit un raccourcissement par déformation interne du socle. Puisque les roches de la couverture montrent une déformation interne par dissolution - recristallisation, il n'est pas impossible d'imaginer une déformation semblable dans le socle (on peut dissoudre de la silice en laboratoire à moins de 300° et à quelques centaines de bars, Renton & al., 1969). L'injection de roches éruptives, au coeur des anticlinaux implique de toute façon une certaine déformation interne de ce socle. Celle-ci est peut-être limitée à de grandes bandes assimilables à de larges zones de failles avec éventuellement aussi un jeu en faille inverse ou décrochante.

IV. - Relations entre les déformations et les minéralisations

Nous avons surtout étudié les minéralisations de cuivre (chalcosine) des bordures de bassins crétacés.

A. Subra (1977) a montré que ces minéralisations sont de deux types : soit dans des lentilles gréseuses près de la série des grès rouges, soit dans le Jurassique, au contact de la surface de transgression des grès rouges ;

— que ces deux types ne se rencontrent que près des seuils jurassiques (paléoreliefs) entre les bassins de grès rouge, et juste au-dessus des coulées de basaltes interstratifiées dans les grès.

Une étude tectonique précise est intéressante dans les deux types de gisements :

— dans le cas des grès minéralisés, la connaissance des déformations post-crétacées qui les affectent a permis de mieux reconstituer leur géométrie dans leurs prolongements non affleurants ;

— dans le cas des minéralisations dans le Jurassique, nous avons déjà vu que la chalcosine est toujours liée aux plans de stylolites, ou que ces derniers ont guidé des karsts dans lesquels sont concentrées les minéralisations. La connais-

sance générale des déformations anté-crétacées et de la surface de transgression des grès rouges permet de dégager certaines règles.

1. Seules quelques couches de calcaire massif du Dogger ont permis la formation de karsts.

2. C'est dans les zones où ces couches sont au contact de la transgression que l'on trouve des concentrations minérales importantes.

3. Les directions de minéralisation préférentielles ne sont pas les mêmes pour tous les gisements de l'Atlas : les plans les plus riches sont les plans de stylolites parallèles aux axes des grands plis, et parallèles aux zones de bordure de bassin qui ont fonctionné en failles normales pendant les déformations syn-crétacées (N170 Irherher, Tabaroucht, N20-60 Naour). Ce sont en effet des zones de fréquence maximale de plans de stylolites et d'ouverture de ces plans également maximale. Il semble aussi que les zones de torsion des grands plis (N60 à N40 et N60 à N100, avec apparition de petits plis N20 et N110) soient particulièrement favorables aux concentrations minérales pour les mêmes raisons de fréquence de stylolites. Cela est vrai aussi pour les secteurs d'entrecroisement de plis N160 et N40-100.

V. Conclusions générales sur les déformations de l'Atlas de Béni-Mellal

On notera que sur l'Atlas comme dans toute les régions ayant subi une suite de déformations complexes dans le détail, les marqueurs n'indiquent que des directions de déformations caractéristiques d'un instant d'une déformation progressive dont les directions évoluent au cours du temps. Ainsi un plan de stylolites devient un plan de faille puis un plan d'extension, puis etc. L'étude n'a porté que sur les caractères des déformations et non sur leur datation précise.

On a noté que les sédiments crétacés (et plus récents) avaient dû subir successivement :

— une extension avec une direction maximale N75, avec mouvements verticaux de blocs, limité par des failles normales rotationnelles ;

— une faible contraction de direction maximale N165, mais avec des directions localement plus variées à cause de l'influence de l'orientation des bordures.

Les sédiments jurassiques ont subi la même déformation mais avec en plus des contractions (probablement successives) dans plusieurs directions

de N170 à N140 (en passant par E-W). La déformation finie anté-crétacé se traduit par une direction principale de contraction maximale N165 et une direction principale de contraction minimale N75.

La séparation des déformations en deux ensembles permet de simplifier l'analyse mais elle ne doit pas masquer le fait qu'il n'y a probablement pas de coupures nettes entre les différents épisodes, mais plutôt une déformation progressive dont les directions principales de déformation restent remarquablement stables tout au long des déformations anté et post crétacées (même si périodiquement les directions d'extension et de contraction s'inversent). Cette permanence est due en partie au fait que dès l'acquisition des premières structures, il y a apparition d'hétérogénéités dont l'orientation conditionne toute les déformations suivantes même si les directions de sollicitations, sur l'ensemble du Massif, varient légèrement.

Je remercie A. Subra de l'aide qu'il m'a apportée dans ce travail.

LISTE DES FIGURES

1. Déformation syn et post-crétacé des grès rouges et grandes coupes géologiques dans l'Atlas	197
2. Carte et coupes de la région de Tabaroucht	200
3. Carte et coupes de la région de Tannsrift	201
4. Carte et coupes de la région de Zaouiat-Ahançal et coupe de la région d'Aguert-Azoult	204
5. Histogramme de répartition des directions de pics stylolitiques et plis mesurés autour de la zone de mesure des stylolites	205
6. Déformations anté-Crétacé	208

REFERENCES

- ARTHAUD F. & MATTAUER M. (1969) : Exemples de stylolites d'origine tectonique dans le Languedoc, leur relation avec la tectonique cassante. *B. Soc. géol. Fr.*, (7), XI, p. 738-744.
- BODOU P. (1974) : L'importance des joints stylolitiques dans la compaction des carbonates. *B. Centre Rech. Pau SNPA*, 10, 2, p. 627-644.
- CHOUBERT G. & FAURE-MURET A. (1960-62) : Evolution du Domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. *M.h. sér. Soc. géol. Fr* (Livre mémoire P. FALLOT) t. 1, p. 447-527.
- DELAIR J. (1977) : Fracturation des roches calcaires. Thèse 3ème cycle, Montpellier.
- DU DRESNAY R. (1971) : Extension et développement des phénomènes récifaux jurassiques dans le Domaine atlasique marocain, particulièrement au Lias moyen. *B. Soc. géol. Fr.*, (7), 13, p. 46-56.
- DUBAR G. (1952) : Haut Atlas Central. 19ème Congr. géol. int. Alger 1952, livret-guide, sér. Maroc, n° 4, 74 p.
- GRATIER J.-P. (1975) : Etude des relations entre la déformation naturelle des roches et la minéralisation dans la région de Naour (Atlas Central) Rapport BRPM Rabat (inééd.)
- GRATIER J.-P. (1976) : Les déformations anté et post crétacé dans la région de Ouauizarhte et Taguelf et leur liaison avec les minéralisations. Rapport SOMETIC Maroc (inééd.)
- GRATIER J.-P. (1976) : Les déformations dans la région de Zaouiat Ahançal et Agueri Tazoult (Haut Atlas Central). Rapport SMA Maroc (inééd.)
- GRATIER J.-P. (1976) : Déformation et changement de volume dans un marbre à stylolites de la région de Rabat (Maroc). *B. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII n° 6, p. 1461-1469.
- GRATIER J.-P. (1978) : Schistosité de dissolution : mise en évidence et mesure de déformation. *6e Réunion. Sci. Terre*, Orsay.
- HAILWOOD E.A. & MITCHELL J.G. (1971) : Palaeomagnetic and radiometric dating results from Jurassic intrusions in South Morocco. *Geophys. Roy. J. astron. Soc.*, 24, p. 351-364.
- LAVILLE E. (1975-80) : Tectonique et microtectonique d'une partie du versant Sud du Haut Atlas Marocain (Boutonnière de Skoura. Nappe de Toundout). Thèse 3e cycle Montpellier. *Notes Serv. géol. Maroc*, t. 41, n° 285, p. 81-183.
- MICHARD A (1976) : Eléments de géologie marocaine. *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, n° 252, 420 p.
- MATTAUER M., TAPPONNIER P. & PROUST F. (1973) : Sur les mécanismes de formation des chaînes intra continentales. L'exemple des chaînes atlasiques du Maroc. *B. Soc. géol. Fr.*, 7, t. XIX n° 3, p. 521-526.
- PERREZ S. & MIKALENKO (1970) : Etude géologique du secteur de Naour. Rapport BRPM Rabat, inéd.
- PROUST F. (1962) : Tectonique de socle par failles inverses, en liaison avec d'anciennes failles normales dans le Haut Atlas (Maroc). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 1, p. 9-11.
- RENTON J.J., HEALD M.T. & CECIL C.B. (1969) : Experimental investigation of pressure solution of quartz. *J. Sed. Petrol.* 39, 3, p. 1107-1117.
- ROLLEY J.-P. (1973) : Etude géologique de l'Atlas d'Afou-rer, Haut Atlas Central, Maroc. Thèse 3ème cycle Grenoble 192, p. (inééd.)
- ROLLEY J.-P. (1978) : Carte géologique du Maroc au 1/100 000. Feuille Afou-rer (Haut Atlas Central). Notice explicative. *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, n° 247 bis, pp. 1-79.
- SCHAEER J.-P. (1967) : Interférence entre les structures du socle et celles de la couverture dans le Haut Atlas marocain in « Etages tectoniques » (Colloque Neuchatel, 18-21 avr. 1966), *La Baconnière* éd., Neuchatel, p. 297-305.
- SCHAEER J.-P. & PERSOZ Fr. (1976) : Aspects structuraux et pétrographiques du Haut Atlas calcaire de Midelt (Maroc). *B. Soc. géol. Fr.*, 7, t. 18 n° 5, p. 1239-1250.
- SITTER L.U. (de) (1952) : Plissement croisé dans le Haut Atlas. *Geol. & Mijnbouw*, 8, p. 277-282.
- SUBRA A. (1970) : Contribution à l'étude métallogénique du cuivre. Etude d'un gîte filonien (Padern) et d'un gîte stratiforme (Tannsrift). Thèse 3ème cycle, Toulouse (inééd.)
- SUBRA A. (1977) : Mise en évidence d'une structure géologique favorable à des concentrations cuprifères stratiformes dans le Mésozoïque de l'Atlas de Beni-Mellal (Maroc). *Notes Serv. géol. Maroc*, t. 38, n° 268, p. 205-208.
- SUBRA A. (1980) : Emersions anté-crétacées et minéralisations dans l'Atlas de Béni-Mellal. Le gisement de Tabaroucht, un remplissage paléokarstique cuprifère. *Mines, Géol. & Energ.*, n° 47, Rabat.
- STOCKDALE (1922) : Stylolites, their nature and origin. These Indiana University studies, vol. IV p. 97.
- VIALON P., RUHLAND M. & GROLIER J. (1976) : Eléments de tectonique analytique. Masson, Paris. 118 p.
- WEGMANN C.E. (1960-62) : Le Jura plissé dans la perspective des études sur le comportement des socles. *M.h. sér. Soc. géol. Fr.* (Livre mémoire P. Fallot), t. 2, p. 99-104.

Manuscrit reçu le 21 mars 1978

TABLE DES MATIERES

Résumé	195
Introduction	195
Présentation et utilisation des marqueurs de la déformation	196
Stylolites	196
Diaclasses	198
Failles	198
Plis	199
Les terrains jurassiques	199
Les terrains crétacés	199
Déformations syn et post dépôt des grès rouges (Crétacé)	199
Déformations antérieures au dépôt des grès rouges (Crétacé)	204
Relations entre les déformations et les minéralisations	209
Conclusions générales sur les déformations de l'Atlas de Béni-Mellal	210
Liste des figures	210
Références	211
Table des matières	212