

Stratigraphie et environnement sédimentaire du bloc des Schoul

Ahmed EL HASSANI

INTRODUCTION

Le bloc des Schoul défini par PIQUE (1979, 1982) se situe à la limite nord de la Meseta nord-occidentale où il affleure sur quelques kilomètres seulement dans les vallées des oueds Bou Regreg et Tiflet. Au Nord, les roches qui le constituent disparaissent sous la couverture tertiaire et quaternaire du bassin du Gharb. Les sondages effectués par la Société Chérifienne des Pétroles (*in* TILLOY, 1955) et par la Direction des Ressources en Eau (*in* FEINBERG, 1986) dans ce bassin ont permis d'atteindre les roches du socle (granite, phyllades et quartzo-phyllades), appartenant probablement au bloc des Schoul, à des niveaux de plus en plus profonds en allant vers le Nord. Cette limite correspond à une surface érosive sub-tabulaire de ce socle paléozoïque, appelée par TILLOY (1955) "plate-forme de la Mamora", qui s'enfoncé régulièrement vers le Nord avec une pente de 3 à 4°.

LECOINTRE & DELEPINE (1933) sont les premiers à décrire les roches de cette région, dans la vallée de l'oued Bou Regreg entre Rabat et Tiflet, sous le terme de séricitoschistes. Ces roches ont été attribuées par COGNEY (1957) à l'Ordovicien probable, puis une partie des terrains de cette zone a été attribuée par PIQUE (1979) au Cambrien par analogie de faciès avec les schistes à trous connus, depuis La Montagne Noire jusque dans le Haut-Atlas, à la même époque.

LITHOLOGIE

La zone des Schoul est représentée par un ensemble de séquences gréso-pélimitiques. Leur étude sédimentaire et pétrographique permet de distinguer plusieurs formations dont l'étude structurale montrera les rapports et la disposition mutuels. Ces différentes formations seront décrites de l'Ouest (barrage de Rabat) vers l'Est (oued Tiflet: fig. 2).

RÉGION DU BARRAGE DE RABAT

Il s'agit d'une série métamorphique constituée de phyllades et de quartzophyllades.

- Les phyllades sont des schistes satinés à grains fins, rouges et verts. Ces deux types de phyllades alternent, mais en raison de la déformation et du manque de critères de polarité, il n'est pas possible de savoir laquelle des deux est la plus ancienne.

Au microscope ces phyllades montrent un faciès vaseux, très pélimitique, correspondant à un ancien mudstone. Parfois on remarque une alternance de niveaux grauwaqueux, où la taille du grain est de 0,03 mm (presqu'à la limite des siltites), et de niveaux de mudstones.

- Les quartzophyllades sont de couleur gris ou gris-vert, organisées en bancs d'épaisseur variant de 5 cm à 1 m ;

Elles sont grano-croissantes et strato-croissantes en allant vers l'Est ou le Sud-Est. Le litage et la polarité sont bien conservés à l'extrémité orientale, en rive droite de l'oued Bou Regreg. En raison de la tectonique polyphasée, il n'est pas possible d'estimer l'épaisseur de la formation dans cette région.

L'analyse microscopique de ces roches montre que nous avons des grauwaques quartzitiques et des grauwaques à fines laminations de vase silteuse.

Les grauwaques quartzitiques ont parfois un litage très fin (0,5 mm) passant progressivement à des niveaux de mudstone où le litage oblique est souvent observé. Les fragments de roches peuvent avoir une taille importante et les grauwaques quartziceuses sont parfois plus au moins lenticulaires. Ces structures sont dues à des courants de traction.

RÉGION DE LARBA SHOUL

Dans cette région, le cachet sédimentaire est mieux conservé que partout ailleurs. Deux formations types ont été retenues : la première située à environ 4,5 km à l'Ouest de Larba Shoul (Bled al Mtleq) dans le ravin d'Aïn Allal ben Mehdi ($x=375,2$ et $y=385,3$), l'autre un peu plus à l'Ouest, à Kern Nesrani.

Formation Allal ben Mehdi

On ne connaît pas la base de cette formation, cachée sous la discordance du Miocène. Par contre, son sommet est connu; il correspond au passage à la formation suivante de Kern Nesrani. Son épaisseur minimale est de 200 m (fig. 3). Les bancs sont orientés grossièrement E-W; les critères de polarité indiquent un pendage inverse et, de ce fait, la formation est plus jeune au Sud. Une partie représentative de cette formation a été choisie (fig. 4).

Cette coupe est constituée essentiellement par des pélimites grises (mudstones à grains de quartz), en bancs pluridécimétriques, alternant avec des grès en bancs centimétriques à décimétriques, fins ou silteux, à laminations parallèles, avec quelques structures en auge et de rares stratifications obliques.

Quelques mètres plus haut, nous avons une alternance de niveaux de mudstones et de niveaux grauwaqueux quartzitiques sous forme de litage très fin (0,3 à 0,6 mm) entrecroisé.

Enfin, la série se termine par une grauwaque, à lits quartzitiques peu classés et où la taille du grain atteint 0,1 à 0,25 mm, alternant avec d'autres lits quartzitiques où le grain est plus fin (inférieur à 0,1 mm) et avec beaucoup plus de matrice. En général les grains ne sont pas bien arrondis. Il s'agit alors de grauwaque lithique.

Les niveaux gréseux, à bases plates, non érosifs, deviennent de plus en plus abondants vers le sommet où ils

peuvent s'associer en séquences métriques, avec une légère tendance strato- et grano-croissante (fig. 4). Le passage des pélites aux grès est progressif. Les niveaux pélitiques à rares intercalations gréseuses indiquent une dynamique très faible. Vers le sommet, la présence des séquences à tendance strato- et grano-croissantes indique un milieu progradant.

Nulle part, dans cette coupe, il n'a pu être mis en évidence de faciès turbiditiques C et D de MUTTI (1979), liés à des courants de turbidité de faible concentration. En revanche, la présence de structures en auges, de laminations parallèles et de stratifications obliques, très abondantes dans les lits gréseux sommitaux, indique une dynamique par courants

tractifs, certainement très faibles vu la finesse de la granulométrie des bancs gréseux. L'abondance de niveaux pélitiques à la base indique une dynamique très faible où le dépôt se fait par des suspensions uniformes et par décantation. De tels milieux rappellent les dépôts de zones prodeltaïques, où le dépôt se fait par décantation et où peuvent arriver des sables fins, en conséquence de la progradation des barres d'embouchures du front de delta. Cette zone ne semble pas être en rapport avec d'autres zones d'un édifice de type "deep sea-fan" proposé par SCHENK (1982), puisqu'on ne trouve aucun indice de courant de gravité.

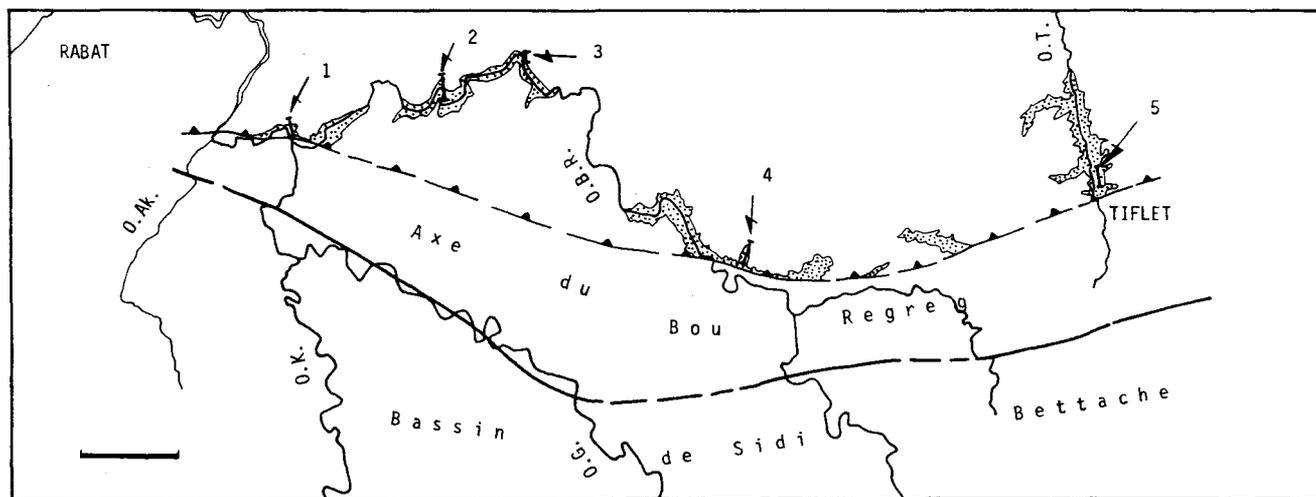


Fig. 2: Localisation des coupes étudiées.

1. barrage de Rabat, 2. Kern Nesrani, 3. Allal ben Mehdi, 4. oued Atchane, 5. Sidi Sba, 6. Sud de Sidi Al Aydi. O.Ak. oued Akrech, O.K. oued Korifla, O.G. oued Grou, O.B.R. oued Bou Regreg, O.T. oued Tiflet.

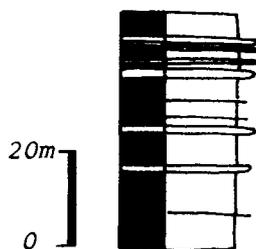


Fig. 3: Coupe Allal ben Mehdi (base de la coupe)

Formation de Kern Nesrani

Elle est représentée dans la coupe (fig. 5) levée dans le ravin situé immédiatement à l'Ouest de Kern Nesrani. Son épaisseur visible est d'environ 300 m. Elle repose directement sur la coupe 1 (fig. 2) et son sommet est inconnu, caché vers le Sud par la discordance du Tertiaire.

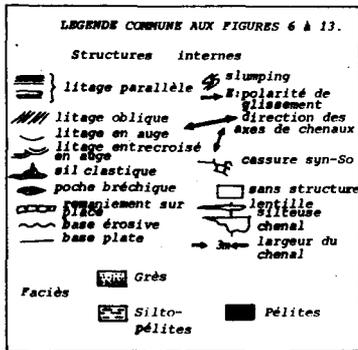
Cette coupe montre une alternance de grès et de pélites. Les bancs gréseux ont une épaisseur de 10 à 100 cm. L'affleurement ne permet pas de les suivre latéralement, sauf vers le sommet où affleurent des lentilles pouvant

atteindre 200 m de longueur. Ces barres gréseuses ont leur base plate et non érosive (voir plus loin). Elles montrent de nombreuses structures en auges simples ou entrecroisées de 10 à 40 cm de largeur, des litages obliques décimétriques où la polarité des courants est vers l'Est, de rares lamines parallèles et des plis syn-sédimentaires dont les axes sont déversés vers l'Est. Le sommet des barres est, par endroit, souvent désolidarisé et cassé, et de petites poches bréchiques peuvent même s'y former. Les cassures synsédimentaires sont abondantes et elles indiquent également des glissements vers l'Est. Ces cassures peuvent être remplies par du matériel de même nature (sills clastiques).

Les pélites qui séparent les barres gréseuses renferment des lentilles silteuses de 2 à 4 cm d'épaisseur et de quelques décimètres de longueur. Ces pélites, plus ou moins indurées, montrent des litages obliques ou en auges décimétriques. Elles montrent, au microscope, une matrice très importante (environ 80 % du volume total) à grains de quartz de 10 à 20 μm . Ce sont donc des mudstones montrant des laminations parallèles.

Les barres gréseuses et les pélites sont associées en séquences strato-croissantes et grano-croissantes. On

constate, en effet, vers le sommet de la coupe que les pélites deviennent de moins en moins abondantes et les grès de plus en plus développés. Par ailleurs, la granulométrie de ces grès est moyenne à la base des barres et plus fine, pélitique, vers le haut de ceux-ci.



Légende commune aux figures 3 à 8

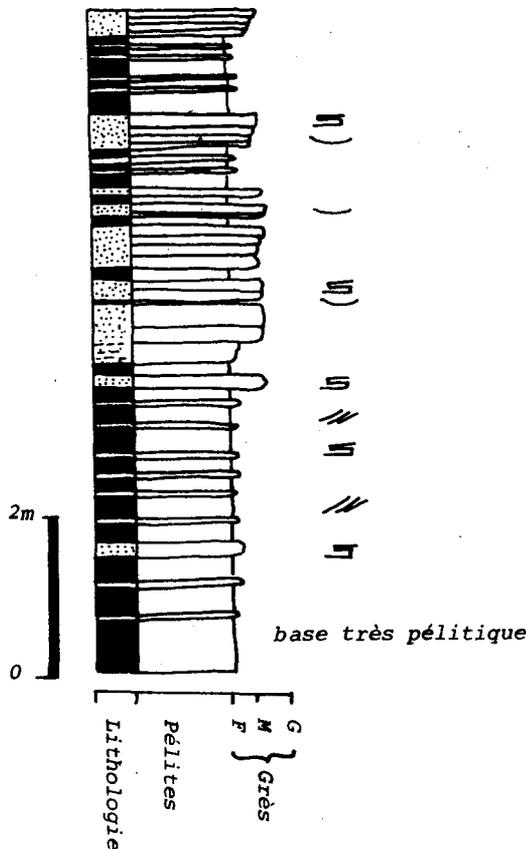


Fig. 4: Coupe détaillée du sommet de la formation Allal ben Mehdi.

Dans certains niveaux gréseux, la matrice occupe 50 à 60 % du volume total, le reste étant occupé par du quartz (80 %), des fragments quartzitiques (15 %) et des plagioclases (5 %); les grains sont très peu usés et leur

taille moyenne est de 0,15 mm. Ce sont des grauwackes quartzitiques. D'autres, composées de 75 % de fragments de quartzites et de biotites héritées (chloritisées), 10 à 15 % de plagioclases et 10 à 15 % de quartz, correspondent à des grauwackes lithiques. Les sédiments sont très mal classés, leur taille variant de 1,5 à 0,075 mm. Les fragments de roches montrent un arrondi moyen.

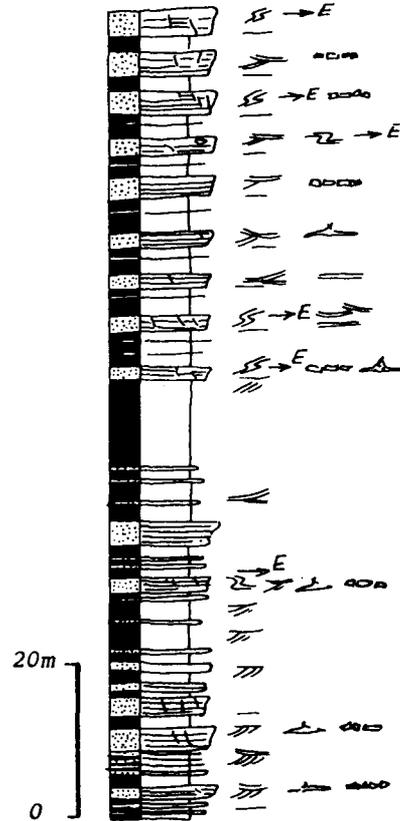


Fig. 5: Coupe de Kern Nesrani. séquences d'accumulation strato- et granocroissantes. Front du delta: chaque petite séquence correspond à des barres d'embouchures.

Signification dynamique

L'ensemble de ces caractères indiquent que les barres gréseuses constituent un dépôt par décantation rapide à partir d'un écoulement à forte vitesse, amenant la formation de structures internes telles que lamines, auges, litages oblique, avec le remaniement par endroits du sommet des banes, la formation parfois de poches bréchiques intraformationnelles, le granoclassement des bancs, etc...

Ces dépôts se formaient sur une pente à regard vers l'Est, attestée par les nombreux phénomènes d'instabilité tels que les plis et les cassures synsédimentaires.

Les barres gréseuses apparaissent ainsi comme des accumulations sableuses le long d'une pente au front d'un delta, au débouché des zones de transport ou distributaires de

la plaine deltaïque; c'est pour cette raison que ces barres ne montrent pas de bases ravinantes et érosives.

Les pélites se déposent dans les zones creuses séparant les différentes barres d'embouchure où le courant, devenu moins important et déchargé du matériel sableux, dépose essentiellement des pélites et quelques silts façonnés en "ripples" (lentilles silteuses) par les courants tractifs. La progradation du front de delta sur le prodelta se traduit par l'arrivée d'un matériel sableux de plus en plus important responsable de l'agencement en séquences strato- et grano-croissantes (ALLEN & al., 1979).

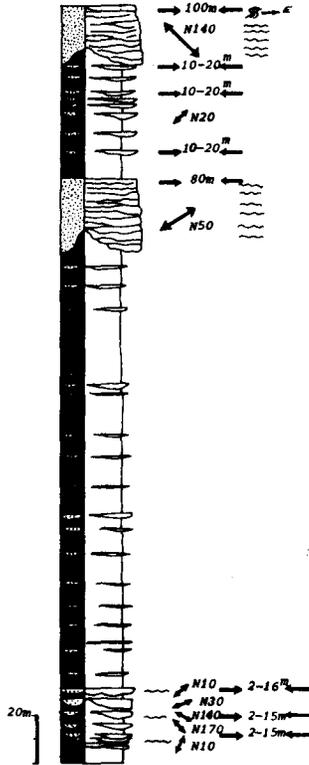


Fig. 6: Colonne stratigraphique de l'oued Atchane.

RÉGION DE MSELLAT

La coupe caractéristique est celle du ravin de l'oued Atchane (fig. 6). Ni la base, ni le sommet de cette coupe ne sont connus : les contacts sont masqués par la discordance du Tertiaire au Nord et par une faille chevauchante au Sud. Son épaisseur minimale est de 500 m. Ici aussi, les bancs ont une orientation grossièrement E-W; la polarité est du Nord vers le Sud.

Les affleurements de cette zone montrent de nombreuses lentilles gréseuses qui ont des épaisseurs de 2 à 10 m et une largeur de quelques mètres seulement. Quelques rares lentilles, de taille beaucoup plus importante (environ 100 m) en longueur, ont une épaisseur d'une trentaine de mètres. Ces lentilles sont interstratifiées avec des niveaux pélitiques. Elles présentent un grain moyen à grossier à la

base des bancs, qui passe progressivement vers le haut à un grain fin, puis aux pélites.

A la différence de la formation précédente, les bases des lentilles montrent de nombreuses figures de ravinement et elles sont constituées de plusieurs bancs amalgamés épais de 10 à 100 cm qui montrent une décroissance de l'épaisseur vers le haut de la lentille. La base des bancs montre également de nombreuses figures d'érosion et de remplissage ("cut and fill structures"). Ces bancs gréseux ne présentent pas d'autres structures internes, à l'exception de quelques laminations parallèles au sommet des couches métriques. Les axes des petites lentilles montrent une dispersion allant de N 170 à N 10°, tandis que les axes mesurés dans les grandes lentilles ont une direction de N 50 et N 140°.

Les pélites peuvent renfermer de rares niveaux de grès fins ou silteux. Ces pélites associées aux grès lenticulaires forment des séquences strato- et grano-décroissantes.

Signification dynamique

Ces caractères suggèrent un dépôt chenalisé (lentilles à bases érosives), se faisant par perte progressive d'énergie (séquences strato- et grano-décroissantes, ALLEN & al., 1979). Le milieu de dépôt était une plaine deltaïque, parcourue de chenaux distributeurs. Le rapport faible largeur/épaisseur de ces chenaux (ALLEN & MERCIER, 1987), ainsi que la distribution en éventail de leur axe font penser que les phénomènes dynamiques dominant cette plaine étaient de type fluvial (GALLOWAY, 1975). Cette dynamique fluviale n'exclut cependant certainement pas une action, moins importante, de la dynamique marine (houles et marées).

RÉGION DE TIFLET

Les affleurements les plus orientaux de la zone des Schoul se trouvent dans la vallée de l'oued Tiflet, au Nord de la ville. Plusieurs affleurements sont distingués du Sud vers le Nord.

A Sidi Sba. (fig. 7)

Des lentilles gréseuses, épaisses de 10 à 30 m, s'étalent latéralement sur 50 à 200 m. Elles sont disposées en relais et séparées par des paquets de pélites ou silto-pélites de 50 à 100 m d'épaisseur. Ces derniers renferment parfois des lentilles microconglomératiques centimétriques allongées.

Aucune structure sédimentaire n'est visible, la polarité structurale ne pouvant être déduite que des relations entre la schistosité et la stratification dans les bancs gréseux. Cependant, les niveaux s'organisent en séquences, d'échelle métrique à décimétrique, composées de :

- grès grossiers micro-conglomératiques à conglomératiques, en bancs décimétriques grauwaqueux vert-clair, en bancs centimétriques à décimétriques,
- phyllades gris-vert, silteuses, où il est difficile de retrouver le litage à cause des plissements isoclinaux.

Au microscope, les premiers niveaux microconglomératiques montrent des fragments de roches en grand nombre (90 % du volume) et des feldspaths (3 %) qui

sont des plagioclases à macles polysynthétiques (composition oligoclase); le quartz est faiblement représenté (5 à 7 %). La taille des éléments est relativement importante (2 à 3 mm) dans une matrice où le grain est très fin (10 à 20 μm). Les fragments de roches sont constitués de quartzarénites (galets arrondis composés de plusieurs grains de quartz à sutures jointives), de pélites et de fragments de roches vertes à texture microdoléritique (constitués de plagioclases albitisés An 5 à 6 en baguettes, d'un grand nombre d'opacques et de chlorite). La roche présente un allongement des minéraux selon le plan de schistosité, le long duquel sont d'ailleurs disposées des paillettes de biotite (héritée et presque entièrement chloritisée).

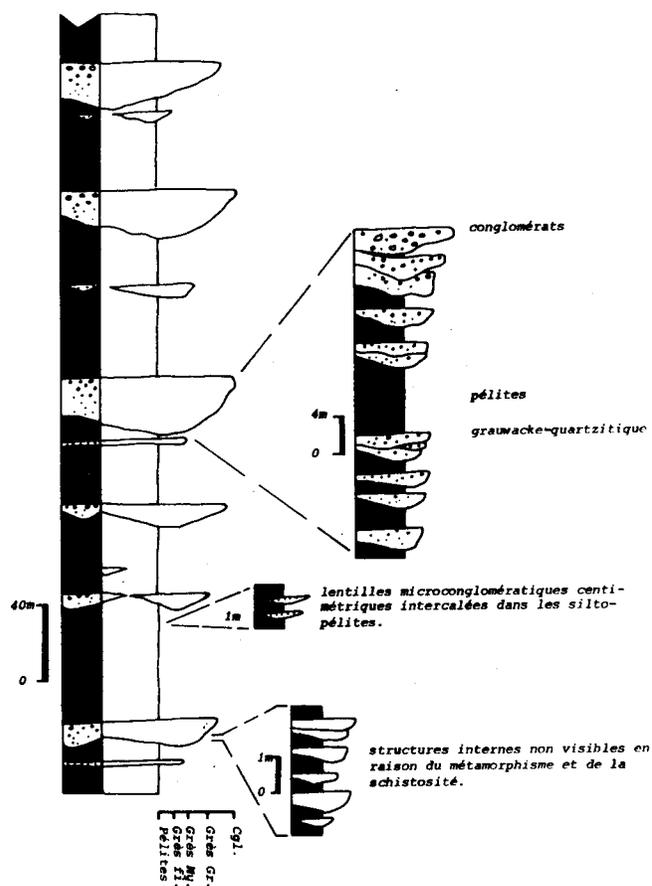


Fig. 7: Coupe de Sidi Sba (oued Tiflet).

Les grès-grauwackeux ont 80 % de fragments de roches, 15 % de feldspath et 5 % de quartz. Les fragments de roches sont plus ou moins arrondis et ont une taille allant de 0,2 à 1 mm. La matrice est très abondante (par rapport au microconglomérat) et représente près de 30 % de la roche. Il s'agit alors d'une grauwacke lithique.

Enfin, les niveaux phylladiques montrent une schistosité très marquée et le grain de la roche est très fin (0,05 à 0,01 mm). La roche est formée d'un fond continu,

composé essentiellement de séricite, de chlorite, de quartz et d'albite. C'est un mudstone sur lequel se détachent des cristaux d'opacques (pyrite et/ou magnétite) et des taches ovoïdes d'anciennes cordiérites, entièrement transformées en pinnite (minuscules paillettes de mica blanc, de chlorite et d'opacques)

Ces faciès rappellent ceux décrits plus haut dans la région de l'oued Atchane. Si on considère la continuité cartographique avec cette station, à travers les faciès de Sidi Bou Kidar, le milieu sédimentaire serait celui du remplissage de chenaux. La polarité des bancs est du Nord vers le Sud. Cet environnement serait alors celui d'une plaine deltaïque.

Le Sud de Sidi Al Aydi

Les affleurements montrent une alternance de grès (grauwackes et litharénites) et de pélites (mudstones), où les structures sédimentaires ne sont pas toujours visibles en raison de la schistosité et du métamorphisme. La série est plissée et les flancs inverses montrent une schistosité faiblement pentée (environ 50° N) par rapport à la stratification (80° N). Ceci nous amène à considérer pour le trançon étudié une polarité inverse où la base des bancs se situe vers le Nord. La base des bancs est plate et les barres grauwackeuses les plus épaisses constituent le sommet des séquences.

L'analyse des microfaciès de cette zone montre de bas en haut :

- 1- des quartzwackes et des wackes lithiques;
- 2- des litharénites, où la matrice est beaucoup moins importante que précédemment (10 %) et très micacée, et où la taille des grains de quartz est de 0,5 à 0,75 mm. Ces quartz polycristallins sont des fragments de roches;
- 3- des litharénites où la matrice occupe 15 % du volume total. Les éléments sont plus grossiers que dans le microfaciès précédent (taille du grain de 1 à 1,25 mm). Ces éléments sont mal classés, les fragments de roches sont dominants et les feldspaths sont rares (environ 5 %);
- 4- litharénites, où la matrice est encore plus importante, où les fragments de roches sont dominants et où les feldspaths sont toujours rares (moins de 5 %);
- 5- enfin, d'autres quartz-wackes représentent la base d'une autre séquence où la matrice occupe plus de 75 %.

Notons enfin que les niveaux 3 et 4 représentent le même banc, où la décroissance est due aux courants de traction.

A Dar Soltane

Dans cette localité se trouvent les affleurements les plus septentrionaux de la zone des Sehou. Ce sont des grauwackes quartziques ne présentant aucune structure sédimentaire, à cause de la schistosité et du métamorphisme, à l'exception d'une granocroissance de plus en plus importante du Nord vers le Sud. Ici aussi, les relations mutuelles de la schistosité et de la stratification laissent supposer que la base de la série se situe vers le Nord.

COLONNE SYNTHETIQUE

De par leur situation géographique et l'orientation des structures géologiques (direction des couches, pendage, polarité), les coupes étudiées ne représentent que trois tranches, superposées dans le temps, d'une seule et unique colonne sédimentaire. L'étude structurale (voir Chap. Tectonique), fondée sur l'analyse des grandes structures, montre que, compte tenu des polarités des diverses coupes, une colonne synthétique d'ensemble peut être dressée (fig. 8). La base de cette colonne, représentée dans la formation Allal Ben Mehdi, se poursuit par la formation de Kern Nesrani et se termine par celle du ravin de l'oued Atchane et de l'oued Tiflet. L'ensemble de cette série présente globalement une polarité inverse, compte tenu des pendages généralement au Nord, la partie septentrionale étant la plus ancienne.

La coupe de base ne montre pas d'agencement séquentiel particulier, sauf au sommet où elle présente une tendance à la stratocroissance (fig. 4). La coupe de Kern Nesrani montre un agencement séquentiel granocroissant et stratocroissant (fig. 5). Les coupes de l'oued Atchane et de l'oued Tiflet montrent des séquences strato- et granodécroissantes (fig. 6 et 7).

Cette superposition (fig. 8) montre des séquences strato-décroissantes (plaine deltaïque), liées à une perte d'énergie dans le temps, reposant sur une séquence strato-croissante (front de delta) correspondant à une accumulation sableuse; cette dernière repose elle-même sur des grès et des pélites (prodelta) montrant une dynamique très faible. L'ensemble évoque des milieux chenalisés progradants sur des zones où les sédiments se sont accumulés. S'agit-il, comme l'a proposé SCHENK (1982), d'un delta profond, caractérisé par des dépôts de type "deep-sea-fan"? Les deltas profonds sont des milieux construits par une dynamique très particulière créée par les courants de gravité. Ces courants transportent le sédiment en masse (mass flow). En se déposant, il acquiert des faciès particuliers (debris-flow, grain-flow, fluidized-flow, courants de turbidité). Dans les coupes étudiées, nous n'avons pas vu de structures créées par des courants de gravité.

En revanche, les sédiments de la zone des Schoul montrent des structures en auges simples ou entrecroisées, des stratifications obliques, des laminations parallèles, etc.. qui indiquent que le dépôt se fait à partir d'un courant tractif sur le fond, par décantation rapide à l'intérieur de la tranche d'eau et non pas par un écoulement en masse. Cet environnement ne peut donc pas être celui d'un delta profond ("deep sea-fan"), en liaison avec la zone du Meguma (NE du Canada) comme l'a signalé SCHENK (1982), vu l'absence de structures causées par les écoulements gravitaires. De plus, les apports et le transport du matériel se fait de l'Ouest vers l'Est, sur une pente à regard Est, comme l'indiquent les nombreux critères (stratifications obliques, cassures syn-sédimentaires, slumpings,...), ce qui est en contradiction avec l'idée du même auteur, où le sens du courant est opposé.

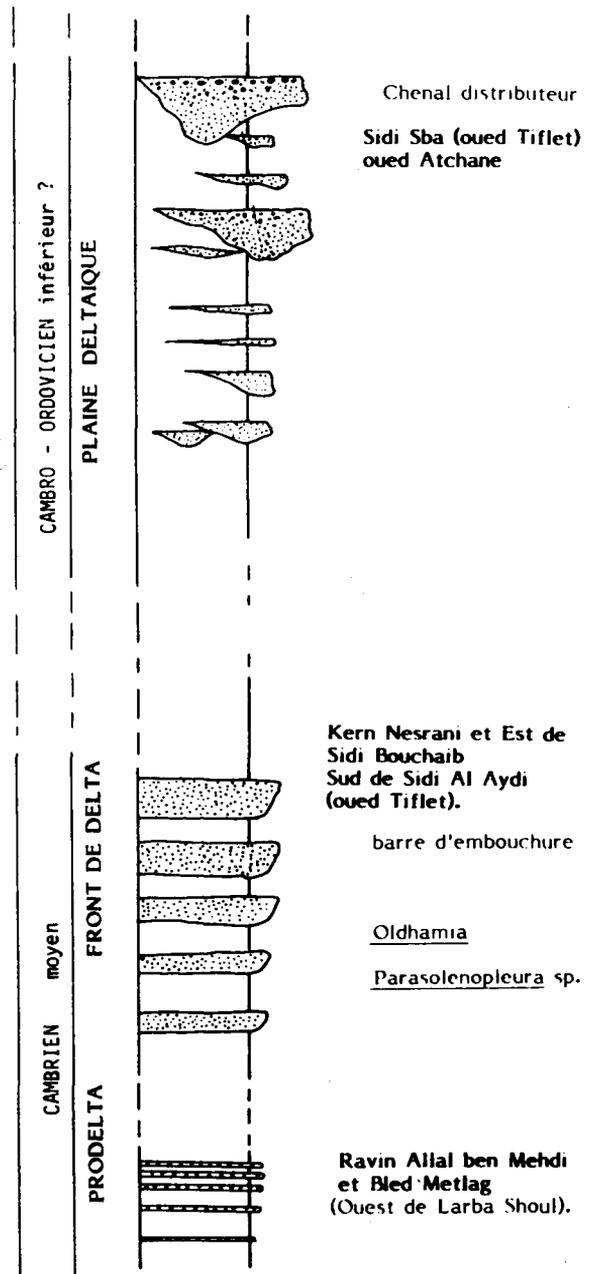


Fig. 8: Colonne synthétique de la zone des Schoul.

En conséquence, le bloc des Schoul, de par ses caractères sédimentologiques (structures, granulométrie, agencement séquentiel, géométrie), se caractérise par un environnement deltaïque, progradant sur une plateforme continentale. Les trois zones typiques d'une sédimentation de delta y sont représentées: zone de prodelta, front de delta et plaine deltaïque.

Les affleurements ne nous permettent pas d'évaluer l'épaisseur exacte de cette série, qui est épaisse d'au moins plusieurs centaines de mètres.

AGE DE LA SERIE DES SEHOUL

N'ayant fourni aucun fossile auparavant, cette série avait été rangée dans le Cambrien, par analogie de faciès avec les schistes à trous (PIQUE, 1979). LOPEZ (comm. orale, 1985) pensait y reconnaître des *Dictyonema* et proposait alors un âge trémadocien à cette série.

Les recherches entreprises dans cette zone (EL HASSANI, 1990; EL HASSANI & WILLEFERT, 1992) ont permis la découverte, dans la formation de Kern Nesrani, de deux gisements fossilifères.

* le premier est situé dans la région des Oulad Issa, en rive gauche du Bou Regreg (x= 382,6 et y= 373,5). Là, des grès argileux micacés verdâtres ont fourni de nombreux céphalons, quelques fragments de thorax et un pygidium appartenant vraisemblablement à une seule espèce de Trilobite. Il s'agit d'un membre de la famille des *Solenopleuridae*: *Parasolenopleura* sp. (dét. GEYER). Ce niveau correspond, selon le Dr. GEYER, *in litteris*, à l'étage à *Paradoxides oelandicus* de Scandinavie, dans sa partie supérieure. L'âge des roches qui contiennent cette faune est donc la partie inférieure à moyenne du Cambrien moyen.

* le deuxième est situé au Nord du précédent, après une faille E-W, en rive droite du Bou Regreg, dans les pélites verdâtres, intercalées entre les barres d'embouchure (fig. 8), à passées plus micacées que d'autres, à lits parfois gréseux, avec diverses figures inorganiques. Ce matériel renferme des *Oldhamia flabellata* ACENOLAZA et DURAND et *Oldhamia kernnesraniensis* nov. sp. (dét. WILLEFERT) ichnogène signalé pour la première fois au Maroc.

Ces fossiles, reconnus pour la première fois au Maroc, indiquent le Cambrien.

Les *Oldhamia* sont également connues en Ardenne, en Irlande (POMEROL & BABIN, 1977) et en Amérique du

Nord, dans la partie occidentale de Terre Neuve (LINDHOLM & CASEY, 1989).

Les niveaux fossilifères de la série des Schoul sont situés vers le milieu de la coupe. On ne peut donc pas exclure la présence de l'Ordovicien inférieur au sommet de cette coupe.

CONCLUSION

La zone des Schoul est caractérisée par des séries sédimentaires relevant d'un milieu deltaïque subsident. Les structures de cet environnement sont bien conservées dans plusieurs coupes, malgré le métamorphisme épizonal qui a affecté cette zone. Les trois zones de l'architecture deltaïque ont été reconnues (fig. 8) :

- Le prodelta, avec des pélites (mudstones) ravinantes qui se chargent progressivement en silts pour passer aux grès (grauwackes) vers le sommet. Les séquences de cette zone sont strato- et granocroissantes.

- Le front de delta, caractérisé par la présence de barres gréseuses (grauwackes quartziques et lithiques), correspondant à des accumulations sableuses le long d'une pente au front du delta, au débouché de zones de transport ou de zones distributaires de la plaine deltaïque. Dans ce contexte, les pélites (mudstones) apparaissent dans des zones creuses séparant les différentes barres d'embouchures.

- La plaine deltaïque, parcourue par des chenaux distributeurs d'assez grande taille. Les phénomènes dynamiques dominant cette plaine sont essentiellement fluviatiles, mais l'influence marine (houles et marées) s'y note.

En ce qui concerne son âge, la zone des Schoul, qui contient des *Oldhamia*, caractérisant le Cambrien, et des Trilobites (*Parasolenopleura* sp.), comme ceux signalés en Meseta côtière (DESTOMBES & JEANNETTE, 1966), est donc datée du Cambrien moyen.