

## **Trias de l'Ouenza: contexte diapirique, zonation minéralogique et conséquences métallogéniques**

**Azzedine BOUZENOUNE\*, Henri ROUVIER\*\* et Jacques THIBIEROZ\*\***

\* Actuellement : Centre Universitaire de Tébessa,  
*Institut des Sciences de la Terre, 12000 Tébessa, Algérie*

\*\*Laboratoire de Géologie Appliquée, UPMC, case 123,  
*4, place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France*

**Résumé:** Le diapir de l'Ouenza se compose de trois parties: une zone axiale où les formations triasiques sont enracinées et deux épaulements latéraux où elles sont extravasées. L'épanchement du Trias a induit l'ébauche du double renversement des séries albo-aptiennes, tel qu'on peut l'observer aujourd'hui, probablement avant le Vraconien. Le dispositif ainsi esquissé a été par la suite exagéré par les compressions néogènes.

Le noyau halitique, situé à plus de 130 m de profondeur, contient de l'anhydrite primaire. Une zone plus élevée, à anhydrite secondaire, d'une vingtaine de mètres d'épaisseur, est constituée essentiellement de brèches polygéniques. La zone gypsifère supérieure, affleurante, également bréchique, est la plus répandue: elle témoigne de l'importance des circulations d'eaux météoriques ayant induit la transformation de l'anhydrite en gypse.

A l'Ouenza, ces évaporites montrent donc la zonation classique des «cap-rocks». Seules la zone calcitique ainsi que les minéralisations Pb-Zn-Sr généralement liées aux «cap-rock» n'ont pas été observées, ce qui serait dû à l'absence des hydrocarbures nécessaires à leur apparition. Selon les données isotopiques, le carbone des carbonates de fer est d'origine minérale, il est issu de la réutilisation du carbone de l'encaissant calcaire aptien. A l'inverse des minéralisations sulfurées pour lesquelles l'implication de la matière organique est souvent invoquée, les minéralisations ferrifères carbonatées se sont formées sans intervention d'hydrocarbures.

**Mots clés:** Trias - Diapir - Cap-rock - Isotopes - Gisements - Fe-Pb-Zn-Ba-Sr - Ouenza - Algérie.

### **The Trias of Djebel Ouenza: diapiric context, mineralogical zonation and metallogenetic implications**

**Abstract:** Triassic outcrops related to Ouenza diapir form three areas: a central zone where the Triassic serie is deep-seated, and two lateral Triassic «shoulders» formed by the extrusion of the central evaporitic area over the overturned Aptian-Albian stratas.

This extrusion, recorded in Vraconian conglomerates by the resedimentation of Triassic materials (clastic authigenic quartz or sparry dolomite, and dolomitic pebbles), have upturned the Aptian and Albian stratas, partially before the Vraconian transgression.

A later halokinetic stage, removing the preexisting structures, occurred during Neogene compressions.

In drill-hole, the evaporitic sequence displays the usual zonation of cap-rock :

- An inner halitic core, with thickness of primary anhydrite. Its top is situated 130 m below the present surface ;
- An anhydritic zone, with inclusions of about 20 m, constituted by polygenetic breccias cemented by secondary light-gray anhydrite;
- an upper gypsum zone (50-200 m), where gypsum results from hydratation of anhydrite by meteoric waters.

This structure is similar to the classical zonation of Gulf Coast cap-rocks (United States). The lack of the calcite zone and of Pb-Zn-Sr mineralizations, usually associated with cap-rocks, is explained by inhibition of chemical reaction responsible of sulfate reduction in presence of hydrocarbons.

Carbon - Oxygen isotopic datas on iron carbonates indicate that carbon is derived directly from aptian limestones. Whereas, in some sulfides ore deposits mineralizing solutions are also interpreted to be formation waters but with the carbonate carbon being derived from organic carbon.

**Key words:** Trias - Diapir - Cap-rock - Isotopes - Ore deposits - Fe-Pb-Zn-Ba-Sr - Ouenza - Algeria.

## I- INTRODUCTION

Toutes les études effectuées sur les formations salines perçant au travers des couvertures sédimentaires soulignent leur implication dans l'histoire géostructurale de la marge qui les porte.

Depuis son enfouissement jusqu'aux phases de percements diapiriques, le matériel évaporitique subit des transformations minéralogiques qui sont généralement «fossilisées» dans les minéraux (silicates, sulfates, carbonates...) ou dans la couverture sédimentaire encaissante (remaniements, réduction des épaisseurs, structuration). Le décryptage de cette information permet de retrouver les principaux événements de l'histoire de ces diapirs (percements, bréchifications, dissolutions, déformations).

La *montée diapirique* de ces évaporites influence l'évolution sédimentologique et structurale de la couverture surincombante. Ainsi, dans l'Atlas saharien oriental, plusieurs phases de percement (aptienne, anté-fracconienne, sénonienne, lutétienne, miocène) sont démontrées directement par les remaniements du matériel triasique mais sont aussi marquées par des variations de faciès de la sédimentation carbonatée, parfois récifale (Bolze,

1954; Lessard, 1955; Thibiéroz *et al.*, 1976; Perthuisot, 1978; Aoudjehane *et al.*, 1992). Ce sont ces plates-formes carbonatées, particulièrement albo-aptiennes, qui encaissent l'essentiel des minéralisations de cette région. Leur extension serait restreinte à l'environnement du diapir (Aoudjehane *et al.*, 1992) ou bien la plate-forme carbonatée serait plus vaste, allongée NE-SW (Masse *et al.*, 1982) et pourrait s'étendre jusqu'au Sud de Tébessa (Vila *et al.*, 1993).

Ces extrusions ont été parfois accompagnées par des *épanchements latéraux* du matériel triasique induisant ainsi une structuration des couches albo-aptiennes avec des flancs plus ou moins redressés ou même renversés (Smati, 1986; Perthuisot *et al.*, 1988; Aoudjehane *et al.*, 1992). L'analyse systématique de ces structures, partiellement masquées par des surplombs triasiques horizontaux, peut parfois avoir des retombées directes sur la prospection minière (Rouvier, 1990).

Le Trias diapirique intervient directement ou indirectement dans la *genèse des gîtes métallifères*. La relation spatiale, mais aussi génétique, entre les extrusions des masses évaporitiques et les gisements métallifères est maintenant largement admise aussi bien en Gulf Coast (USA) qu'en Afrique du Nord

(Price *et al.*, 1986; Rouvier *et al.*, 1985). La genèse de ces gîtes est en effet, souvent liée à l'évolution pétrographique et structurale de ces évaporites. L'importance du Trias diapirique est donc surtout d'ordre économique puisque les zones corticales («cap-rocks») qui résultent de la dissolution du piston salifère peuvent constituer un réceptacle pour les concentrations minérales Pb, Zn, Ba, Sr. En outre, l'extrusion du Trias contribue à l'élaboration des pièges en créant des porosités secondaires: fracturations ou dissolutions liées aux émersion. Elle met de plus en relation la profondeur et la surface en perçant la couverture et en créant des drains canalisant les fluides (contacts bordiers Trias-couverture). L'anomalie thermique due à la montée du sel favorise de telles circulations. Enfin, le Trias

peut fournir le soufre et peut-être les métaux indispensables à la genèse de ces concentrations.

Pour toutes ces raisons, le Trias de l'Atlas saharien revêt un intérêt pratique et fondamental, illustré ici par les évaporites du diapir de l'Ouenza.

## II- ORGANISATION STRUCTURALE DU DIAPIR DE L'OUENZA

Le diapir de l'Ouenza, décrit notamment par G. Dubourdieu (1956), est l'une des mégastructures d'orientation NE-SW qui caractérisent l'Atlas saharien oriental. Il s'étend sur 23 km. Il est flanqué à ses extrémités par des massifs albo-aptiens: Ouenza au SW et Ladjebel au NE (fig. 1). Il est

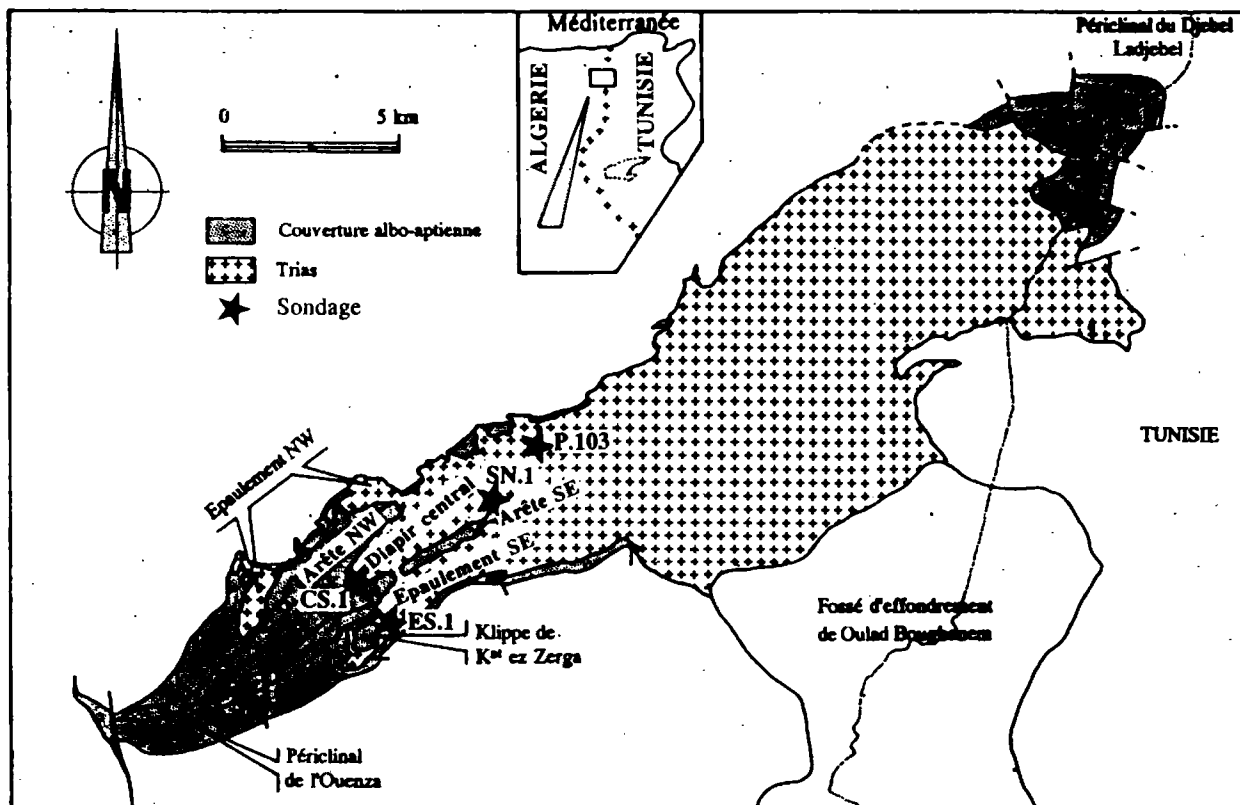


Fig. 1 - Diapir de l'Ouenza, ceinturé par des séries crétacées qui dessinent au SW la fermeture périclinale du massif de l'Ouenza et au NE celle du Djebel Ladjebel

*Ouenza diapir. Geological sketch showing triassic evaporitic areas, fringed by Cretaceous formations of the Djebel Ouenza (SW pericline) and of the Djebel Ladjebel (NE pericline)*

considéré avec les diapirs de Slata et de Boukhadra comme un exemple type pouvant servir de modèle de référence (Aoudjehane *et al.*, 1992). Ces appareils diapiriques présentent en plan: *deux périclinaux* anticlinaux en demi-ellipse, un *Trias central enraciné*, et des *antiformes à Crétacé renversé* sous des *épaulements de Trias extravasé*, limités par des séries réduites vraconiennes. Ces structures sont généralement recoupées par des fossés d'effondrement orientés NW-SE. Il en est ainsi du diapir de l'Ouenza qui présente, en section, une morphologie en champignon. Une coupe transversale permet de distinguer du coeur vers la périphérie de la structure (fig. 2):

- un *Trias central enraciné* ayant des contacts tectoniques avec les séries calcaires aptiennes du périclinal, qui montrent cependant d'importantes réductions d'épaisseur à l'approche du diapir (Thibiéroz *et al.*, 1976; Aoudjehane *et al.*, 1992),

- *deux antiformes*, Sainte Barbe-Koudiat et Snouber (arête SE) et Damous el Hammam-Koura Ouenza (arête NW), constituées par des séries renversées à calcaires néritiques minéralisés aptiens intercalés dans des marnes. La polarité inverse de ces calcaires est attestée localement par des critères sédimentologiques dans les intercalaires argilo-pélitiques. Les axes des plis sont observables de part et d'autre de la structure, au Nord à Koura Ouenza et au Sud à Sainte Barbe-Hallatif. Le plongement de ces axes est fort (30 à 40°) et se fait vers le centre du diapir. Vers le NE, ces plis s'annoient sous le Trias en dessinant des fermetures périclinales et permettant la coalescence des trois aires triasiques. Vers le SW, les antiformes sont interrompues par des accidents de direction N130°E (ex. accident Chagoura-Sainte Barbe),

- *deux épaulements latéraux* (Chabet es Semguett, au SE, Koudiat el Djeb, au NW)

constitués par un Trias issu de l'extravasation des évaporites du corps central et recouverts par des séries réduites albiennes mais surtout vraconiennes, transgressives et remaniant du Trias. Ces évaporites extravasées, reposent par un contact mécanique sur les formations albiennes des flancs du périclinal.

Ce dispositif résulte des effets superposés de la tectonique halocinétique et des compressions néogènes. La datation du début de l'extravasation est difficile à réaliser. Au Djebel Slata, le redressement et l'amorce du renversement des séries albo-aptiennes est scellé en discordance par la transgression vraconienne (Smati, 1986; Perthuisot *et al.*, 1988). Postérieurement à cet épisode, le renversement est accentué par les plissements néogènes. À l'Ouenza, le Vraconien est transgressif sur le Trias, jamais sur l'Aptien renversé: on ne peut donc pas démontrer explicitement le renversement antévraconien. En effet, rien n'empêcherait que cette structure soit acquise plus récemment (fig. 2B), mais il faudrait admettre une expulsion des séries réduites de l'apex du diapir (Vraconien transgressif et substratum triasique) et leur écaillage sur les marges. Ces séries se trouvent effectivement toujours en position périphérique, délimitant les épaulements actuels, mais la discontinuité structurale entre le Vraconien transgressif sur le Trias et les séries périclinales sous-jacentes connue à Bou Khadra n'a jamais été observée à l'Ouenza. L'hypothèse, à l'image du Djebel Slata, d'un renversement des séries albo-aptiennes et de l'extravasation au moins partielle du Trias avant le Vraconien est, par conséquent, plus probable (fig. 2A).

Les hypothèses présentées ici diffèrent donc notablement de celles de travaux récents (Vila, 1993; Vila *et al.*, 1993; Vila *et al.*, 1994), selon lesquels le Trias affleurant de l'Ouenza correspondrait à un «*glacier de sel*» intercalé dans la série albiennne et n'aurait pas de racine diapirique. Ces auteurs

s'appuient sur la présence locale d'une formation conglomératique au mur du Trias des épaulements latéraux, sur le faciès conglomératique de ce Trias «symptomatique d'un transport et de niveaux

resédimentés sur une pente sous-marine», sur ce recouvrement, local, par des calcaires récifaux datés de l'Albien, et général, par une brèche sédimentaire remaniant le Trias qui précède le dépôt des calcaires

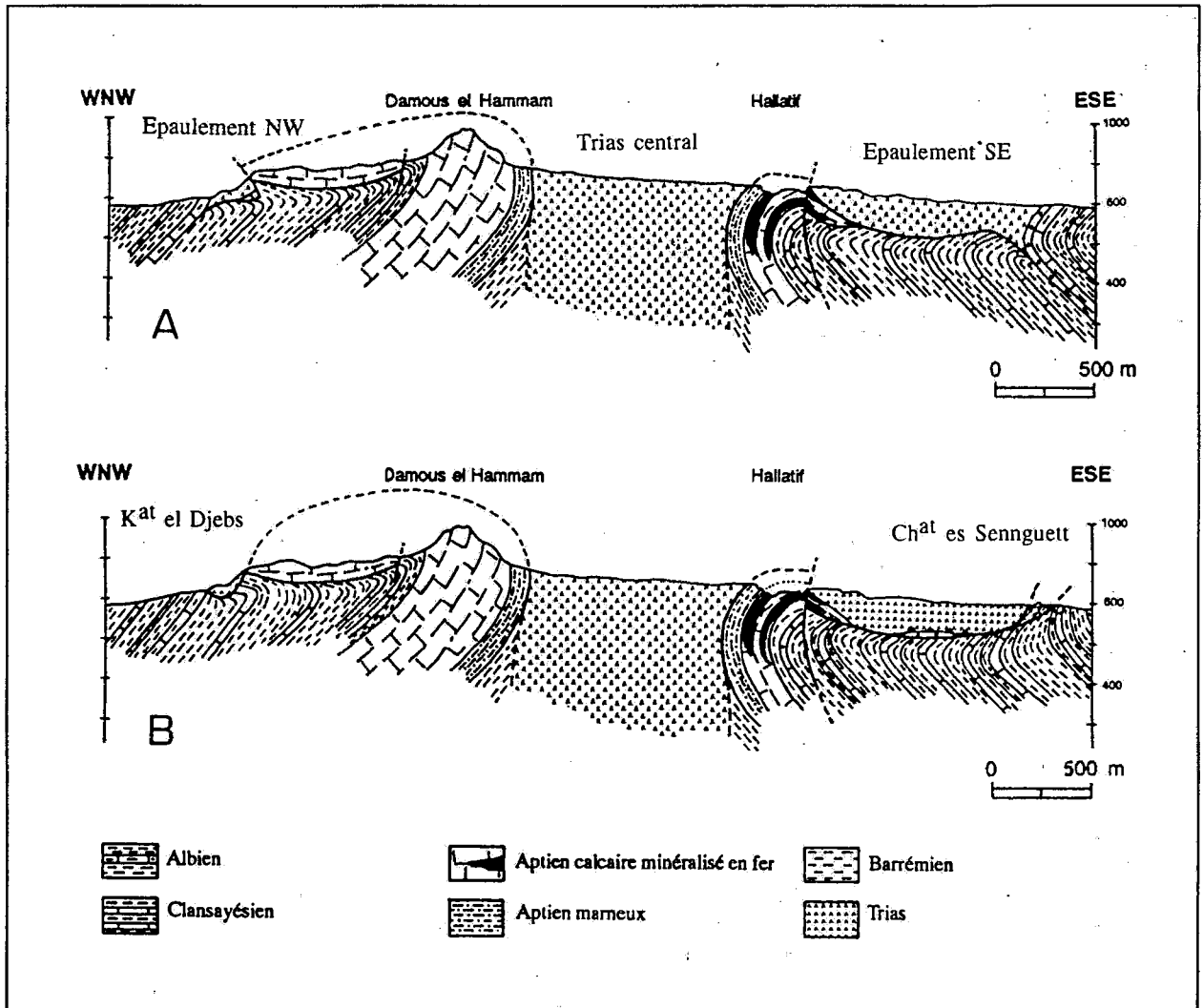


Fig. 2 - Deux interprétations structurales du double déversement des séries albo-aptiennes de l'Ouenza: extravasion principalement anté-vraconienne

*Two distinct interpretations of the overturned Cretaceous series on the two flanks of the Ouenza diapir: early extravasion (mainly pre -Vraconian)*

(A) Ou associée principalement aux compressions néogènes (*Or late extravasion, related to Neogene compressions*),  
 (B) D'après Aoudjehane *et al.*, 1992 (*From Aoudjehane and al., 1992*).

noirs de l'Albien supérieur\*, sur l'absence d'anomalie négative gravimétrique correspondant à des roches légères enracinées, ... pour établir l'interstratification du matériel triasique.

\* (Cette barre calcaire est attribuée dans ce texte, peut-être à tort, au *Vraconien*. Faute d'éléments stratigraphiques, nous avons privilégié la corrélation avec les formations conglomératiques qui, au *Djebel Slat* scellent l'extravasation du Trias (Smati, 1986), au *Djebel Hameimat*, recouvrent en discordance Trias et Albien carbonaté (Otmantine, 1987), au *Djebel Bou Khadra*, coiffent les deux épaulements latéraux évaporitiques... Une étude fine reste à faire pour établir la simultanéité de l'halocinèse dite «anté-vraconienne» et l'âge de son scellement par le «*Vraconien*».

Pour ne pas laisser d'ambiguïté, indiquons que les brèches transgressives sur le Trias déjà décrites en 1976 (Thibéroz et al.), correspondent lithologiquement au pied de la barre calcaire qui ceinture le périclinal de l'Ouenza (niveau 2, p. 231-232, placé par Dubourdiou, 1956, dans l'Albien moyen-supérieur) et qui à peu de distance forme les collines du *Djebel Def*).

La datation de l'Albien de nouveaux affleurements de ces barres récifales intercalées entre le Trias des épaulements et le conglomérat «vraconien» remaniant le Trias, la datation Albien supérieur de ce conglomérat, la description du Trias resédimenté intercalé dans l'Albien au *djebel Bou Jaber* et au *djebel Ladjebel* sont des faits importants. Ils ne remettent pas en cause l'organisation présentée ici : le Trias de l'Ouenza correspond à un diapir (Trias central enraciné) bordé de deux zones extravasées sur les séries marneuses clansayésiennes-albiennes (les deux épaulements latéraux). Reprenons les principaux arguments :

1. les séries aptiennes qui constituent l'anticlinal de l'Ouenza sont continues (et corrélées: Thibéroz et al., 1976; Masse et al., 1982), de l'extrémité NE de l'arête SE (*Koudiat es Snouber*) à l'extrémité NW (*Koura Ouenza*): ces séries calcaires sont attribuées au Gargasien et surmontées de marnes datées du Clansayésien (Dubourdiou, 1956; Masse et al., 1979), leur polarité stratigraphique est confirmée par les observations sédimentologiques (stratifications entrecroisées et figures de charges, polypiers en position de vie, surfaces de sommet de

séquence avec dissolutions et perforations...). L'Albien renversé des antiformes ne peut pas représenter le mur stratigraphique du Trias des épaulements: son renversement accompagne au contraire l'extravasation du Trias central,

2. ce Trias central montre des contacts tectoniques, d'injection, avec les séries aptiennes, soulignés par des formations bréchiques à fragments d'Aptien (Madre, 1969). Les deux antiformes qui ouvrent le périclinal calcaire vers le NE, en «col de chemise» (Aoudjehane et al., 1992), ne peuvent être que le produit du déversement centrifuge des masses triasiques, facilité par l'amincissement sédimentaire des séries aptiennes vers le NE (Thibéroz et al., 1976). Nous interprétons les structures bréchiques de ce Trias comme des indicateurs de fluage et non comme des signes d'une resédimentation qui, de plus, serait incompatible avec la présence de lames de dolomies rubanées grises, parfois continues sur plus d'un kilomètre, flottant dans le matériel argilo-gypseux (ex. *Sefiet Gueltet el Mourra*, à l'ENE de l'Ouenza),

3. les séries marneuses clansayésiennes-albiennes des flancs de l'anticlinal de l'Ouenza sont tronquées sommitalement par le Trias des épaulements. Les brèches qui peuvent souligner ce contact sont tectoniques, elles diffèrent essentiellement des brèches «vraconiennes» qui recouvrent stratigraphiquement le Trias: elles n'ont pas de matrice sédimentaire (mais un ciment de carbonate ferrugineux), la glauconite usuelle dans le *Vraconien* est ici absente, les éléments de dolomies triasiques ne présentent pas de perforation par des organismes lithophages (systématiques, dans le cas de remaniements sédimentaires de Trias). C'est donc par erreur que le conglomérat recoupé par le forage ES1 (fig. 1 et 4), qui présente toutes les caractéristiques du conglomérat «vraconien» et se raccorde aux affleurements du *Chabet es Sennguett* où il recouvre

le Trias (Thibiéroz *et al.*, 1976; Bouzenoune, 1993), a été utilisé comme argument pour indiquer le caractère sédimentaire du contact basal de ce Trias (Vila *et al.*, 1994),

4. enfin, les galets du Trias dolomitique sont fréquents dans la série aptienne: la géométrie des sédiments aptiens et le remaniement du Trias permettent de proposer que la plate-forme carbonatée de l'Ouenza s'est déposée à proximité et en relation avec une intumescence diapirique (Thibiéroz *et al.*, 1976; Aoudjehane *et al.*, 1992).

Ainsi, si les possibilités de résédimentation, en particulier au mur de la barre «vraconienne» sont réelles, l'hypothèse du rôle du diapirisme dans la sédimentation aptienne et dans l'évolution du massif de l'Ouenza doit donc être maintenue.

### III- ORGANISATION PETROGRAPHIQUE ET MINÉRALOGIQUE DU TRIAS DE L'OUENZA

#### III.1- «Cap-rock»: zonation minéralogique et modèle génétique

En Gulf Coast, les dômes de sel sont presque toujours surmontés par une formation corticale appelée communément «cap-rock» et dont l'origine partiellement résiduelle est actuellement admise. Elle est caractérisée par une zonation minéralogique qui résulte de la dissolution du piston salifère lors de sa migration vers les zones superficielles et de transformations chimiques et minéralogiques (fig. 3). Ces différentes zones consistent en: une zone à anhydrite située immédiatement au dessus du sel, une zone médiane à gypse et une zone supérieure calcitique. Dans certains cas, l'une des deux zones sulfatées peut être réduite voire absente et dans d'autres la présence de la zone calcitique est facultative; elle dépend essentiellement de la

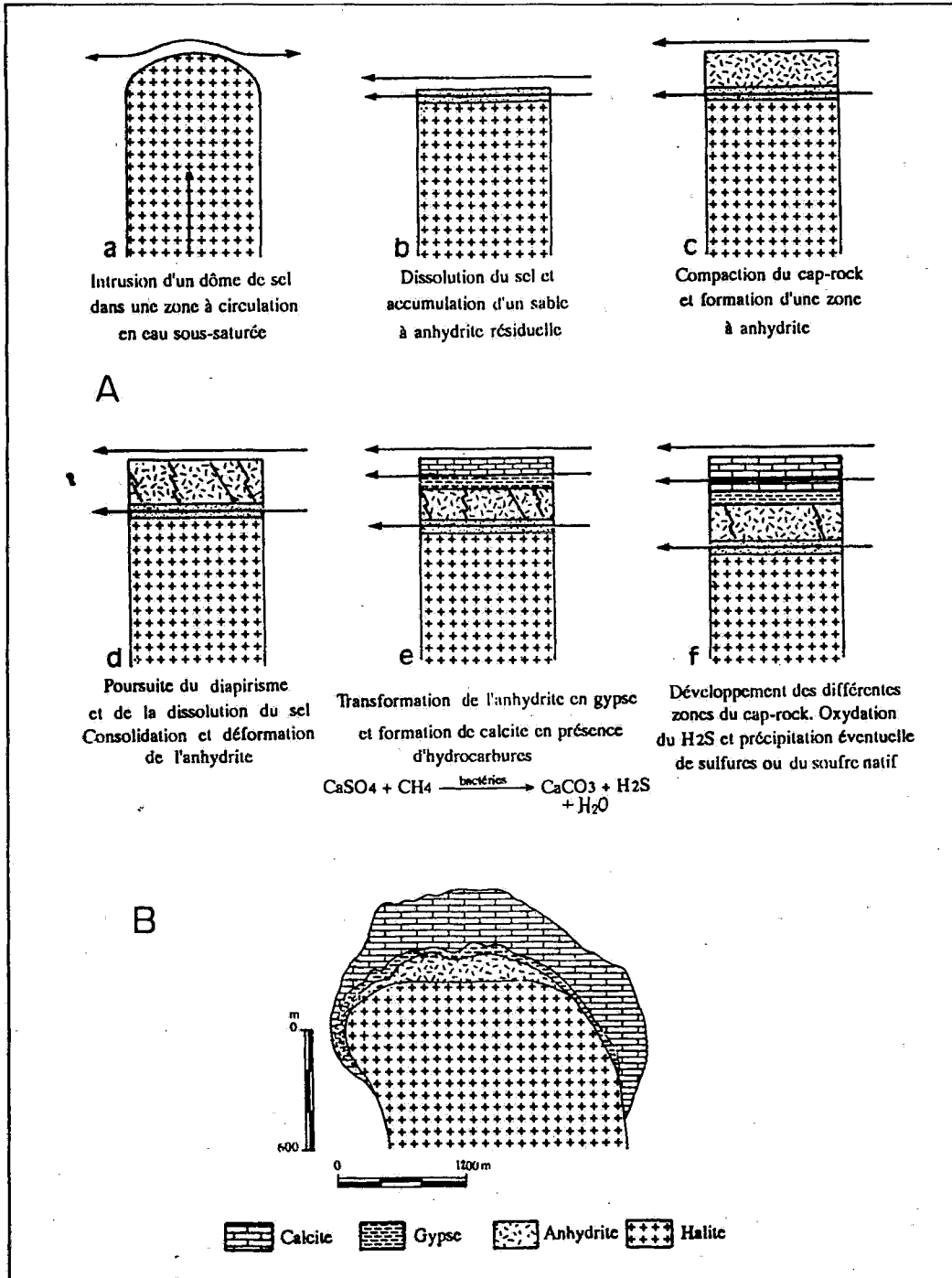
présence ou non de la matière organique.

Le modèle de mise en place de cette zonalité a été largement illustré en Gulf Coast (Goldman, 1925; Murray, 1966). Ainsi, G. Murray (1966) a proposé une succession d'évènements aboutissant à la formation d'un «cap-rock»: - intrusion du piston salifère dans une zone à circulation d'eau sous-saturée, dissolution du sel et accumulation du résidu essentiellement anhydritique, compaction du cap-rock et néoformation d'anhydrite, hydratation de l'anhydrite en gypse, réduction des sulfates en présence des hydrocarbures et formation de calcite, oxydation du  $H_2S$  ou de  $FeS_2$  et formation du soufre natif ou de sulfures en présence de métaux ainsi que de la calcite secondaire.

Le développement relatif de ces zones minéralogiques est sous le contrôle de l'environnement immédiat et notamment de l'importance des aquifères sous saturés en sel que le diapir traverse lors de son ascension.

Au Maghreb, les nombreux travaux qui se sont intéressés au Trias ont montré que la trilogie minéralogique habituelle des «cap-rocks» n'existe que partiellement (Perthuisot, 1978; Hemadi, 1987; Hatira, 1988; Aoudjehane, 1989). En Tunisie, plusieurs dômes (Sakiet Sidi Youcef, Bou Khil, Fedj et Adoum) sont caractérisés par la présence d'une zone calcitique, surimposée à des formations sédimentaires tectonisées, qui est le plus souvent minéralisée en Pb-Zn-Sr, comme à Fedj el Adoum et Bou Khil (Laatar, 1980; Perthuisot *et al.*, 1987). Les sondages miniers à Sakiet Sidi Youcef ont recoupé une formation anhydritique sur une épaisseur d'une trentaine de mètres située à 300m de profondeur sous la couverture céno-mano-turonienne (Hatira, 1988).

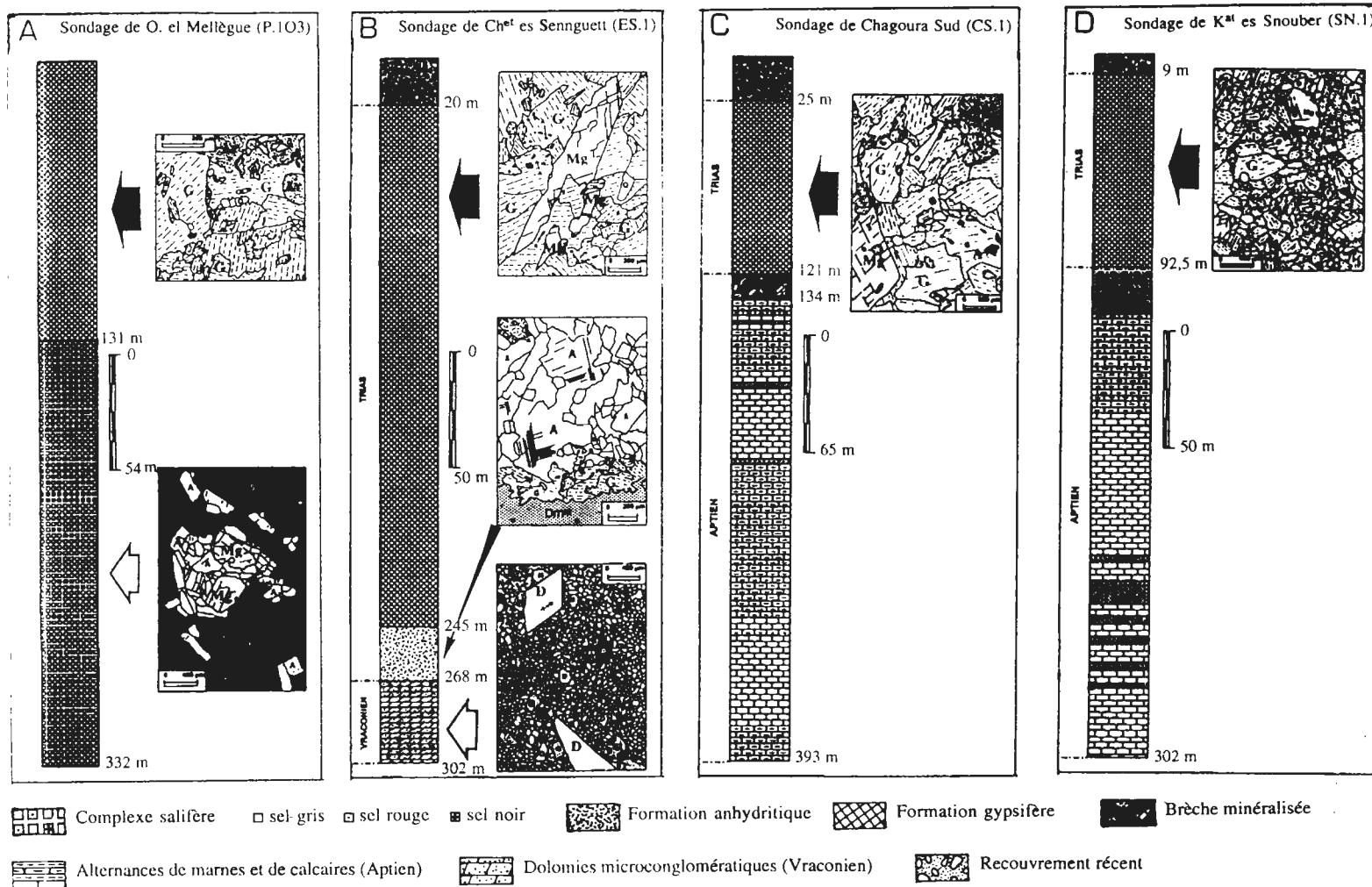
La prépondérance aux confins algéro-tunisiens



**Fig. 3 - A** - Différents stades de formation d'un «cap-rock» et des concentrations minérales associées (d'après Kreitler *et al.*, 1983)  
*Different stages of the «cap-rock» formation, (from Kreitler and al., 1983)*  
 (a) form intrusion; (b) salt dissolution; (c and d) recrystallisation of secondary anhydrite;  
 (e) hydration and formation of calcite zone; (f) precipitation of sulfides

**Fig. 3 - B** - Disposition des différentes zones minéralogiques d'un cap-rock (d'après Kyle *et al.*, 1986)  
*The different mineralogical zones of cap-rock (from Kyle and al., 1986)*





**Fig. 4 - Lithologie et pétrographie des logs de sondages (localisation fig. 1)**  
**Lithology and petrography of drilled columns (location on figure 1)**  
**(A) Oued El Mellègue; (B) Chabet es Sennguett, (C) Chagoura Sud; (D) Koudiat es Snouber**

s: sel (halite) (*salt "halite"*); **A**: anhydrite (*anhydrite*); **G**: gypse (*gypsum*); **Mg**: magnésite (*magnesite*); **D**: dolomite (*dolomite*); **Ar**: argile (*clays*); **Gl**: glauconite (*glauconite*); **Dm**: dolomicrite (*dolomicrite*); **P**: pyrite (*pyrite*)

d'un Trias argilo-gypsifère et la mise en évidence, à l'Ouenza (Algérie), du sel et d'une zone anhydritique évoquent la zonation classique rencontrée dans les «cap-rocks» américains.

### III.2- Pétrographie et minéralogie du Trias de l'Ouenza

Quatre sondages (P.103, ES.1, CS.1, SN.1) effectués par l'EREM (Entreprise de Recherche Minière, actuellement (ORGM) et FERPHOS (Entreprise du Fer et du Phosphate) en 1987 et 1989, permettent de distinguer: un piston salifère, une zone à anhydrite et une zone gypsifère (fig. 4).

#### III.2.1- Le complexe salifère

Le complexe salifère a été recoupé par le sondage de Oued el Mellègue (P.103) sur une épaisseur de 200 m. Le sondage a été arrêté dans le sel dont le sommet se trouve à une profondeur de 131 m (fig.4A). Le fait de trouver des chlorures à cette profondeur, de façon tout à fait comparable à ce que l'on constate en Gulf Coast (quelques centaines de mètres) implique que le processus halocinétique est encore actif et que les conduits alimentateurs sont encore fonctionnels. On peut admettre dans ce cas que le volume de sel disparu par dissolution a été compensé par la montée du sel.

La halite est le principal constituant. Elle se présente en cristaux de taille variable, de quelques millimètres à quelques centimètres, isométriques ou allongés, imbriqués les uns dans les autres (fig.5). On trouve du sel gris clair, laiteux ou translucide, du sel noir et du sel rouge. Les deux derniers ont un aspect massif.

Les échantillons de sel contiennent toujours les *résidus insolubles* constitués principalement d'anhydrite et accessoirement de carbonates, de

quartz et de minéraux argileux. Ces résidus, dont la teneur varie de 1 à 20% en volume pouvant aller jusqu'à 50%, atteignent des dimensions allant jusqu'à 3 cm qui confèrent à la roche un aspect bréché (fig.5).

L'anhydrite incluse dans le sel se présente en cristaux trapus ou en prismes allongés de quelques dizaines à 500µm, qui peuvent être associés en nodules de dimension millimétrique à centimétrique, ou être dispersés dans la halite; ils se trouvent alors aussi bien dans les espaces entre les cristaux de halite qu'en inclusions dans le sel. De l'anhydrite se trouve également en inclusions dans de rares cristaux de quartz bipyramidés.

Les *carbonates*, beaucoup moins abondants que l'anhydrite, ont une couleur gris sombre ou vert

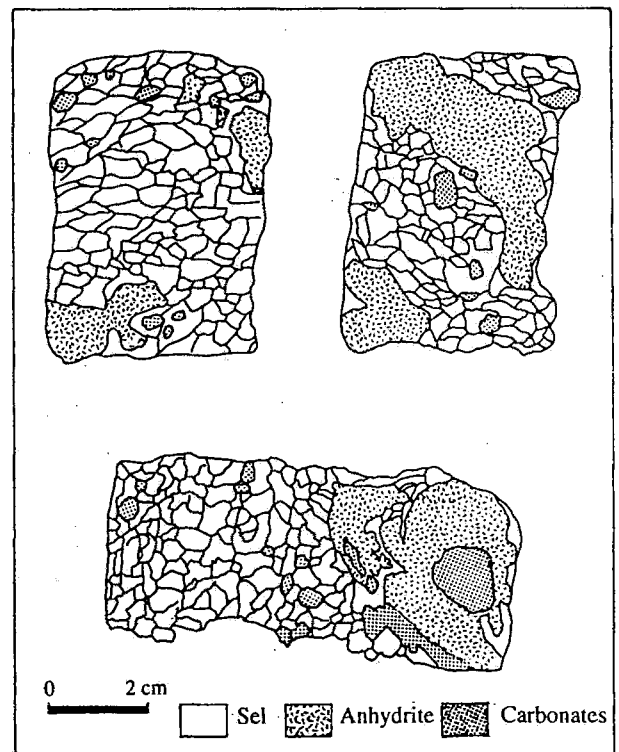


Fig. 5 - Lithologie des échantillons salifères  
*Halitic samples*

clair. Il s'agit essentiellement de magnésite et de dolomite. La première apparaît sous forme de cristaux tronqués à clivage net et de taille allant jusqu'à 500µm. Elle se serait formée durant la phase d'enfouissement par transformation des dolomies intercalées dans le sel à la suite d'un enrichissement du milieu en Mg. Ce type de réaction a été d'ailleurs signalé dans les Aurès où des blocs de dolomie flottant dans les sels sont partiellement transformés en magnésite (Kulke, 1979). La phase dolomitique est représentée par des éléments dolomicritiques issus de la fragmentation de la dolomie originelle au sel et de dolomie automorphe qui se serait néoformée durant la phase d'enfouissement.

Les minéraux argileux sont des illites et des chlorites. Par l'intensité de leurs pics en diffractométrie X, deux types de chlorites ont été distingués: des chlorites magnésiennes ayant des réflexions à 001, 003 et 004 très intenses et des chlorites ferrifères dont l'intensité de ces pics est moins importante. La kaolinite est également suspectée mais n'a pu être formellement identifiée par l'étude diffractométrique (ce minéral a été signalé dans le Trias de Sakiet Hatira, 1988).

### III.2.2- La zone anhydritique

Cette zone minéralogique n'a été rencontrée que dans le sondage de Chabet es Senneguet (ES.1) Elle est située à 245 m de profondeur et a été recoupée sur une épaisseur de 23 m (fig.4B). Le support rocheux est une brèche polygénique où le constituant principal est le sulfate de calcium anhydre. L'anhydrite, de couleur gris clair, saccharoïde, peut être en ciment ou constituer des nodules centimétriques toujours entourés par une auréole gypsifère (fig.6). Le ciment des nodules est formé par une dolomicrite noire avec accessoirement de la pyrite. L'ensemble de la roche est recoupé par une multitude de microfissures remplies de gypse. Parfois

l'anhydrite cimente des éléments argileux de couleur verdâtre et de taille centimétrique (fig.6).

L'observation microscopique a permis de distinguer au moins deux types d'anhydrite:

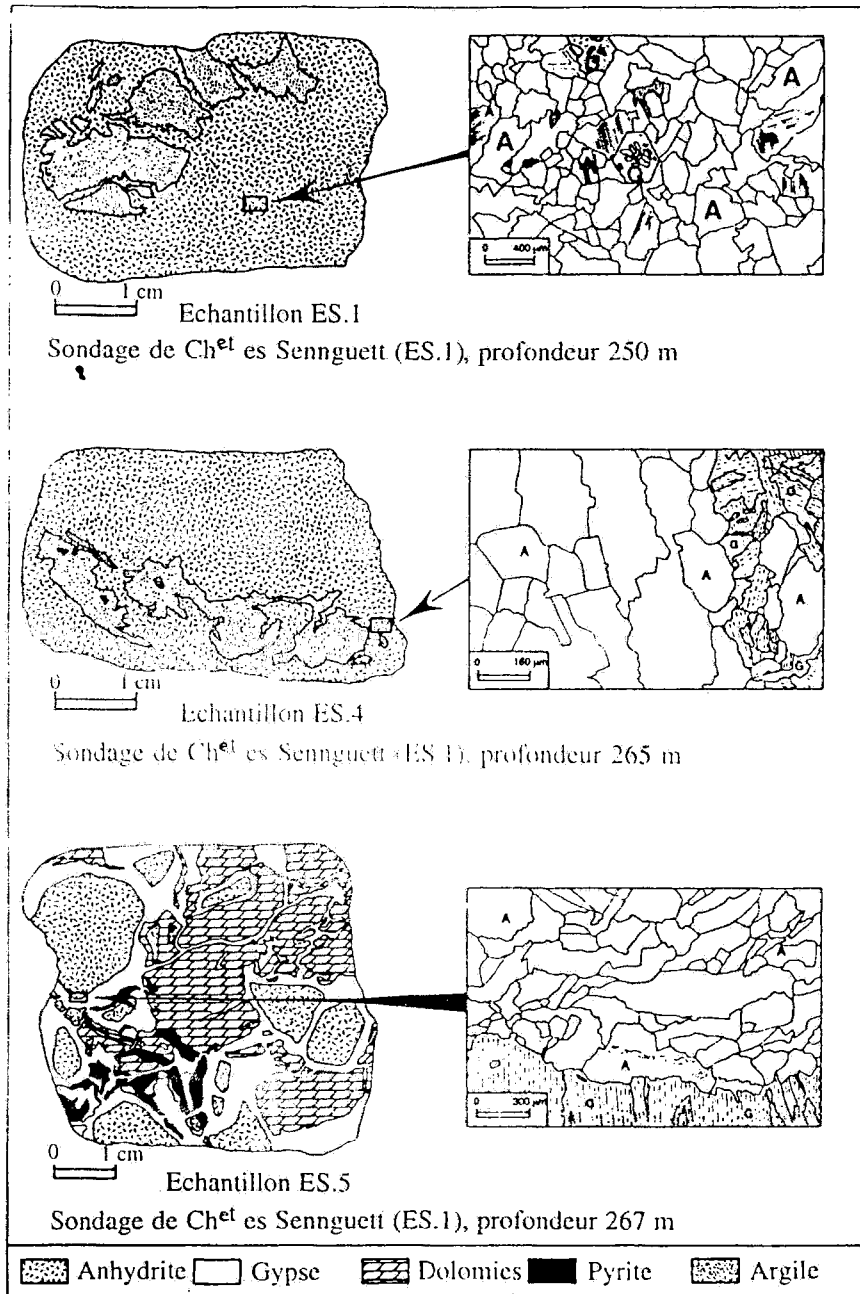
1- une *anhydrite* se trouvant *en inclusions* dans le quartz et la magnésite. Elle est considérée comme primaire et résulterait de la déshydratation du gypse lors de la phase d'enfouissement des séries triasiques. Elle représenterait donc un témoin des assises dans lesquelles se sont formés les minéraux authigènes qui l'incorporent,

2- une *anhydrite de néoformation* nodulaire, en lattes, ou granoblastique. Les cristaux parfois tordus, montrent souvent les macles mécaniques témoignant des contraintes tectoniques qu'a dû subir ce type d'anhydrite. Elle résulterait de multiples transformations et recristallisations du contenu triasique pendant ou après la mise en place du «cap-rock».

Dans les matériaux de l'Ouenza, nous n'avons pas observé l'anhydrite résiduelle, décrite à Sakiet par N. Hatira (1988): il s'agit d'une anhydrite issue de la dissolution du sel et restée intacte même après les différentes phases d'ascension diapirique.

Du gypse, beaucoup moins abondant et dépourvu de macle, remplace l'anhydrite. Cette transformation indique l'instabilité de l'anhydrite dans les conditions de température et de salinité durant la formation du «cap-rock».

Le même cortège de minéraux décrit pour la halite se retrouve dans la formation anhydritique avec des proportions plus importantes. Ainsi, les carbonates sont représentés par des dolomicrites et des dolomites parfois zonées alors que les minéraux argileux consistent en des illites et chlorites. Les quartz à inclusions d'anhydrite sont beaucoup plus



**Fig. 6 - Aspects macro et microscopique des échantillons pétrographiques de la zone anhydritique**  
*Sample of the anhydritic zone*

**A:** Anhydrite (*Anhydrite*); **D:** Dolomite (*Dolomite*); **G:** Gypse (*Gypsum*); **Q:** Quartz (*Quartz*)

abondants et les carbonates sont souvent diaclasés et fissurés. Cette similitude minéralogique entre les deux zones témoigne du caractère résiduel, après la dissolution du sel, des minéraux de néoformation.

En Gulf Coast, la zone anhydritique, qui atteint 149 m d'épaisseur à Gyp Hill (Kreitler *et al.*, 1983), surmonte toujours le piston salifère. A l'Ouenza, elle n'a été mise en évidence que sur une vingtaine de mètres dans le Trias extravasé de l'épaulement SE. Cette position périphérique permet d'envisager une extravasation des évaporites antérieure à la dissolution du sel. La haute plasticité et la faible densité de ce dernier permettent un écoulement «fluide» d'autant plus important que la température est élevée. Le sel ainsi extravasé aurait été dissous par une circulation d'eaux sous saturées aboutissant à la formation *in situ* d'une zone à anhydrite selon le modèle génétique des «caps-rocks» américains. Son épaisseur réduite, voire son absence dans le Trias central, est probablement liée à la très grande fracturation des terrains de la région et à la forte érosion qu'ils ont subi. Cela a eu pour effet une plus grande perméabilité des terrains permettant l'infiltration et l'écoulement d'eaux météoriques et par conséquent une transformation rapide de l'anhydrite en gypse. La zone anhydritique de Chabet es Sennguett représenterait donc une «relique» d'anciennes formations à anhydrite qui auraient été entièrement ou partiellement, selon les lieux, transformées en formations essentiellement gypsifères.

### III.2.3- La zone gypsifère

C'est la formation la plus répandue à l'Ouenza. Son épaisseur est variable de 50 à 200 m (fig.4). Lorsqu'elle n'est pas recouverte par des formations récentes, on peut observer que son contact avec l'Aptien ou le Vraconien est soit mécanique soit sédimentaire. Dans le premier cas, le contact très

redressé, est le plus souvent souligné par des brèches tectoniques (fig.4C) et dans le second il est marqué par un conglomérat remaniant des éléments du Trias (fig.4B).

Il s'agit essentiellement de **brèches polygéniques**. Les éléments, de taille millimétrique à centimétrique, sont représentés par des dolomies gris noir, des pélites vert clair ou brunes cimentés par du gypse de couleur gris clair. Il existe aussi des brèches monogéniques, beaucoup moins abondantes, où les éléments anguleux de taille décimétrique sont constitués par de la dolomie gris noir cimentés par du gypse.

**Le gypse** est le sulfate le plus abondant; il se présente en plages xénomorphes, en assemblage microcristallin ou dans les fissures. Il renferme souvent des reliques d'anhydrite qui témoignent de la nature du précurseur du gypse (fig.4). L'hydratation de l'anhydrite, qui s'accompagne par une augmentation de volume de 38% (Blatt *et al.*, 1972 in kreitler *et al.*, 1983) a également provoqué l'éclatement et la fracturation des carbonates (fig.4B). Ces derniers consistent essentiellement en de la magnésite et des dolomites. L'illite et les chlorites sont les principaux minéraux argileux de la formation gypsifère.

**De la célestine** est également présente dans cette formation. Elle se trouve dans des brèches tectoniques soulignant le contact entre le Trias et l'Aptien calcaire (Chagoura Sud). Dans ce cas, elle est sous forme de taches millimétriques à centimétriques qui renferment des inclusions d'anhydrite. Elle occupe également des discontinuités de fracturation affectant les dolomies litées d'un ensemble stratifié triasique qui surmonte le complexe chaotique argilo-gypseux (Safiet Gueltet el Mourra, ENE de l'Ouenza).

A la différence des «cap-rocks» américains dans

lesquels la barytine est largement dominante sur la célestine, c'est l'inverse qui se produit au Maghreb où la célestine est plus abondante. Elle peut même constituer des gisements exploitables comme à Béni Mansour (Sr) ou à Berrouaghia (Ba-Sr) où des preuves d'une activité diapirique ont été découvertes

ainsi que l'existence d'un «cap-rock» (Aoudjehane, 1989; Moulla *et al.*, 1993).

### III.2.4- Absence de la zone calcitique

Selon le modèle américain, la formation de la zone calcitique nécessite la présence des hydrocarbures (Feely *et al.*, 1957; Posey, 1987). Leur oxydation et la réduction des sulfates sont en effet deux processus concomitants qui sont à l'origine de la calcite et des minéralisations souvent associées à cette zone (fig. 3A).

A l'Ouenza, cette zone n'a été observée ni en sondage ni en surface. Son absence a été également relevée dans le diapir de Slatia (Smati, 1986; Hatira, 1988). Ces deux massifs présentent, sur le plan structural, de nombreuses analogies. Les formations triasiques ont percé leur couverture et se sont déversées par extravasation. La structure de ces deux massifs, plus évoluée qu'ailleurs, pourrait expliquer l'absence de la zone calcitique par érosion. Dans cette hypothèse, l'absence d'éléments de cette zone calcitique remaniés dans le conglomérat vraconien indiquerait que la formation du «cap-rock» pourrait être postérieure au Crétacé, elle serait vraisemblablement néogène. Cela est d'ailleurs la règle dans les diapirs tunisiens (Perthuisot *et al.*, 1987). Dans le cas de l'Ouenza, il n'est cependant pas exclu que cette absence soit simplement imputable à un manque d'hydrocarbure indispensable à sa genèse.

## IV- DONNEES GEOCHIMIQUES ET MINERALISATIONS

### IV.1- Conséquences de la caractérisation des principaux minéraux du Trias

#### IV.1.1- Les sulfates

Les diverses anhydrites de néoformation

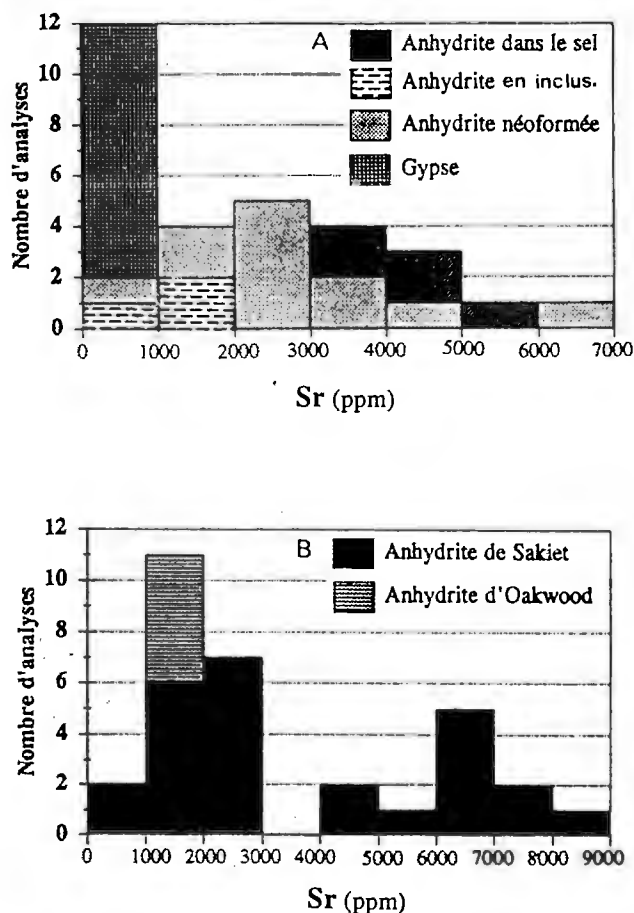


Fig. 7 - Teneur en Sr des anhydrites et gypses associés aux dômes de sel et aux «cap-rocks»

*Strontium contents of anhydrites and gypsums related to salt domes and cap-rocks*

**A:** Anhydrites et gypses de l'Ouenza (Bouzenoune, 1993) (*Anhydrite and gypsum from Djebel Ouenza "Bouzenoune, 1993"*); **B:** Anhydrites de Sakiet Sidi Youcef (Hatira, 1988) et anhydrites d'Oakwood (Kreitler *et al.*, 1983) (*Anhydrites from Sakiet Sidi Youcef "Hatira, 1988" and anhydrites from Oakwood "Kreitler and al., 1983"*).

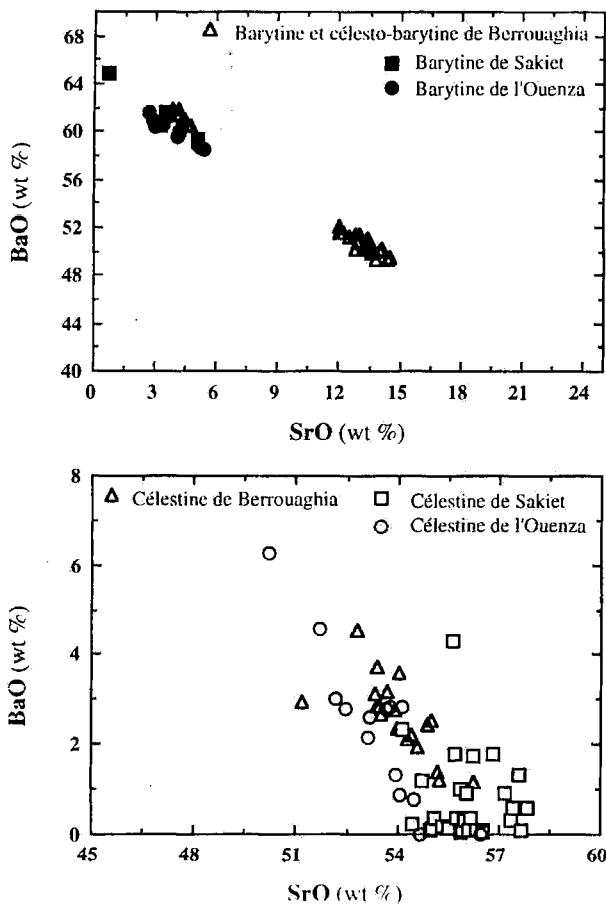
contiennent des teneurs en Sr du même ordre de grandeur que celles associées au sel ou reliques en inclusions dans les quartz, de 0 à 8000 ppm (fig. 7). Ces teneurs sont également comparables à celles des anhydrites de Sakiet Sidi Youcef (Hatira, 1988). Par contre, elles sont supérieures à celles des anhydrites des dômes de la Gulf Coast, contenant

moins de 122 ppm de Sr: les anhydrites des «cap-rocks» des dômes de Richton, d'Oakwood et de Tatum contiennent respectivement 768, 800 à 1200 et 400 à 800 ppm; l'anhydrite incluse dans le sel de Richton contient en moyenne 751 ppm (Werner *et al.*, 1988).

La similitude des teneurs en Sr des différentes anhydrites du Trias de l'Ouenza, implique que l'essentiel du Sr est hérité de l'anhydrite incluse dans le sel et que ces teneurs ont été conservées lors des recristallisations et néoformations durant la formation du «cap-rock». Par contre, les teneurs en Sr de tous les gypses de l'Ouenza, quels que soient leurs habitus (cristallin, fissural, en inclusions) ou leur position dans le «cap-rock», sont inférieures à celles des anhydrites et comprises entre 0 et 1700 ppm (fig. 7). L'hydratation du sulfate de calcium anhydre postérieurement à la dissolution du sel lors de l'arrivée des formations triasiques dans les zones superficielles semble donc s'accompagner d'un lessivage du Sr.

Dans la zone des dômes, les analyses minéralogiques et chimiques sur les sulfates de Ba-Sr des différents diapirs ont donné dans la plupart des cas de la célestine pauvre en BaO (<5 wt %). La barytine est le plus souvent associée aux minéralisations de couverture en remplissage filonien. Cependant, elle a été signalée dans le Trias, dans le faciès «zébré» de la zone calcitique au Djebel Ressas (diapir de Sakiet) où elle contient 5 wt % de SrO (fig. 8). Elle a été également signalée dans les dolomies triasiques du diapir de Hameimat où elle recoupe nettement la célestine (Otmanine, 1987).

À l'Ouenza, les analyses chimiques de la célestine donnent des teneurs en BaO comprises entre 0 et 6,26 wt % (fig. 8). Cependant, l'examen des plages de célestine au microscope électronique à balayage (MEB), montre qu'elles sont hétérogènes et que des zones plus denses (plus enrichies en Ba) sont incluses.



**Fig. 8 - Diagramme Sr/Ba dans les célestines et barytines associées au Trias maghrébin**

(La barytine de l'Ouenza fait partie des minéralisations filoniennes de couverture. Les données sur Sakiet sont d'après N. Hatira, 1988, celles sur Berrouaghia, d'après M. Aoudjehane, 1989)

*Ba/Sr ratios in celestites and barites, associated North-African Triassic diapirs*

(Ouenza barite is a vein deposit in Cretaceous cover of the diapir. Sakiet data are from N. Hatira, 1988; Berrouaghia data are from M. Aoudjehane, 1989)

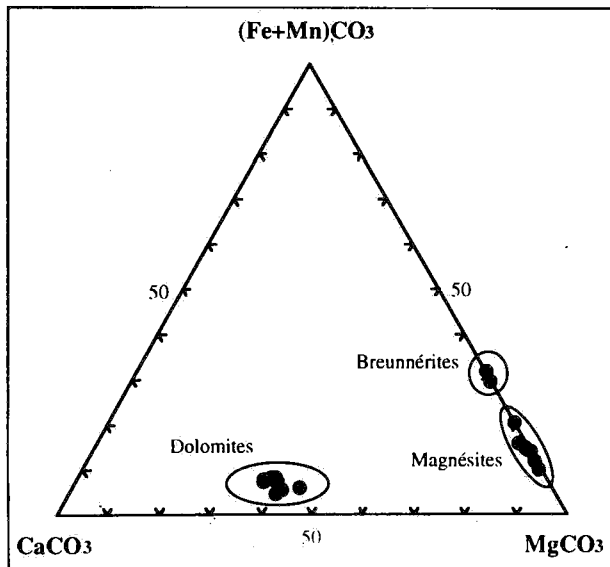


Fig. 9 - Composition chimique des carbonates du Trias de l'Ouenza (Bouzenoune, 1993)

*Composition of the Ouenza Triassic carbonates (Bouzenoune, 1993)*

La richesse en Sr des anhydrites du Trias maghrébin par rapport à celles de la Gulf Coast pourrait être à l'origine du développement relativement plus important de la célestine. Des reliques d'anhydrite subsistent toujours dans les plages de célestine du Trias de Sakiet Sidi Youcef et de l'Ouenza (Hatira, 1988; Bouzenoune, 1993). Le remplacement de l'anhydrite par la célestine a été également illustré dans les gisements de Berrouaghia et de Béni Mansour (Aoudjehane, 1989; Moulla *et al.*, 1993).

Une origine possible du Sr de la célestine portée par les «caps-rocks» pourrait donc être cherchée dans les anhydrites des formations évaporitiques comme cela a été soutenu par N. Hatira (1988) à Sakiet Sidi Youcef et par M. Aoudjehane (1989) pour le gisement de Berrouaghia où les teneurs en Sr des anhydrites vont jusqu'à 4500 ppm. Pour ce

dernier cas et compte tenu des très faibles teneurs en Ba des anhydrites, un apport par des fluides issus du bassin a été envisagé pour cet élément. Cependant, bien que les teneurs en Sr des anhydrites des «caps-rocks» maghrébines soient élevées, elles ne rendraient pas compte, à elles seules, de la quantité des minéraux de Sr qui peuvent même former des gisements exploitables (Berrouaghia, Béni Mansour). Etant donné la coexistence de la célestine, barytine et célestobarytine au sein d'un même gisement (Berrouaghia), il faudrait admettre un apport supplémentaire de Sr dont la source pourrait être la même que celle du Ba.

Les séries sédimentaires des bassins interdiapiriques constituent effectivement un réservoir possible comme cela a été également envisagé en Gulf Coast où les rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de la célestine sont plus élevés que ceux de l'anhydrite. Cet enrichissement en Sr radiogénique a été expliqué par une contribution du Sr lessivé des minéraux potassiques (K feldspaths, argiles) (Saunders, 1988).

#### IV.1.2- Les carbonates

Les principaux carbonates du Trias de l'Ouenza sont magnésiens. Ce sont des dolomites dont la teneur en fer ne dépasse pas 10 moles % de  $(\text{Fe}+\text{Mn})\text{CO}_3$  et des magnésites différenciées par leur teneur en fer (fig. 9) :

- magnésites ferrifères contenant jusqu'à 15 moles % de  $(\text{Fe}+\text{Mn})\text{CO}_3$

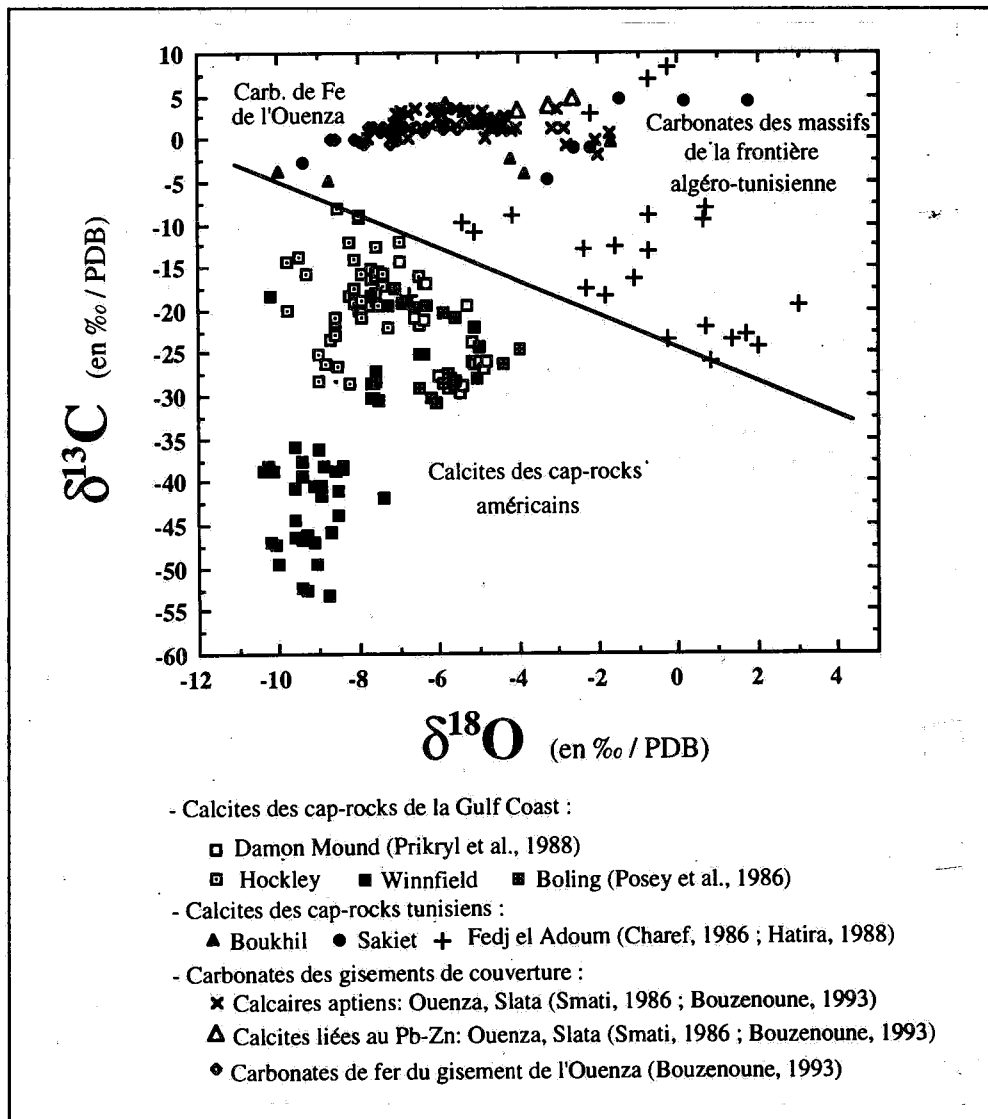
- breunnérites qui sont des magnésites plus riches en fer (jusqu'à 31 moles % de  $(\text{Fe}+\text{Mn})\text{CO}_3$ ). Ce chimisme des carbonates a été également retrouvé dans le diapir de Sakiet Sidi Youcef (Hatira, 1988), ainsi que dans d'autres diapirs tunisiens (Hemadi, 1987).



#### IV.2- Nature et source(s) des fluides: contraintes des données isotopiques

Les études traitant des minéralisations en environnement diapirique se sont surtout intéressées ces dernières années aux conditions physico-chimiques de mise en place de ces concentrations.

Ainsi, les données d'inclusions fluides et d'isotopes stables (O, C, H, S) et radiogéniques (Sr, Pb) ont permis d'approcher certains problèmes comme l'implication ou non de saumures de bassin et des hydrocarbures dans les processus métallogéniques. C'est grâce à ces données qu'on arrive à estimer les températures et pressions de formation de ces



**Fig. 10** - Compositions isotopiques de l'oxygène et du carbone des carbonates des environnements intra et péri-diapiriques (Bouzenoune, 1993)  
*Oxygen and carbon isotopic compositions of limestones and iron carbonates from Ouenza, and of calcites and limestones from other diapiric environments (from Bouzenoune, 1993)*

minéralisations ainsi qu'à déterminer les sources possibles des éléments chimiques.

Par rapport aux calcaires marins qui ont généralement des compositions isotopiques en carbone comprises entre -4 et +4 ‰ /PDB (Hoefs, 1987), les calcites des «cap-rocks» sont plus appauvries en  $C^{13}$  (fig. 10). Cette signature particulière a été attribuée au carbone biogène issu de l'oxydation des hydrocarbures ( $CH_4$ ) lors de la réduction des sulfates (Feely *et al.*, 1957; Posey *et al.*, 1987).

Les calcites des «cap-rocks» tunisiens (Fedj el Adoum, Sakiet Sidi Youcef) sont aussi caractérisées par des signatures négatives indiquant une contribution du carbone organique (Charef, 1986; Hatira, 1988). Elles se distinguent nettement des carbonates des minéralisations ferrifères de l'encaissant crétacé qui sont caractérisés par des  $\delta^{13}C$  indiquant une origine minérale du carbone qui serait issu de la réutilisation du carbone des carbonates encaissant ces minéralisations. C'est également le cas du gisement de sidérite de l'Ouenza où la contribution du carbone de l'encaissant aptien est particulièrement évidente (Bouzenoune, 1993).

Les données isotopiques soulignent donc l'importance et le rôle des hydrocarbures dans la genèse des «cap-rocks» et des minéralisations associées. Ils interviennent surtout dans la réduction des sulfates et la production de l'hydrogène sulfuré ( $H_2S$ ) qui, après oxydation forme des concentrations de soufre natif, ou se combine avec les métaux pour former les minéralisations Pb-Zn liées aux «cap-rocks». Cette implication directe des hydrocarbures dans les calcitisations et la mise en place des minéralisations souligne le caractère facultatif de ces processus, ou tout au moins celui de la formation de la zone calcitique. En effet, les isotopes du soufre montrent que le réservoir des sulfates triasiques n'est pas la seule source possible du soufre des

minéralisations intra et périadiapiriques: du soufre issu des séquences sédimentaires des bassins interadiapiques ainsi que des modèles de mélanges multisources sont aussi envisageables (Charef, 1986; Kyle *et al.*, 1988).

De ce fait, la présence des hydrocarbures, pour générer le  $H_2S$ , n'est pas toujours aussi indispensable pour la genèse des minéralisations comme c'est le cas pour les calcitisations. Il y aurait plutôt une espèce d'incompatibilité entre accumulation importante d'hydrocarbures et accumulation importante de minéralisations dans ce type de structure (Perthuisot *et al.*, 1988). Cette incompatibilité est liée à la nature et la géométrie des pièges des deux substances utiles. Les fluides à l'origine des concentrations métalliques sont évacués après le dépôt des minéralisations. Par contre une accumulation importante d'hydrocarbures nécessite des pièges plus étanches.

Contrairement à ce que l'on observe en Gulf Coast où la répartition des champs d'hydrocarbures liés aux diapirs est plus large que celle des gisements métallifères, dans les confins algéro-tunisiens la rareté des hydrocarbures pourrait être expliquée par cette incompatibilité des pièges. D'autre part, compte tenu de leur implication dans la réduction des sulfates et de la quantité mise en jeu pour former des gisements de sulfures, il y a toutes les chances que ces hydrocarbures n'existent plus parce qu'ils sont consommés. Leur implication dans la formation des gisements de Pb-Zn est facultative, elle a été invoquée pour plusieurs gisements (Fedj el Adoum, Bou Grine) mais elle n'est pas une règle générale. Par contre pour les gisements de sidérite, les hydrocarbures ne sont pas nécessaires parce qu'ils n'interviennent pas dans les réactions chimiques comme cela a été illustré pour le gisement de l'Ouenza où aucune trace d'hydrocarbures n'a été mise en évidence aussi bien par les données

isotopiques que par l'étude des inclusions (Pohl, 1986; Paraire-Akrour, 1991; Bouzenoune, 1993).

Les compositions isotopiques de l'oxygène des calcites ont souvent été utilisées pour identifier l'origine du ou des fluide(s) ainsi que pour évaluer la température de précipitation de ces calcites. Les données sur les dômes de la Gulf Coast indiquent des températures de précipitation de la calcite inférieures à 70°C. Ces faibles températures sont confirmées par l'étude des inclusions fluides piégées dans les calcites du cap-rock de Damon Mound (Gulf Coast). Les salinités déduites des mesures microthermométriques montrent une gamme assez large (1 à 9 % équ. poids NaCl) indiquant un mélange de fluides (Prikryl *et al.*, 1988).

Par contre les températures de mise en place des minéralisations sont plus élevées. Elles sont de l'ordre de 110 à 140°C pour la barytine et la célestine avec implication de fluides ayant des salinités de 3 à 12% équ. poids NaCl (Kyle *et al.*, 1986). Les températures de précipitation des sulfures, calculées à partir des données des isotopes du soufre, seraient de l'ordre de 70 à 200°C. Les hautes températures impliqueraient des saumures chaudes expulsées du bassin et qui auraient transporté les métaux et peut-être le soufre (Kyle *et al.*, 1988). Ce type de fluide a d'ailleurs été mis en évidence dans les inclusions fluides piégées dans le sel d'Oakwood dont le  $\delta^{18}\text{O}$  est de +4,5‰/SMOW. Cette valeur, qui caractérise un fluide assez enrichi en  $^{18}\text{O}$ , est celle des eaux de formation du bassin de la Gulf Coast (Kreitler *et al.*, 1983). Ce fluide aurait induit des recristallisations dans la partie supérieure du piston salifère et aurait également contribué à l'enrichissement de l'anhydrite en strontium radiogénique. Cette dernière montre en effet des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  légèrement plus élevés que ceux des eaux marines jurassiques, âge du sel à l'origine de dômes de la Gulf Coast (Kleitler *et al.*, 1983;

Posey *et al.*, 1987).

Les calcites des «cap-rocks» maghrébins sont relativement plus enrichies en  $^{18}\text{O}$  et ont des  $\delta^{18}\text{O}$  également supérieurs à ceux des carbonates de fer du gisement de l'Ouenza pour lesquels une température (100-120°C) de mise en place à partir d'un fluide ayant un  $\delta^{18}\text{O}$  de +7,5‰/SMOW a été envisagée (Bouzenoune, 1993). A Fedj el Adoum, plusieurs fluides, à l'origine des minéralisations liées à la zone corticale, ont été mis en évidence. Ils sont caractérisés par des températures relativement élevées (100-250°C), des salinités de 18-33% équ. poids NaCl, des  $\delta^{18}\text{O}$  anormalement élevées (10-20‰) et contenant parfois du  $\text{CO}_2$ ,  $\text{N}_2$  et des hydrocarbures. Ces fluides ont été interprétés comme des eaux de formation d'origine profonde expulsées du sillon tunisien (Charef, 1986).

L'ensemble de ces données montre les nombreuses similitudes dans les caractéristiques, minéralogiques et géochimiques des matériaux liés aux diapirs des deux provinces. En Gulf Coast, où les données sont plus abondantes, des modèles numériques de circulation des fluides ont été établis (Ranganathan *et al.*, 1988). Ces circulations sont souvent sous forme de cellules convectives (d'environ 1 km de diamètre) autour des dômes et sont induites par des gradients de salinité (densité) ou des gradients de température. Il a été montré que les vitesses maximales de circulation des fluides déclenchées par l'effet des gradients de densité sont de l'ordre de 0,01 à 1 m/an dans les terrains de faible perméabilité (1 millidarcy) et sont supérieures à celles dues aux gradients de température.

Ce type de circulation pourrait également s'appliquer aux diapirs de la frontière algéro-tunisienne puisque désormais le principal moteur de ces circulations (dôme de sel) a été mis en évidence à

l'Ouenza. Ainsi, comme en Gulf Coast, le gradient de densité (salinité) résulterait des dissolutions qui affecteraient le sel (jusqu'à 3 km<sup>3</sup>/an en Gulf Coast) et le gradient de température serait produit par l'anomalie thermique créée par le dôme de sel.

## V. CONCLUSIONS

L'importance des dômes de sel dans la production du NaCl et du soufre et leur implication directe ou indirecte dans la création des pièges à hydrocarbures et dans la genèse des concentrations minérales d'intérêt économique n'est plus à démontrer. Le Trias de la zone des diapirs de la frontière algéro-tunisienne présente tous les caractères structuraux, minéralogiques et géochimiques favorables à la concentration de ces substances utiles. L'identification dans cette province des principaux termes qui caractérisent les «cap-rocks» de la Gulf Coast (USA) rehausse l'intérêt économique de ces diapirs, qui de ce fait constituent des «cibles» privilégiées pour faire progresser certains problèmes fondamentaux encore en suspens dans les gisements de couverture. La relation entre hydrocarbures et concentrations minérales est assez claire quand il s'agit des sulfures, soit que le carbone des carbonates de la gangue indique une origine organique, soit un mélange entre carbone organique et minéral.

Pour ce qui est des *concentrations de sidérite*, il découle des données isotopiques que le carbone des carbonates de fer provient du carbone minéral de l'encaissant calcaire, en l'absence originelle d'hydrocarbures. Ce résultat nouveau est une contrainte importante pour toute hypothèse sur la distribution des gisements de sidérite et de sulfures de métaux lourds.

D'une façon générale, la nature et la géométrie des pièges ainsi que les modalités de migrations des hydrocarbures et des fluides minéralisateurs sont

des paramètres qui ont influencé la distribution des concentrations minérales intra et périadiapiriques. Dans le cas des diapirs à sulfures, le développement des calcitisations y est directement lié. Les lois de distribution des concentrations de sulfures et de sidérite commencent à apparaître. Pour améliorer et comprendre leurs signification, une étape très importante réside dans la connaissance la plus précise possible de l'anatomie des extrusions triasiques. La prise en compte de cette géométrie est capitale dans tout essai de modélisation des circulations de fluides à l'origine des minéralisations qui reste l'un des objectifs à venir.

## BIBLIOGRAPHIE

- Aoudjehane M.** 1989. Les concentrations à Ba, Sr, Zn, Pb dans le Trias, Crétacé et le Miocène de la région de Berrouaghia (Biban, Algérie): diapir, «cap-rock» et minéralisation dans le sillon tellien subsident. *Thèse Doct. Univ. Paris VI*, 267 p.
- Aoudjehane M., Bouzenoune A., Rouvier H. et Thibieroz, J.** 1992. Halocinèse et dispositifs d'extrusion du Trias dans l'Atlas saharien oriental (NE algérien). *Géol. Méditerranée, Marseille*, XIX, 273-287.
- Bolze J.** 1954. Ascension et percée des diapirs au Crétacé moyen dans les monts de Teboursook (Tunisie septentrionale). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 7, 139-141.
- Bouzenoune A.** 1993. Minéralisations périadiapiriques de l'Aptien calcaire : les carbonates de fer du gisement hématitique de l'Ouenza (Algérie orientale). *Thèse Doct. Univ. Paris VI*, 207 p.
- Charef A.** 1986. La nature et le rôle des phases fluides associées à la minéralisation Pb-Zn dans les formations carbonatées et leurs conséquences métallogéniques : étude des inclusions fluides et des isotopes (H, C, O, S, Pb) des gisements des Malines (France), Jbel Hallouf-Sidi Bou Aouane et Fdj-el-Adoum (Tunisie). *Thèse Doct. d'Etat, INPL-CRPG, Nancy*, 291 p.
- Dubourdieu G.** 1956. Etude géologique de la région de l'Ouenza (confins algéro-tunisiens). *Thèse Sci. Paris, Publ. Serv. Carte géol. Algérie, n.s., Bull. n°10, 1 vol. texte 659 p., 1 vol. pl.*

- Feely H.W. et Kulp J.L. 1957.** Origin of Gulf Coast salt dome sulfur deposits. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 41, 1082-1853.
- Goldman M.E. 1925.** Petrography of salt dome cap rock. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 9, 1, 42-78.
- Hatira N. 1988.** Les concentrations de Zn, Pb, Sr, (Ba), dans le cortex des diapirs de Trias salifère ; exemple du diapir de Sakiet-Koucha (Tunisie septentrionale). Comparaison avec d'autres massifs tunisiens et avec les caps-rocks de la Gulf Coast (U.S.A.). *Thèse Doct. Univ. Paris VI*, 2 /2 p.
- Hemadi H. 1987.** Les silicates et carbonates authigènes de diapirs du Nord de la Tunisie : signification chimique et thermique. *Thèse Doct. Univ. Paris XI*, 182p.
- Hoefs J. 1987.** Stable Isotope Geochemistry. 3<sup>d</sup> ed., Springer, Berlin, 240 p.
- Kreitler C.W. et Dutton S.P. 1983.** Origin and diagenesis of cap-rock Gyp-Hill and Oakwood salt domes, Texas. *The University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology Report of Investigations*, 131, 58 p.
- Kulke H. (1979).** Sédimentation, diagenèse et métamorphisme léger dans un milieu sursalé, exemple du Trias maghrébin. *Sciences de la Terre*, XXIII, 2, 39-74.
- Kyle J.R. et Agee W.N. 1988.** Evolution of metal ratios and  $\delta^{18}\text{S}$  composition of sulfide mineralization during anhydrite cap-rock formation, Hockley dome, Texas, USA. In: H.H. Posey & J.R. Kyle (Guest-Editors): *Fluid-rock interactions in the salt dome environment. Chem. Geol.*, 74, 37-55.
- Kyle J.R. et Price P.E. 1986.** Metallic sulfide mineralization in salt-dome caps-rocks, Gulf Coast. *Trans. Inst. Min. Metall.*, 95, B6-B16.
- Laatar E. 1980.** Gisements de Pb-Zn et diapirisme du Trias salifère en Tunisie septentrionale. Les concentrations péri-diapiriques du district minier de Nefate-Fedj-el-Adoum. *Thèse Doct. 3ème cycle, Univ. Paris VI*, 280 p.
- Lessard L. 1955.** Faciès bréchiqque dans le Crétacé supérieur et âge des premières manifestations diapiriques du Trias près de Khenchela (Constantinois). *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, N.S. 5, 381-390.
- Madre M. 1969.** Contribution à l'étude géologique et métallogénique du Djebel Ouenza (Est Algérien). *Thèse Doct. 3ème cycle, Univ. Paris*, 78 p., ann.
- Masse P. et Thieuloy J.P. 1979.** Précision sur l'âge des calcaires et des formations associées de l'Aptien sud constantinois (Algérie). Conséquences paléogéographiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIX, 65-71.
- Masse P. et Chikhi-Aouimeur F. 1982.** La plate-forme carbonatée de l'Ouenza (Sud Constantinois, Algérie). Organisation et dynamique durant l'Aptien supérieur. *Géol. Méditerran.*, Marseille, IX, 3, 259-267.
- Moulla S. et Thibiéroz J. 1993.** Le Trias enraciné, à célestine, de Béni-Mansour (Bejaïa). *Colloque «Trias 93», Boumerdès, Soc. Sci. Alg. Géol.* 25-26.
- Murray R.C. 1966.** Salt structures of gulf of Mexico basin. In: *Diapirs and diapirism, Amer. Assoc. Petr. Géol. Mem.*, 8, 99-121.
- Otmanine A. 1987.** Les minéralisations en fluorine, barytine, Pb, Zn et Fe sidéritique autour du fossé de Tébessa-Morsott. Relations entre paléogéographie albo-aptienne, diapirisme, structure et métallogénie. *Thèse Doct. 3ème cycle, Univ. Paris VI*, 220 p.
- Paraire-Akrour H. 1991.** Fluid inclusions of the F-Ba-Pb late paragenesis of borders of the Ouenza, Mesloul, Hameimat ed-Dahra diapirs (NE Algeria). In: *Source, Transport and Deposition of metals*, Pagel et J. Leroy (ed.) *Belkema, Rotterdam*, 219-222.
- Perthuisot V. 1978.** Dynamique et pétrogenèse des extrusions triasiques en Tunisie septentrionale. *Trav. Labo. de Géol. ENS. Paris*, 9, 312 p.
- Perthuisot V., Hatira N., Rouvier H. et Steinberg M. 1987.** Concentration métallique (Pb-Zn) sous un surplomb diapirique: exemple du Djebel Bou Khil (Tunisie septentrionale). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), III, 1153-1160.
- Perthuisot V., Rouvier H. et Smati, A. 1988.** Style et importance des déformations anté-vaconiennes dans le Maghreb oriental: exemple du diapir du Djebel Slatat (Tunisie centrale). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), IV, 391-398.
- Perthuisot V. et Rouvier H. 1988.** Les relations métal - soufre - eau - hydrocarbures - microorganismes et la genèse des concentrations de sulfures et de soufre des diapirs évaporitiques. In: H. Pélissonier et J.F. Sureau (éds): *Mobilité et concentration des métaux de base dans les couvertures sédimentaires- Manifestations, mécanismes, prospection. Document du BRGM*, 183, 269-278.

- Pohl W., Amouri M., Kolli O., Scheffer R. et Zachmann, D. 1986.** A new genetic model for the North African Metasomatic siderite deposits. *Mineral. Deposita*, 21, 228-233.
- Posey H.H., Kyle J.R., Light M.P.R. et Price P.E. 1987.** Mixed carbon sources for calcite caps-rocks of Gulf Coast salt domes, *In* ; I, Lerché J.J. O'Brien (editors): Dynamical geology of salt and related structures. *Academic Press. Orlando, Fla.* 593-630.
- Price P.E. et Kyle J.R. 1986.** Genesis of salt dome hosted metallic sulfide deposits: the role of hydrocarbons and related fluids. *In*: W.E. Dean ed., Proceedings of the symposium on organic and ore deposits. Denver Region Explor. *Geologists Soc.*, 171-184.
- Prikryl J.D., Posey H.H. et Kyle J.R. 1988.** A petrographic and geochemical model for the origin of calcite cap-rock at Damon Mound salt dome, Texas, USA. *Chem. Geol.*, 74, 67-97.
- Ranganathan V. et Hanor J.S. 1988.** Density-driven groundwater flow near salt domes. *Chem. Geol.*, 74, 173-188.
- Rouvier H., Perthuisot V. et Mansouri A. 1985.** Pb-Zn deposits and salt-bearing diapirism in Southern Europe and North Africa. *Econ. Geol.*, 80, 666-687.
- Rouvier R. 1990.** Les concentrations polymétalliques liées aux diapirs évaporitiques des confins algéro-tunisiens. Mission PNUD. *Rapport interne EREM*, Boumerdès-Algérie, 71 p.
- Saunders J.A., Prikryl, J.D. et Posey H.H. 1988.** Mineralogic and isotopic constraints on the origin of strontium-rich cap-rock, Tatum dome, Mississippi, USA. *Chem. Geol.*, 74, 137-152.
- Smati A. 1986.** Les gisements de Pb-Ba et Fe du Djebel Slatat (Tunisie du Centre-Nord) : minéralisations épigénétiques dans le Crétacé néritique de la bordure d'un diapir de Trias. Gisements de Sidi Amor ben Salem et de Slatat fer. *Thèse Doc. 3ème cycle, Univ. Paris VI*, 250 p.
- Thibiéroz J. et Madre M. 1976.** Le gisement de sidérite du Djebel Ouenza (Algérie) est contrôlé par un golfe de la mer aptienne. *Bull. Soc. Hist. nat. Afrique du Nord*, Alger, 67, 126-150.
- Vila J.M. 1993.** Comportement des terrains triasiques des confins algéro-tunisiens: le Trias dans tous ses états. *In*: Livret-Guide Excurs., Coll. «Trias 93, Algérie», *Publ. CRD Sonatrach*, Boumerdès, Algérie, III-1 à III-26.
- Vila J.M. et Charrière A. 1993.** Découverte d'Albien calcaire et de Trias resédimenté au Djebel Bou Jaber (partie ouest, Algérie) ; corrélations avec les forages et conséquences sur l'organisation du Crétacé inférieur des confins algéro-tunisiens. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 316-II, 243-249.
- Vila J.M., Benkherouf F. et Charrière A. 1994.** Interprétation du matériel triasique de la région de l'Ouenza (confins algéro-tunisiens) : un vaste «glacier de sel» sous-marin albien, à l'image des structures *off-shore* d'Aquitaine. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 318, II, 109-116.
- Werner M.L., Feldman M.D. et Knauth L.P. 1988.** Petrography and geochemistry in Richton dome cap rock (Southeastern Mississippi, USA). *Chem. Geol.*, 74, 113-135.