



HAL
open science

Silicifications du Jbel Ghassoul (bassin de Missour, Maroc) : les conditions de leur formation.

Médard Thiry, Mohamed Ben Brahim

► **To cite this version:**

Médard Thiry, Mohamed Ben Brahim. Silicifications du Jbel Ghassoul (bassin de Missour, Maroc) : les conditions de leur formation.. 2012. hal-00799316

HAL Id: hal-00799316

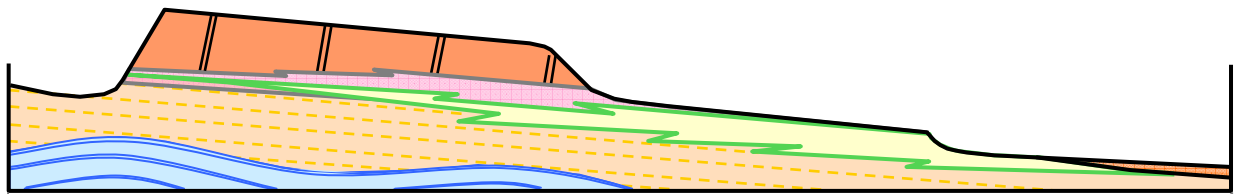
<https://minesparis-psl.hal.science/hal-00799316>

Submitted on 12 Mar 2013

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

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

Silicifications du Jbel Ghassoul (bassin de Missour, Maroc) : les conditions de leur formation



**Médard Thiry,
Mohamed Ben Brahim**

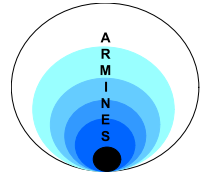
Référence :
No. Rapport : R121208MTHI



Université Mohamed Premier
Oujda, Maroc



Centre National pour la Recherche
Scientifique et Technique



Silicifications du Jbel Ghassoul (bassin de Missour, Maroc) : les conditions de leur formation

**Médard Thiry,
Mohamed Ben Brahim**

Référence :
No. Rapport : R121208MTHI

Centre de Géosciences
Ecole des mines de Paris, Fontainebleau, France

Mines-ParisTech – Centre de Géosciences
Equipe Géologie
35, rue Saint Honoré
77300 Fontainebleau, France

Tél. 01 64 69 49 27
Fax 01 64 69 47 13

Référence type :

Thiry M., Ben Brahim M. (2012). Silicifications du Jbel Ghassoul (bassin de Missour, Maroc) : les conditions de leur formation. Rapport d'étude No R121208MTHI, Centre de Géosciences, Ecole des Mines de Paris, Fontainebleau, France. 38 pages.

Ce document a été élaboré dans le cadre d'une convention entre le Centre National pour la Recherche Scientifique et Technique (CNRS) du Maroc et l'Université Mohammed Premier à Oujda (Maroc) à l'occasion du Programme d'Appui à la Recherche Scientifique (PROTARS III) - Appel d'Offre (D15/61).

Titre du projet :

Signification morphodynamique et implications pratiques des paléaltérations associées aux dépôts continentaux tertiaires du bassin de Missour (Maroc oriental).

Médard Thiry, Mines-ParisTech – Centre de Géosciences, 35, rue Saint Honoré, 77300 Fontainebleau, France, medard.thiry@mines-paristech.fr

Mohamed Ben Brahim, Université Mohammed Premier. Oujda. Maroc

EQUIPE	GEOLOGIE
VISA	

Sommaire

INTRODUCTION.....	1
GÉOMORPHOLOGIE ET GÉOLOGIE	1
LA SÉRIE SÉDIMENTAIRE DU JBEL GHASSOUL	3
DESCRIPTION DES SILICIFICATIONS.....	5
DESCRIPTION DES ÉCHANTILLONS	11
MINÉRALOGIE DES SILICIFICATIONS.....	14
PÉTROGRAPHIE DES SILICIFICATIONS	16
LES SILICIFICATIONS EN GOGOTTES LIEES AUX FORMATIONS DESTRUCTUREES	16
<i>Caractères généraux</i>	16
<i>Pétrographie</i>	17
<i>Interprétation</i>	20
LES SILICIFICATIONS SILEXOÏDES STRATIFIEES LIEES AUX NIVEAUX ARGILEUX	20
<i>Caractères généraux</i>	20
<i>Minéralogie</i>	22
<i>Pétrographie</i>	22
<i>Interprétation</i>	24
LES SILICIFICATIONS EN NODULES DANS LES CALCAIRES	27
<i>Caractères généraux</i>	27
<i>Pétrographie</i>	28
<i>Interprétation</i>	29
DISCUSSION	31
GÉOMÉTRIE DES SILICIFICATIONS.....	31
ORIGINE DE LA SILICE ET CIRCULATION DES EAUX	32
LES SEQUENCES MINERALES	32
GEOCHIMIE ET MECANISMES DE PRECIPITATION.....	33
ÂGE DES SILICIFICATIONS	34
CONCLUSION.....	35

Remerciements

Les auteurs remercient la **Société du Ghassoul & ses dérivés SEFRIOUI SARL** pour son accueil sur le site minier du Jbel Ghassoul et plus particulièrement Monsieur Salah Sefrioui pour son aide logistique et son hospitalité chaleureuse à l'ancienne gare de Tamdafelt.

Silicifications du Jbel Ghassoul (bassin de Missour, Maroc) : les conditions de leur formation

Introduction

L'étude des faciès sédimentaires évaporitiques du Jbel Ghassoul a été reprise, en privilégiant les problèmes des accidents siliceux associés aux argiles smectitiques exploitées au Jbel Ghassoul, qui à notre connaissance n'avaient jamais été examinés en détail. Nous avons porté notre attention sur les silicifications dans le but d'y rechercher des indicateurs de faciès qui permettraient de préciser les environnements paléogéographiques des dépôts, leurs caractères géochimiques et éventuellement y trouver des éléments de datation des dépôts.

Notre étude a mis en évidence des dépôts constitués presque exclusivement d'organismes siliceux (diatomées ou radiolaires) et qui n'avaient jamais été signalés précédemment. La reconnaissance de ces dépôts prend toute sa signification quand on sait que pour former les argiles smectitiques exploitées il faut combiner Mg et Si, le magnésium proviendrait des eaux du bassin évaporitique à dolomite et gypse, la silice proviendrait de ces dépôts d'organismes formés de silice à faible cristallinité et à solubilité élevée.

Si à l'avenir on parvient à déterminer le type d'organismes siliceux, il sera alors possible de préciser le paléoenvironnement (lacustre ou marin) des dépôts et éventuellement remettre en cause l'extension des dépôts marins actuellement admise pour le Miocène de la Moulouya.

Géomorphologie et géologie

Le bassin de la Moulouya forme un couloir intramontagneux bien délimité (Fig. 1). Le bassin du Jbel Ghassoul est situé en Moyenne Moulouya, encadré au sud par la bordure charriée du Haut-Atlas et au nord par les plateaux sub-tabulaires du Moyen-Atlas. Le bassin se présente comme un synclinal ouvert en éventail par suite de la divergence des axes du Moyen-Atlas et du Haut-Atlas, en prolongation de la gouttière subatlasique de Midelt (Raynal, 1961). Entre le Moyen-Atlas et le Haut-Atlas s'allongent des anticlinaux qui émergent des dépôts tertiaires et quaternaires. C'est dans une de ces dépressions que se situe le synclinal du Jbel Ghassoul.

Le bassin de la Moulouya est modelé par de vastes aplanissements de glacis-terrasses étagées qui convergent vers la Moulouya (Raynal, 1961 ; Lefèvre, 1989) (Fig. 2). Le Jbel Ghassoul culmine à 1439 m et la vallée de la Moulouya se situe vers 1000 m d'altitude dans ce secteur. Les glacis sont interprétés comme le résultat d'une morphogénèse active avec gélifraction intense dans une ambiance climatique froide et sèche (Lefèvre et al., 1985 ; Lefèvre, 1989). Les incisions correspondent à des périodes pluvieuses et plus chaudes avec incisions linéaires et accumulation alluviales (terrasses).

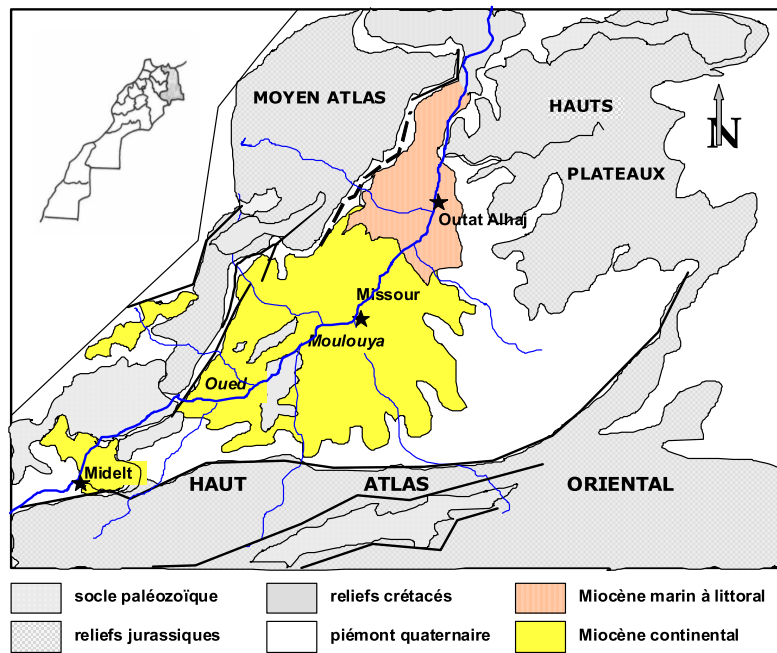


Figure 3 – Esquisse géologique du bassin de la Moulouya. Il faut noter la configuration très "fermée" de ce bassin vers l'aval. Cette relative fermeture n'a pas empêché la pénétration de la mer miocène, mais en revanche, elle a barré la pénétration de l'incision messinienne.

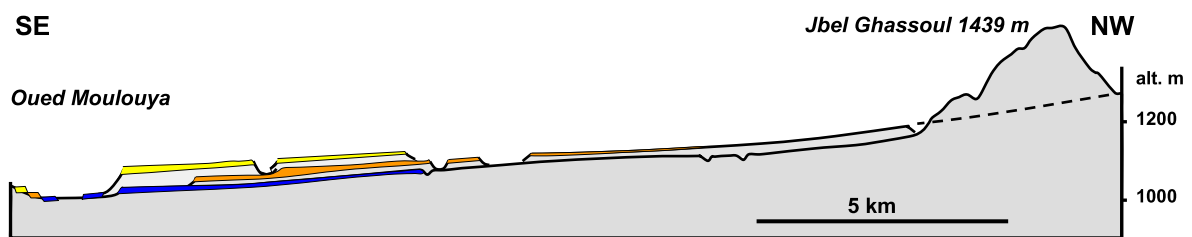


Figure 2 – Coupe transversale à la vallée de Moulouya le système de glacis-terrasses étagées qui s'ancrent le relief du Jbel Ghassoul (d'après Lefèvre, 1989).

Les premières considérations stratigraphiques, basées sur des corrélations de faciès avec d'autres bassins avaient conduit à envisager un âge Oligocène supérieur pour les formations du Jbel Ghassoul (de Lapparent, 1936 ; Termier et Dubar, 1940). Plus tard, des considérations morphologiques, sur la disposition des terrasses et glacis de la moyenne Moulouya ont conduit à attribuer ces formations au Pontico-Pliocène (Choubert, 1946 ; Raynal, 1952). Enfin, la découverte de rongeurs dans le Jbel Ghassoul (Benammi et Jaeger, 1995) a permis de rapporter ces formations au Miocène moyen (Serravalien, Tortonien).

Avec cette nouvelle attribution stratigraphique se pose la question des relations entre les formations miocènes continentales de la moyenne Moulouya, et en particulier du Jbel Ghassoul, avec les formations miocènes marines de la basse Moulouya (Fig. 1).

Se pose aussi la question de la position du Jbel Ghassoul par rapport aux structures plissées du Moyen Atlas et l'axe actuel de la vallée de la Moulouya. En effet, il faut essayer de replacer les dépôts par rapport aux structures atlasiques et en particulier rechercher les critères géologiques qui permettent de montrer : soit que le couloir synclinal entre le Moyen Atlas et les avants-monts du Jbel Tarhit/Missour et du Jbel Tamdafelt formait une zone

endoréique "perchée", soit qu'au contraire ce couloir était la prolongation directe du bassin messinien de la Moulouya et en formait la plaine côtière (Fig. 3). Jusqu'à présent les observations ont surtout porté sur les relations entre le Jbel Ghassoul et la bordure du Moyen Atlas qui est jalonnée de conglomérats. Il faut rechercher des indicateurs paléogéographiques (conglomérats ou autres) sur les flancs des Jbels Tarhit/Missour et Tamdafelt. Il faudrait aussi porter l'analyse sur l'extension et les variations latérales des faciès le long du couloir synclinal, depuis la zone amont de Ksabi (Jbel Chmouhria) jusqu'à la zone aval à l'Ouest de Missour (Jbel Armlal).

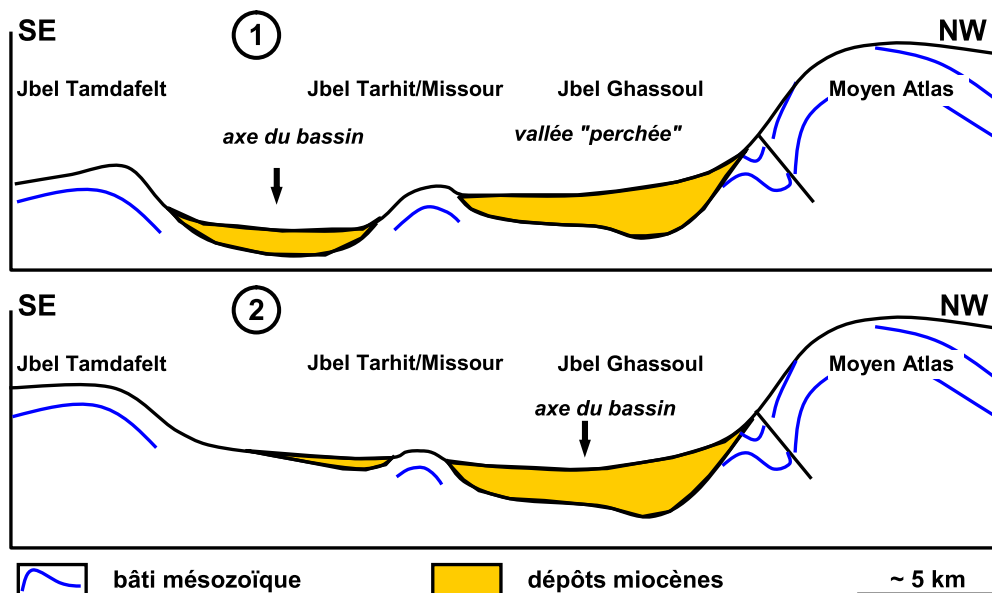


Figure 3 – Dispositions structurales envisageables pour les dépôts du Jbel Ghassoul : (1) les dépôts évaporitiques et lacustres sont confinés à une vallée "perchée" au pied du Moyen Atlas ; (2) les dépôts correspondent à la prolongation du bassin subsident messinien et en constituent la plaine côtière. Dans ce dernier cas il y aurait eu déplacement vers l'Est de l'axe du sillon après dépôts de la série du Ghassoul, soit par subsidence, soit par incision de la Moulouya.

Dans ce contexte paléogéographique doit être reposée la question de l'origine des épais dépôts de gypse du Jbel Ghassoul. Il est classiquement admis que le gypse qui est à la base des dépôts lacustres du Jbel Ghassoul est surtout nourri par les épaisses séries évaporitiques du Trias et du Crétacé des structures atlasiques. Cette assertion a été surtout étayée par le fait que la série du Jbel Ghassoul était considérée comme d'âge Plio-Quaternaire, qui n'est pas particulièrement une époque à dépôts évaporitiques. L'attribution au Miocène des formations du Jbel Ghassoul (Benammi et Jaeger, 1994) oblige à repenser le schéma paléogéographique de la Haute Moulouya. La proximité des formations messiniennes, riches en gypse, permet d'envisager que le gypse du Jbel Ghassoul puisse provenir des lagunes côtières messiniennes par redistribution éolienne ou même dépôt direct à partir d'incursion marines épisodiques (tempêtes) dans le fond du golfe messinien de la Moulouya.

La série sédimentaire du Jbel Ghassoul

La série sédimentaire du Jbel Ghassoul peut, en première approche, être subdivisée en quatre termes superposés (Raynal, 1961 ; Trauth, 1977 ; Düringer *et al.*, 1995) (Fig. 4). Un ensemble inférieur, constitué à la base d'une épaisse série argilo-silteuse rouge dont il est difficile de préciser l'épaisseur. Une série gypseuse blanche, surtout formée de gypse saccharoïde avec quelques passées argileuses et renfermant des lits de gypse en fer de lance et

à pied d'alouette, typiques de formations évaporitiques lagunaires. Une série intermédiaire, carbonatée, qui referme les argiles du Ghassoul qui forment des niveaux plus ou moins continus et dont l'épaisseur varie entre 10 et 70 cm, atteignant exceptionnellement 1m. Cette série intermédiaire est plus ou moins riche en gypse sous forme de roses de gypse. L'ensemble supérieur est presque exclusivement carbonaté, avec une prédominance de calcaires en gros bancs massifs.

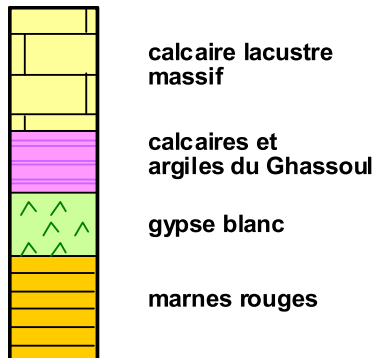


Figure 4 – Succession schématique des faciès sédimentaires au Jbel Ghassoul. Quatre termes sédimentaires majeurs peuvent être distingués, ils présentent de nombreux passages latéraux entre les contreforts du Moyen Atlas et le centre de la gouttière (Duringer *et al.*, 1995) .

Le gypse, autant dans le terme gypseux inférieur, que dans la série à argiles du Ghassoul, montre très souvent des faciès de type "secondaire" avec précipitation de gypse fibreux en peigne ou de gypse saccharoïde dans les fentes verticales et obliques, et dans des joints de stratification (Duringer *et al.*, 1995). Ces différents faciès "secondaires" peuvent être récents, liés à la mise à l'affleurement de la série, mais ceci n'est pas exclusif. Ils peuvent aussi être "primaires" dus à des remobilisations lors de périodes d'abaissement de la nappe phréatique, ou simplement issus de remobilisations nourries à partir de formations éoliennes accumulées en périphérie des dépressions évaporitiques (cf. lunettes des lacs salés actuels).

Les silicifications sont particulièrement bien développées et abondantes dans le troisième terme des calcaires à argiles du Ghassoul. Elles y forment des corps lenticulaires et des accidents siliceux irréguliers de taille métrique tout comme des nodules et filets siliceux centimétriques à millimétriques. Elles présentent une très grande variété des structures et de morphologies. Les volumes que représentent ces silicifications sont particulièrement importants au voisinage des lentilles d'argiles du Ghassoul, dans certains secteurs leur volume égale ou excède même celui des argiles. Néanmoins des silicifications sont également présentes dans la série du gypse, plus particulièrement vers le sommet de cette série. Des silicifications touchent aussi les calcaires lacustres supérieurs qui montrent de nombreux nodules siliceux plus ou moins scoriacés et des plaquages de silice sur les épontes de fentes verticales et horizontales. Les silicifications des calcaires lacustres sont surtout bien développées à la base de cette formation et disparaissent vers leur sommet.

Notons que l'importance des diverses silicifications est telle que certaines pentes du Jbel, en particulier à la base de la série dans le secteur minier, sont complètement recouvertes et masquées par des éclats de taille préhistoriques. L'abondance de l'industrie préhistorique se retrouve sur les glacis autour du Jbel, jusqu'à la Moulouya.

Enfin il faut noter que les couches sédimentaires sous le calcaire lacustre (en particulier la série intermédiaire qui referme les argiles du Ghassoul) sont complètement déstructurées sur 10-20 de profondeur sur les flancs des reliefs. Cette déstructuration se marque par le développement de nombreuses "cassures" subverticales plus ou moins parallèles à la pente des reliefs, des structures de soutirement et d'effondrement, le développement de brèches, etc., qui oblitérent entièrement la stratigraphie des dépôts. La dissolution des niveaux de gypse sous-jacents, conjuguée avec des fluages des niveaux d'argile est vraisemblablement responsable de la déstructuration des zones proches de

l'affleurement. Ces déstructures sont particulièrement bien développées à l'entrée des galeries d'exploitation, elles disparaissent assez rapidement en s'enfonçant dans les reliefs où les couches sont régulières tout au long des galeries. Cette déstructuration est spécifique des zones d'affleurement de la série intermédiaire à lentilles d'argile et n'est pas présente dans les entailles récentes des reliefs. Ces déstructurations rappellent par de nombreux aspects des structures de cryoturbation et des coins de glace. Elles seraient apparentées structures périglaciaires observées régionalement (Raynal, 1961) et en relation avec les climats froids avancés pour le façonnement des glacis (Lefèvre et al., 1985 ; Lefèvre, 1989). Des structures périglaciaires ont effectivement été observées régionalement jusqu'à 1300 m d'altitude, c'est à dire à l'altitude du Jbel Ghassoul (Raynal et al., 1986).

Description des silicifications

Quatre secteurs, correspondant aux occurrences et aux faciès les plus typiques des silicifications du Jbel Ghassoul ont été échantillonnés (Fig. 5).

- 1) Des silicifications de type "gogotte", de taille centi- à pluridécimétrique, de forme ovoïde, à contours réguliers, de couleur claire et d'aspect rugueux, avec néanmoins des cœurs ou des rognons plus lustrés et plus sombres (Fig. 6). Elles sont souvent en relations plus ou moins directe avec les niveaux d'argile du Ghassoul, au sein d'un encaissant meuble marneux ou gypseux complètement déstructuré. Des pseudomorphoses de cristaux de gypse se rencontrent souvent en connexion avec les silicifications de type "gogotte" (Fig. 7). Ces silicifications ont été échantillonnées dans le secteur occidental des exploitations, au NW des bâtiments de la mine, en remontant vers le "col de flanc", relativement près du contact avec le terme gypseux qui est déjà très réduit en épaisseur dans ce secteur.
- 2) Des accidents siliceux sombres, à structure interne litée, cassure silexoïde et cortex pulvérulent, plus ou moins disposés en lit se rencontrent en relation étroite avec les niveaux argileux de la série du Ghassoul (Fig. 8). Ces accidents siliceux montrent quelquefois des rubanements ou litages d'aspect sédimentaire. Ils ont été échantillonnés dans le secteur minier au fond du vallon au sud des bâtiments de la mine, plus haut dans la série des calcaires et argiles du Ghassoul et en retrait des affleurements du terme gypseux.
- 3) Des silicifications en nodules et rognons, claires et sombres, de taille centi- à décimétriques, à cassure silexoïde, disposées en lits ou selon des fractures, se rencontrent au sein de bancs carbonatés (Fig. 9). Ces silicifications ont été échantillonnées dans le même secteur que les silicifications précédentes, au sommet de la série des calcaires et argiles du Ghassoul, voire même à la base des calcaires lacustres supérieurs.

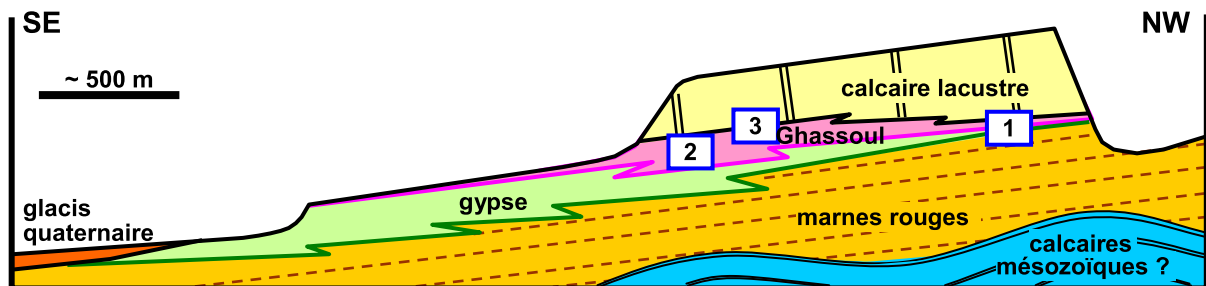


Figure 5 – Coupe schématique du Jbel Ghassoul avec la localisation des silicifications échantillonnées par rapport aux dispositions morpho-stratigraphiques. Les numéros renvois aux descriptions dans le texte.

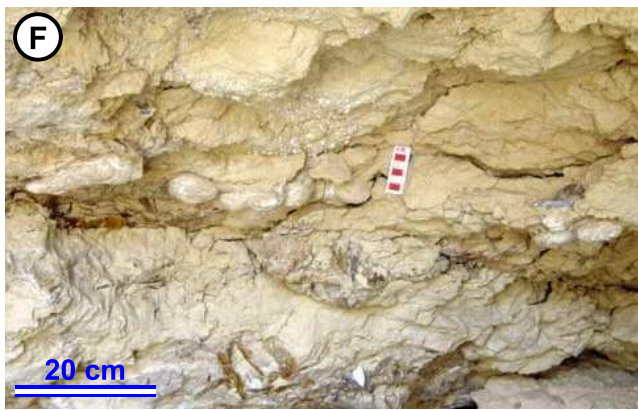


Figure 6 – Les silicifications en "gogotte" dans les formations déstructurées au voisinage de l’affleurement. (A) Rognons silicifiés enchâssés dans la couche du Ghassoul à l’entrée d’une galerie. (B) Coupe de rognons silicifiés au toit de la couche de Ghassoul. Noter la couleur brun sombre des silicifications. (C) "Gogottes" au sein de matériaux gypseux en flanc de colline (entrée de galerie). Noter les fissures silicifiées qui recouperent le rognon inférieur et les lames silicifiées (lame sombre pointée par flèche) au sein du gypse. (D) "Gogotte" au sein de grands cristaux de gypse en rose des sables. (E) "Gogotte" extraite montrant des couches silicifiées successives autour d’un noyau central (indicateur d’une croissance centrifuge). (F) "Gogottes" centimétriques disposées en chapelet au sein de marnes gypseuses. (G) Fracture au travers d’une "gogotte" montrant des concrétionnements de silice avec des morphologies "caverneuses" où l’on reconnaît des fantômes de gypse. (H) Coupe d’une "gogotte" montrant la couleur sombre et mouchetée de ces silicifications et des fentes en forme de navette qui résultent de la dissolutions de cristaux de gypse qui ont été inclus dans la silicification. Echantillon 8511. (I) Coupe d’une "gogotte" montrant la structuration interne en enveloppe autour d’un noyau central. Noter aussi les petits vides vermiculés de l’enveloppe extérieure qui évoquent des traces de racines ou de fines bioturbations. Echantillon 8509.

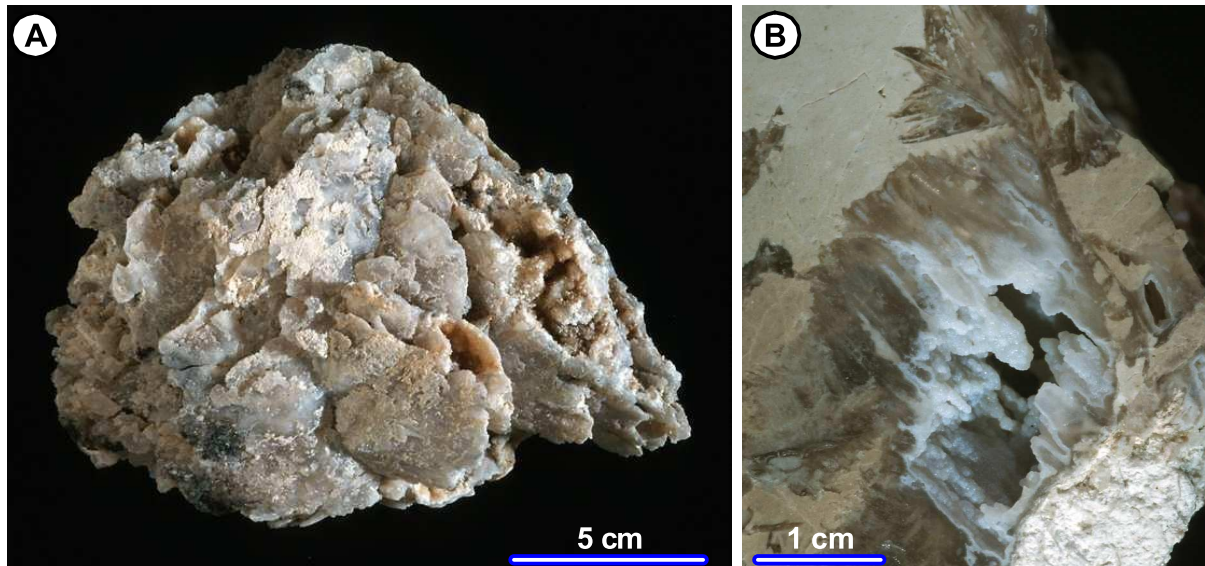


Figure 7 – Pseudomorphoses siliceuses de cristaux de gypse dans les formations déstructurées au voisinage de l’affleurement. Les cristaux de gypse de vont pas remplacés par la silice, mais dissous, puis de la silice a précipité dans les cavités de dissolution, maintenant les formes des cristaux (pseudomorphose). (A) Cristaux de gypse en rose des sable, pseudomorphosés par des concrétions de silice bleutée (calcédoine), au sein de matériaux gypseux en flanc de colline (entrée de galerie). (B) détail de concrétions de calcédoine qui pseudomorphosent des cristaux de gypse dissous. Echantillon 8528.

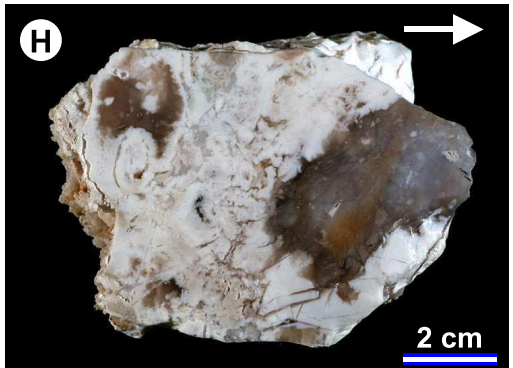
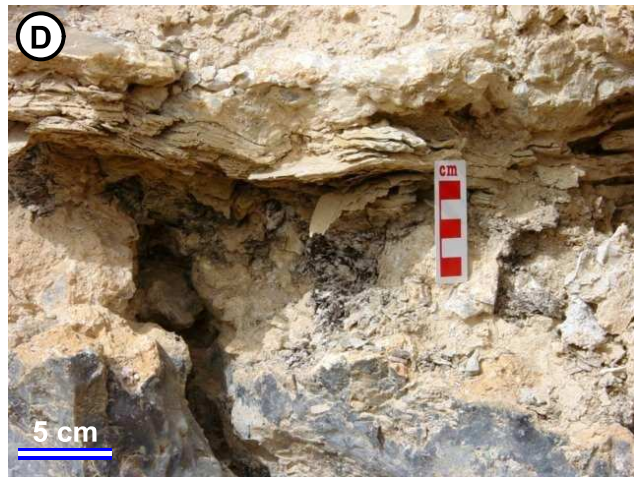


Figure 8 – Accidents siliceux lités latéraux aux lentilles d’argiles du Ghassoul. (A-B & C) Différents aspects des silicifications litées encaissées dans les formations argilo-calcaires de la série du Ghassoul. (D) Aspect pulvérulent et lité en bordure d’un accident siliceux. (E) Aspects pseudobrèche de certains accidents silicifiés. Cet aspect est surtout dû aux nombreux vides cimentés par des concrétionnements de silice. (F) Fracture enduite par des concrétionnements de calcédonite bleutée. (G) Silicification à cœur sombre, mouchetée de granules beiges, limite inférieure très échancrée, un peu comparable à l’aspect scoriacé de certaines des silicifications sombres. Lui fait suite (vers le bas) une silicification rubannée, onduleuse, avec alternance de lamines plus claires et plus sombres qui deviennent de plus en plus ternes et porcelanées vers le bas. Présence d’une fente verticale, ouverte et remplie de silice sombre. Echantillon 8522, la flèche indique le haut. (H) Silicification irrégulière, siliceuse, à nodules sombres dans une silicification claire plus ou moins scoriacée. Les nodules sombres montrent des contours irréguliers au contact du faciès clair silicifié, et préservent aussi des granules clairs à l’intérieur de la masse. Le faciès scoriacé montre de nombreux vides, fentes ou vides irréguliers et diverticulés, à remplissage de silice brune ou au contraire translucide. Ce sont ces silicifications des vides qui donnent un aspect scoriacé à ces nodules en surface. Echantillon 8527, la flèche indique le haut.

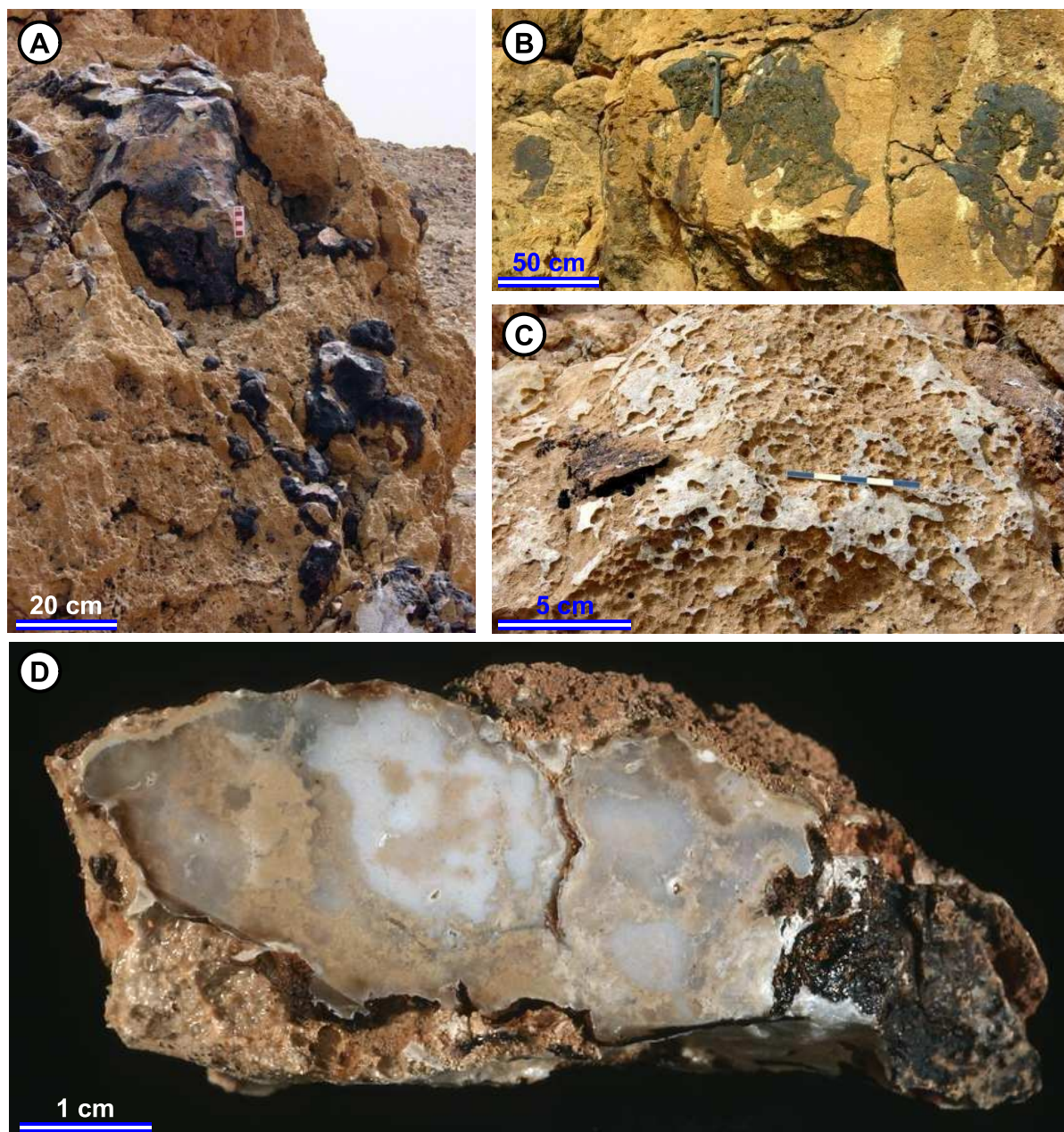


Figure 9 - Silicifications en nodules et rognons dans les calcaires lacustres supérieurs.
 (A) Rognons de silex à patine noire dans un banc calcaire. Noter l'aspect irrégulier des rognons siliceux, souvent connectés entre-eux par un réseau de fentes plus ou moins continues. (B-C) Silice en plaquage dans des fentes. (D) Silicification nodulaire dans calcaire beige. Tous les faciès sont entièrement silicifiés, aussi bien les faciès blancs que les faciès beige. Fentes tardives recoupant la silicification (?) et développement d'un cortex Si sombre autour du nodule. Echantillon 8530.

Description des échantillons

numéro	description
	Site 1 - Montagne de la Mine - flanc N vers le col de flanc. Diverses entrées de galeries avec gogottes. Silicifications dm, disposées dans le Ghassoul. Coupe prise de l'amont vers l'aval.
8509	gogotte à pédoncules centimétriques, l'intérieur montre des noyaux siliceux, compacts et à enveloppe extérieure plus porcelanée avec nombreux petits vides diverticulés <1mm. Couleur beige des noyaux internes, avec cortex plus sombre (couleur Ghassoul), extérieur terne beige-brunâtre. Très belles morphologies externes.
8510	gogotte avec enveloppes successives et cortex poreux, nette dissymétrie apicale avec enveloppe plus épaisse sur le haut (=coiffe ?).
8511	gogotte décimétrique, à enveloppes successives, cœur siliceux montre aussi des zones concentriques, autour du cœur de grands vides pluri-mm qui montrent des structures lamellaires = gypse, et concrétionnements bleutés = calcédonite, enveloppe extérieure avec couleurs ocre-brunâtres, amiboïdes, irrégulières, enveloppe extérieure ou plutôt cortex poreux (altération ?) plus au sommet de la gogotte qu'en dessous.
8512	gogotte tubulaires Ø 2 cm allongé 10 cm, d'autres en poupée. Allongement horizontal et vers l'extérieur de la galerie (flanc de la montagne).
	30 m vers l'aval - petite coupe avec gogottes arrondies, horizontales par ailleurs également niveaux plus scoriacés, irréguliers à composante verticale, gypse pseudomorphosé.
8513	silice irrégulier, morphologie scoriacée, allongement vertical, emballé dans remplissage terreux récent (?) dans les cavités de dissolution ?
	50 m vers l'aval (Est) – entrée de galerie avec gros cristaux de gypse décimétriques, d'apparence tardive, qui moulent et éventuellement éclatent les silicifications.
8514	silicification décimétrique, très nombreuses structures boursoufflées et mamelonnées, montrent de belles structures en pelures d'oignon, avec pelures plus ou moins silicifiées, grands cristaux de gypse.
	20 m vers l'aval , entrée de galerie, niveau du Ghassoul de 20-30 cm d'épaisseur, surtout plaquettes (gogottes) de silice enveloppées par des "pelures" de Ghassoul.
8515	silicification sombre, noire, avec nombreuses inclusions plus claires, fines ou en petits lits horizontaux (strati ?), peut-être du Ghassoul préservé ? Surface extérieure très irrégulière, enchâssée dans le Ghassoul, pas ou peu de cortex, morphologie et texture interne complètement différente des gogottes.
	Site 2 - Galerie en fond de vallon - flanc sud Montagne de la Mine, 50 m de profondeur.
8516	silicification beige-verdâtre, homogène, traces de racines (ou terriers), contour irrégulier, avec protubérances "aiguës", semblable à 8515, enchâssée dans ghassoul, se présente en banc régulier de 10 cm d'épaisseur.
8517	silicification brune morphologie irrégulière, structure pseudobréchique, avec granules/pigments très très fins, beige, qui constellent la silicification brune. Fente tapissée de silice bleutée (calcédoine ?). Cortex scoriacé clair qui montre du "faïençage" de déshydratation.
8518	silicification brune, constellée par endroit de fines poussières beiges, surface scoriacée, irrégulière, traces de racines (?), vides mm tapissés de calcédonite bleutée.
8519	silicification brune idem 8518, épais cortex scoriacé dans lequel se distinguent des tubules de calcédonite bleutée, très fins, bien préservés, à l'évidence libérés d'une gangue, vraisemblablement de silice ... ceci indiquera que le cortex provient de la dissolution du silice.

8520 idem 8519, cortex scoriacé pénétrant le silex massif à partir de fentes installées sur les contours de ce dernier. Le silex est moucheté par granules/pigments bruns clairs à aspect flottant.

Site 3 - Fond de ravin - grosses masses silicifiées sous les calcaires plus épais (2m) eux-mêmes silicifiés.

- 8521 Silicification beige-gris, nodules dm, nodules internes apparemment sans structure, juste petite pigmentation beige, mais entourés de silice à structure feuilletée qui enveloppe ces nodules "primaires" (compaction du sédiment autour du rognon avant silicification ?), enveloppes couleur miel, fente à calcédonite (?) rougeâtre.
- 8522 silicification à cœur sombre, mouchetée de granules beiges, limite inférieure très échancrée, un peu comparable à l'aspect scoriacé de certaines des silicifications sombres, ... lui fait suite (vers le bas) une silicification rubanée, onduleuse, alternance de lamines plus claires et plus sombres, qui deviennent de plus en plus ternes et porcelanées vers le bas (altération ?) ... présence d'une fente verticale, ouverte et remplie de silice sombre.
- 8523 silicification sombre, grise-noire, montrant structures de nodules massivement silicifiés. Présence de granules plus clairs dans silex et vides avec dépôt de silice à structure granuleuse « géodique ».
- 8524 Structure feuilletée (argiles) massivement silicifiée manifestant une morphologie contournée en nodule. Alternance de feuillets clairs et sombres (ghassoul ?) avec parfois des textures granuleuses claires prises dans le silex et pigments noirs mouchetant la masse silicifiée sans orientation particulière.
- 8525 Silicification massive, grise claire à bleutée, à structure interne plus ou moins nodulaire manifestant parfois des cortex friables. Des fentes mm sont parfois visibles qui sont remplies de silice claire.
- 8526 Niveau argileux décimétrique à grands feuillets fins compactés, beige-verdatres, silicifiés à aspect cartonné, avec développement de nodules beige clairs Ø 2cm, à noyau silicifié plus ou moins sombre, qui passent en travers des feuillets.
- 8527 Silicification supérieure plus ou moins massive affectant faciès clair pulvérulent (scoriacé ?) avec fentes diverticulées à remplissage brun silicifié. Les nodules sombres de silex montrent des contours irréguliers au contact du faciès clair silicifié, et préservent aussi des granules clairs à l'intérieur de la masse. Le faciès scoriacé montre aussi des figures de dissolution différentielle qui met en relief les fentes à remplissage silicifié.
- 8528 Faciès gypsifère silicifié avec conservation de structure nodulaire du sédiment originel. La structure fibreuse du gypse est préservée par la silicification.
- 8529 Dalle calcaire massive (7-8m) au-dessus du niveau précédent, montrant des silicifications en nodules sur réseau karstique de type Hamada, avec placages siliceux sur fentes de 0,5 à 1 cm d'épaisseur. Les nodules calcaires silicifiés sont affectés par une dissolution différentielle qui leur donne un aspect scoriacé caractéristique, avec remplissage de fentes et microkarstification. Une patine sombre plaque les nodules en surface et à l'exposition
- 8530 Silicification nodulaire dans calcaire beige avec fentes à remplissage fin silicifié, type silicification de nappe dans Hamada du Guir. Développement d'un cortex Si sombre fin autour du nodule et fentes tardives recoupant le nodule primaire.
- 8531 Calcaire nodulaire massivement silicifié à patine sombre et cortex sombre mm bien distincts. Le calcaire silicifié montre une micro porosité très importante (vides géodiques ?).

- Site type 1 - Ghachoia** – fond de ravin – mines superposées – grande galerie se caractérise par des murs verticaux de gypse et argile qui recourent la couche (glissement, décompression, pendage vers le vallon). Belle couche de Ghassoul (1 m) avec au mur et au pied (?) de grosses gogottes multilobées de silice avec fentes de retrait (déshydratation ?), aussi gogottes cm dispersées au sein du Ghassoul, certaines scoriacées (gypse dissous ?) ;
- 8532 Silex de gogotte pris dans faciès ghassoul de la mine de Ghachouia, 50-60 m au fond. Faciès sombre plus ou moins caverneux à remplissage géodique. Préservation de granules et nodules mm à cm du sédiment originel dans masse silicifiée.
- 8533 gogotte, beige, au sein du Ghassoul, taille décimétrique, avec cortex laminé (\pm sombre) et fente de retrait (septaria) à l'intérieur.
- Site 4 - Au bout du Jbel** - vers l'Est, série inférieure à gypse (et que du gypse ?) ... plus que quelques bancs isolés et peu étendus de silice, alors que vers l'Ouest (100 à 200 m à l'Ouest) il y a sensiblement plus de silice.
- 8534 nodule (?) silice claire, aspect saccharoïde du gypse (?), il subsiste du gypse résiduel.

Minéralogie des silicifications

Tous les accidents siliceux échantillonnés ont été soumis à l'étude minéralogique par diffraction des Rayons X (méthode des poudres). La minéralogie est évidemment dominée par les minéraux de la silice. Les minéraux non-siliceux sont des traces de dolomite et quelques fois de gypse.

Pour les minéraux siliceux il convient de faire quelques remarques préliminaires.

- 1) Le quartz est le minéral très largement dominant dans les accidents siliceux. Ses raies sont en général intenses et fines, ce quartz a une cristallinité "normale" (Fig. 10A). Toutes les silicifications ovoïdes (gogottes) présentent ce type de quartz. Les silicifications siliceuses et à cortex scoriacés/pulvérulents, amiboïdes ou en banc, montrent en revanche des quartz aux raies élargies, indiquant du quartz avec nombreux défauts de structure, à faible cristallinité (Fig. 10B). C'est le cas de près de la moitié des échantillons (8516, 8517, 8518, 8519, 8520, 8521, 8522, 8523, 8524, 8525, 8526, 8527, 8528, 8532).
- 2) La moganite, une variété de silice (hydratée) décrite par Flörke *et al.* (1984). Les raies sont celles du quartz avec quelques raies supplémentaires de faible intensité (Fig. 10B). Sa détermination n'est pas aisée mais elle est assurée dans les échantillons étudiés par la présence d'une raie à 3,11 Å. Néanmoins, il est difficile d'en évaluer la quantité, le quartz restant dans tous les cas majoritaire. La moganite a été reconnue dans une douzaine d'échantillons (8514, 8517, 8518, 8520, 8521, 8522, 8523, 8525, 8526, 8527, 8528, 8532) ; ce sont essentiellement les mêmes échantillons, siliceux à cortex scoriacés/pulvérulents, que ceux qui présentent des raies de quartz élargies. Il faut préciser que de nombreuses raies du quartz sont bien distinctes des raies de la moganite qui ne peut donc être responsable de cet élargissement.
- 3) L'opale-CT (Fig. 10C) a été rencontrée dans les silicifications d'aspect rubané avec faciès pulvérulents liées aux niveaux d'argile du Ghassoul (8516, 8517, 8521, 8522, 8524, 8526, 8527). Ce sont également ces silicifications qui montrent des concrétionnements de lussatite dans les pores (voir étude pétrographique).
- 4) Vers 4,45 Å se marque quelquefois une bande de diffraction de faible intensité (Fig. 10B & D). La position de cette bande correspond aux réflexions des plans (110) et (020) des minéraux argileux, pourtant il n'y correspond pas de raie basale (001) d'argile. Cette raie est vraisemblablement à rapporter à des feuillets résiduels d'argile (Rayot *et al.*, 1992). Elle correspondrait à l'altération des particules argileuses avec destruction des couches octaédriques et transformation des feuillets tétraédriques en feuillets du type de la tridymite ou de la cristobalite, sans destruction totale de la structure de base des argiles. Une telle bande de diffraction est marquée dans la plupart des échantillons liés aux argiles du Ghassoul et qui contiennent de l'opale-CT (8515, 8516, 8517, 8518, 8521, 8522, 8523, 8525, 8528, 8532).

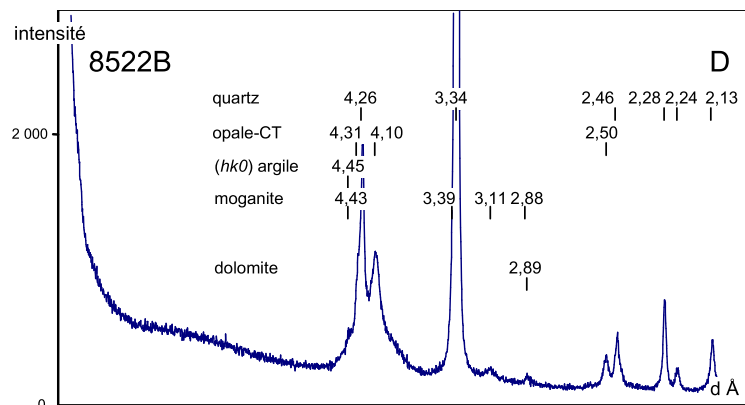
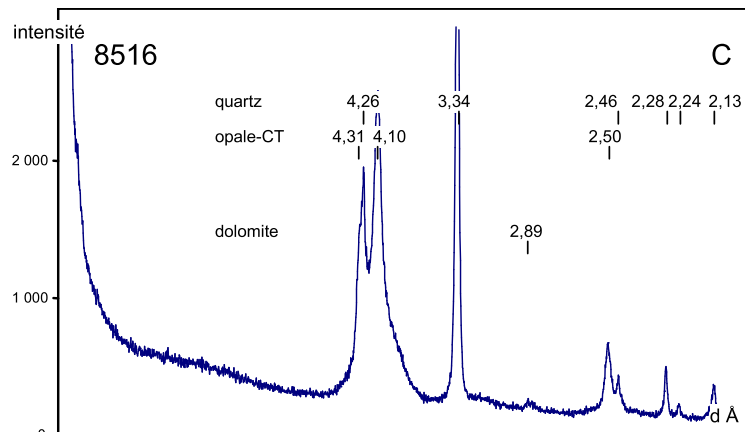
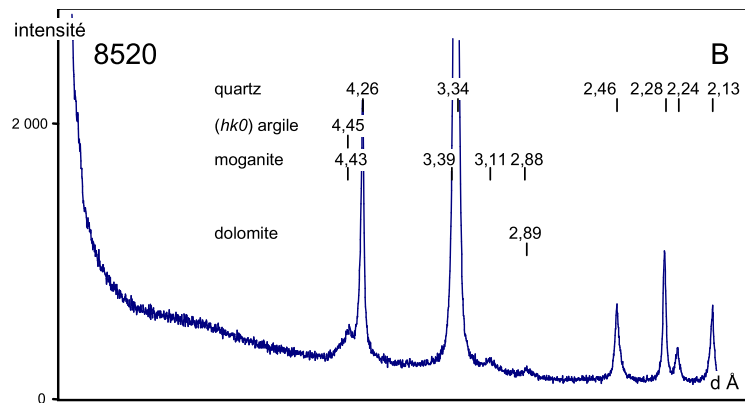
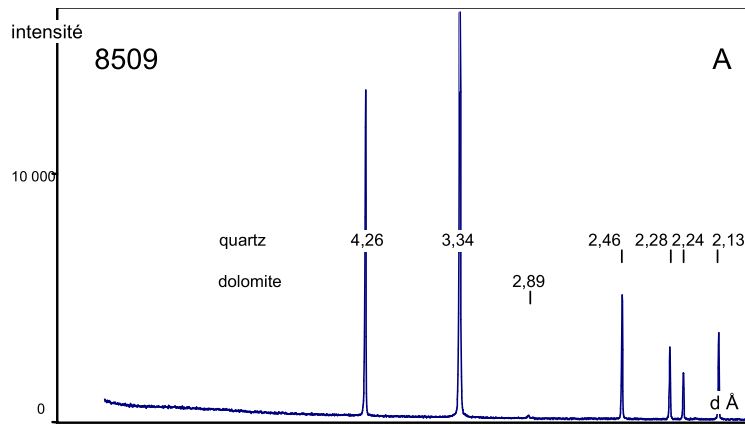


Figure 10 – Diagrammes de diffraction des Rayons X des variétés de silice rencontrées dans les silicifications du Ghassoul. (A) Quartz bien cristallisé des "gogottes". Noter la finesse et la forte intensité des raies de diffraction. (B) Moganite. La raie vers 4,45 Å est d'intensité trop forte par rapport à la fiche de référence, aussi il lui a aussi été rapporté des diffractions relatives aux plans (hk0) des minéraux argileux. Noter l'élargissement des raies du quartz. (C) Opale-CT aux raies toujours élargies, mais qui peuvent être intenses. (D) raie vers 4,45 Å (également notée dans B) et qui est éventuellement à rapporter à des structures héritées de feuillets phylliteux altérés.

Pétrographie des silicifications

L'examen des lames minces au microscope optique permet de reconnaître différents "faciès pétrographiques" de silicification. Il permet aussi de préciser les relations géométriques entre les "faciès pétrographiques" pour les replacer dans des séquences temporelles de dépôt/transformations/recristallisations et éventuellement les rapporter à un faciès sédimentaire primaire. On examinera successivement les caractères pétrographiques des 3 grandes variétés de silicification distinguées ci-dessus :

- 1) les silicifications de type "gogotte" associées aux faciès déstructurés et gypseux ;
- 2) les silicifications silexoïdes stratifiés liées aux niveaux argileux ;
- 3) les silicifications en nodules et rognons contenus dans les niveaux calcaires.

Les silicifications en gogottes liées aux formations déstructurées

Caractères généraux

Les silicifications en gogottes sont associées aux formations gypseuses de la base de la série du Ghassoul dans le secteur occidental des exploitations. Elles apparaissent particulièrement abondantes dans l'entrée des galeries d'exploitation et disparaissent à quelques dizaines de mètres en retrait de la zone d'affleurement. Les gypses de ces niveaux sont pour l'essentiel des gypses secondaires en grands cristaux, dans des zones où la stratification primaire est complètement bouleversée par les cristallisations de gypse et par des fractures subverticales parallèles au flanc de la colline. Si les stratifications sont complètement bouleversées et effacées par ces "fractures", des gogottes sont néanmoins alignées selon des niveaux horizontaux relativement réguliers (Fig. 6F & 11).

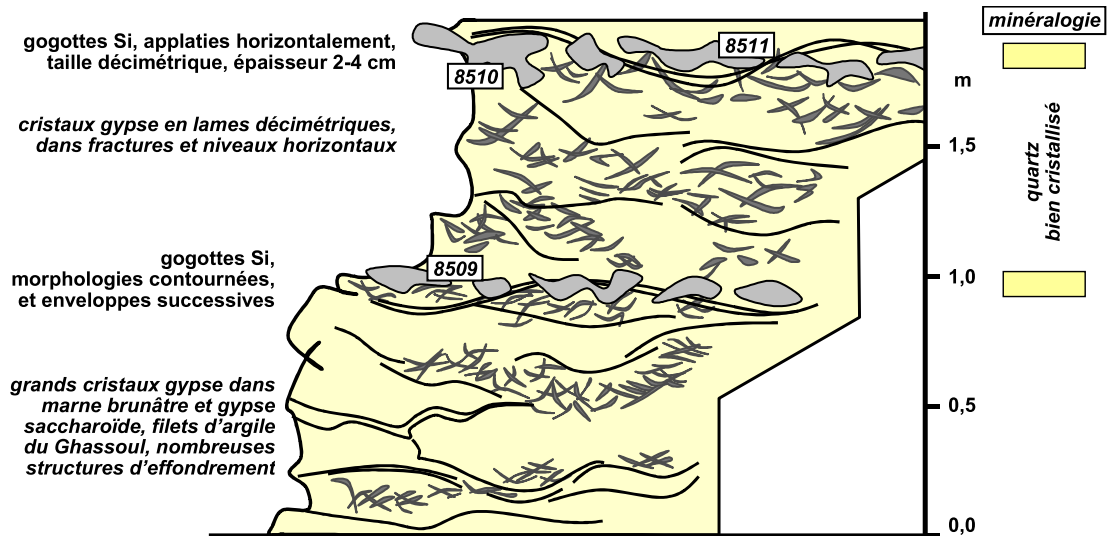


Figure 11 – Disposition des silicification en gogottes en sein des formations déstructurées proches de l'affleurement et enrichies en gypse (cristaux, remplissages de fractures, etc.).

Les relations entre gypse et silicification sont complexes. Des cristaux de gypse ont été silicifiés, ou du moins inclus dans les silicification (Fig. 6G & 6H) et sont donc indubitablement antérieurs aux silicifications. Mais le gypse apparaît extrêmement mobile dans ces zones proches de l'affleurement et de nombreux cristaux de gypse sont aussi postérieurs aux silicifications et moulent les gogottes (Fig. 6D).

Ces silicifications sont toujours à contour régulier et souvent montrent des enveloppes successives qui se recouvrent les unes les autres (Fig. 6E & 6I). Ces enveloppes montrent clairement que ces silicifications se sont développées de manière centrifuge, par addition d'enveloppes silicifiées d'épaisseur centimétrique.

Pétrographie

En lame-minces, la pétrographie des silicifications en gogottes est relativement monotone : essentiellement constituée de quartz microcristallin, le plus souvent très fins, quelques fois un peu plus gros (Fig. 12A). Cette matrice de quartz microcristallins peut correspondre à deux "fabriques" distinctes : (1) l'une ne laisse entrevoir aucune structure primaire du matériel initial silicifié, ni par la granularité des quartz microcristallins, ni par des impuretés incluses ; (2) l'autre fabrique montre en lumière polarisée (non analysée) des structures sphérolithiques et micronoduleuses soulignées par de fins pigments dispersés dans la matrice et, en lumière analysée, une granularité variable du quartz microcristallin en rapport avec ces structures. Quelques rares structures s'apparentent sans conteste à des débris de coquilles, exceptionnellement des coquilles entières sont préservées. Les seules inclusions, quand elles existent, sont constituées de petits cristaux de calcite, de forme rhomboédrique, de 2 à 30 μm de diamètre (Fig. 12A).

Des cristaux plus grands et d'habitus variés se développent dans les pores et les vides initiaux du matériel silicifié. Il faut souligner l'absence de fentes dans ces silicifications en gogottes.

Séquences quartz palissadiques / quartz en mosaïque

Ce sont des séquences de cristallisation relativement "classiques" (Fig. 12B & 12C) : (1) débutant par des dépôts concrétionnés sur les bordures du vide et formés de quartz palissadiques très allongés et disposés en éventail, qui résultent selon toute vraisemblance de la recristallisation de calcédonite, voire de dépôts primaires d'opale ; (2) se poursuivant par la cristallisation de quartz en mosaïque, sub-automorphes, au centre des vides. L'allongement des quartz palissadiques est positif ou négatif, variant d'un échantillon à l'autre.

Quartz pétaloïdes

Le développement de quartz pétaloïdes (Arbey, 1980) est une des caractéristiques de ces silicifications en gogottes. Ce sont de grands cristaux de quartz, de 100 à 250 μm d'allongement, qui se développent de manière radiale autour d'un point central, évoquant l'étalement des pétales d'une fleur (Fig. 12D). Le point central de germination montre souvent d'autres petits cristaux de quartz allongés mais plus ou moins obliques sur les rayons de la cristallaria (Fig. 12D et 13C). De toute évidence, ces petits cristaux ne sont pas développés, ou leur développement a été bloqué par les cristaux dont l'axe de croissance était bien orienté selon les rayons de la cristallaria. Les terminaisons des grands cristaux de quartz montrent souvent des formes automorphes avec des stries de croissance (Fig. 13C), indiquant une croissance dans un pore, en contact direct avec la solution nourricière. Certains des cristaux montrent clairement des stries de croissance de faciès "cubique" (voir ci-dessous) et à allongement positif (Fig. 13C).

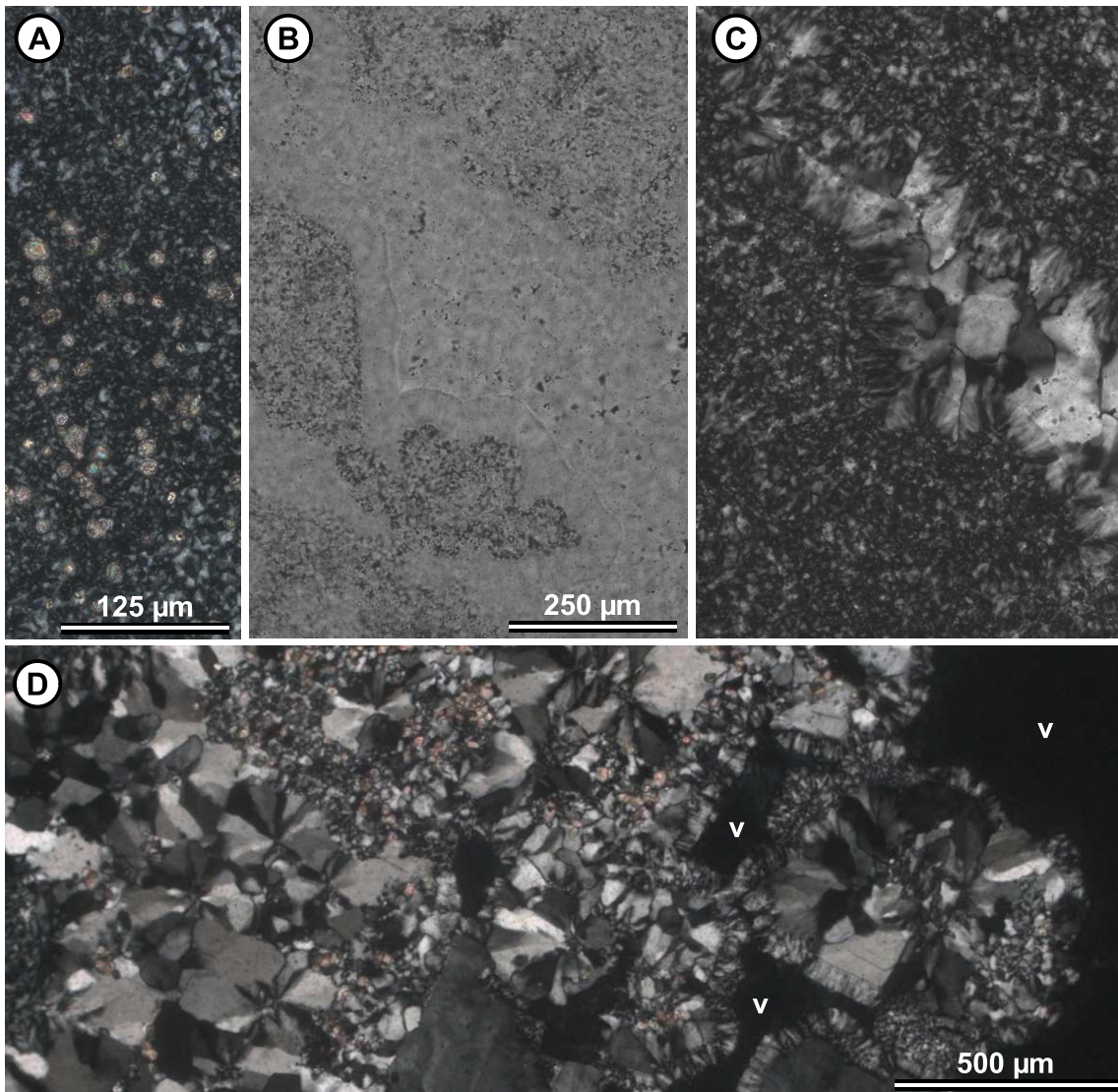


Figure 12 – Silicifications en gogottes. (A) Matrice quartz microcristallin et petits cristaux de calcite résiduels, échant. 8510, lum. analysée. (B & C) matrice quartz microcristallin et dépôts concrétionnés dans un vide, formés de quartz palissadiques, et remplissage final du vide par du quartz sub-automorphe, échant. 8509, B lum. polarisée, C. lum. analysée). (D) Matrice quartz microcristallin avec cristaux de calcite inclus, quartz pétaloïdes, suivi du dépôt d'une frange de calcédonite en bordure des vides (v),

Quartz "cubiques"

Les quartz "cubiques" ou en "fortification" sont de grands cristaux de quartz montrant des zones et des faces de croissance avec des angles proches de 90° (McBride & Folk, 1977 ; Arbey, 1980). Les axes c de ces cristaux (allongement positif) sont orientés suivant les diagonales des "cubes". Ces quartz sont remarquable par leurs liserés d'accroissement dessinant des créneaux (Fig. 13). Les liserés sont brunâtres en lumière transmise et apparaissent en creux et sont blanchâtres en lumière réfléchie. Il est difficile de déterminer si ces liserés correspondent à des zones d'inclusions d'impuretés ou de fluides ou à des zones de silice amorphe. Il est admis dans la littérature que ces habitus cubiques des quartz sont symptomatique des milieux sulfatés (Arbey, 1980).

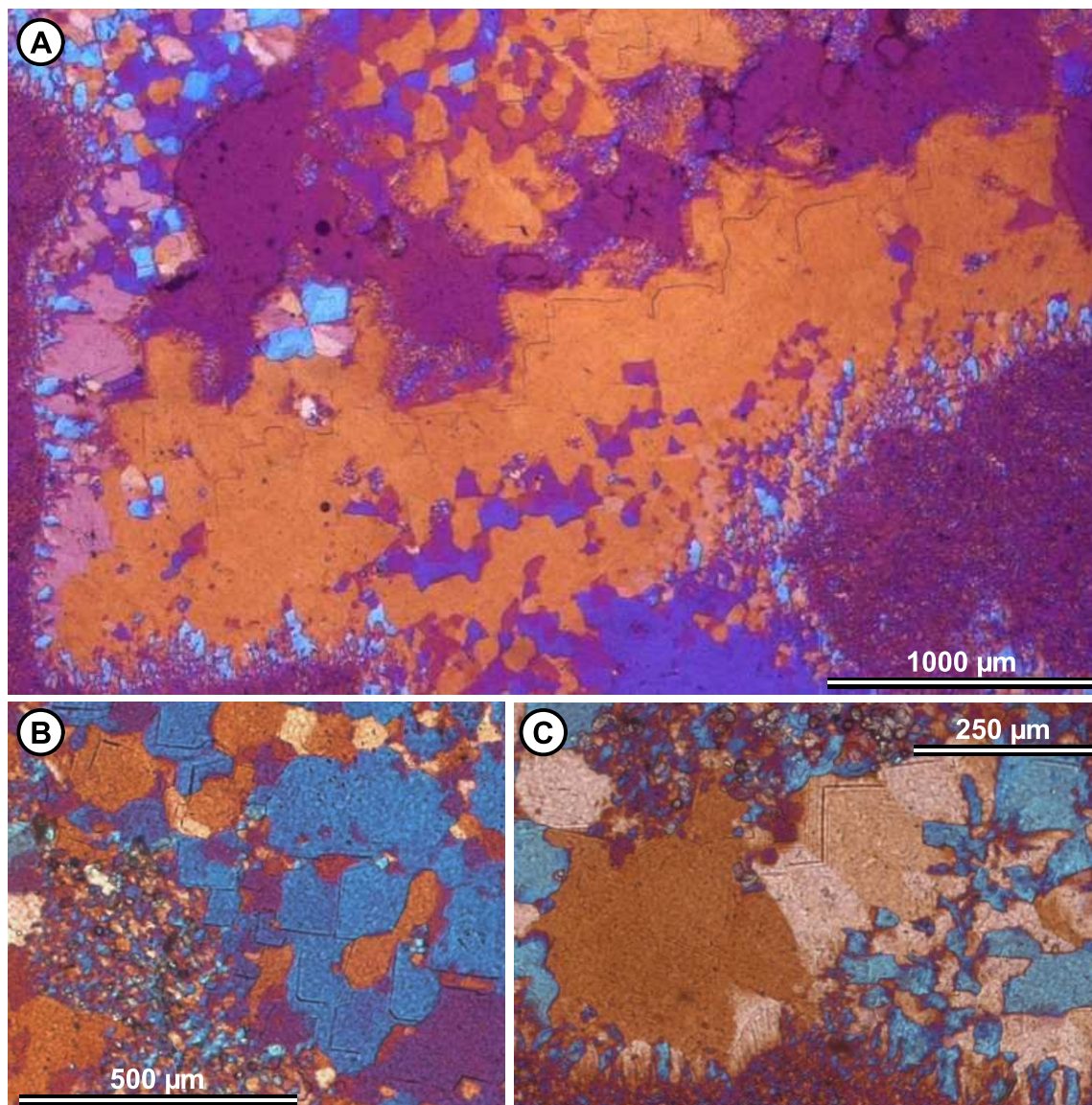


Figure 13 – Quartz "cubiques". (A) Grande plage de quartz "cubique", d'orientation commune se développant dans un vide à partir d'une frange de quartz palissadique, échant. 8511. (B) Quartz "cubiques" interpénétrés selon 2 directions, échant. 8511. (C) Terminaison en quartz "cubiques" de quartz pétaloïdes, échant. 8511.

Dans les gogottes étudiées, en particulier dans les vides de dissolution de cristaux de gypse, ces quartz cubiques peuvent être tout à fait spectaculaires et atteindre des dimensions millimétriques (Fig. 13A). La taille de ces plages de quartz d'apparence monocristalline pose la question de leur genèse et de leur développement. Ils se développent à partir de la paroi irrégulière d'un vide, et sur laquelle les premières cristallisations sont des quartz palissadiques (Fig. 13A & 13C). C'est à partir de ces quartz palissadiques que les individus qui présentent une orientation particulière se développent largement, aux dépens des autres orientations. Ainsi, les grandes plages présentant une orientation unique et donc d'apparence monocristalline au microscope optique seraient en fait polycristallines, résultant de la juxtaposition de plusieurs cristaux de même orientation. C'est ce que laisserai entrevoir le léger "moiré" que montrent ces plages en lumière analysée (Fig. 13A), ainsi que le développement de cristaux juxtaposés de même orientation (Fig. 13B). Il convient de se poser la question du pourquoi de ce développement préférentiel de cristaux d'une orientation

particulière. On peut émettre l'hypothèse de : (1) une relation entre le cristal de gypse primaire et ces croissances cristallines orientées, que ces dernières résultent de relations épitaxiales entre le gypse et les cristaux de quartz ; ou (2) l'action des ions "étrangers", en l'occurrence sulfate dans le cas présent, sur la croissance cristalline des minéraux (Merino et al., 1994 ; Bosbach & Hochella, 1996 ; Takahashi et al., 2004).

Interprétation

L'alignement des gogottes indique que leur formation est postérieure à la déstructuration des zones proches de l'affleurement, et donc postérieure à l'incision des formations du Jbel Ghassoul. Les silicifications liées à ces gogottes seraient donc tardives, non seulement par rapport au dépôt de la série du Ghassoul, mais même relativement tardives dans le processus de mise à l'affleurement, en relation avec l'incision de la vallée de la Moulouya.

Le développement centrifuge, par addition d'enveloppes successives, indique que la silice précipite de manière préférentielle autour de noyaux particuliers. Ces noyaux de précipitation correspondraient à des "environnements" singuliers qui "catalyseraient" la précipitation de la silice et/ou la croissance cristalline du quartz.

En tout état de cause, la silice est d'origine extérieure, elle doit être importée en solution. Des flux importants d'eau sont nécessaires pour assurer l'importation de la silice. Ces flux d'eau ne sont pas envisageables sous le climat sec actuel de la région. Il faut reporter ces phénomènes de silicification à des périodes plus humides.

Les silicifications silexoïdes stratifiées liées aux niveaux argileux

Caractères généraux

Ces silicifications sont liées aux niveaux argilo-marneux et dolomitiques dans lesquels sont exploitées les argiles magnésiennes du Ghassoul, à proximité immédiate des niveaux argileux. Elles se présentent en masses irrégulières et superposées, de taille métrique, entrelardées de marnes gypseuses et d'argiles verdâtres (Fig. 14). Les masses silicifiées présentent presque toujours des structures planaires héritées de la stratification des matériaux primaires. Néanmoins, elles montrent aussi des masses noduleuses, disposées en lits, irrégulières de taille décimétrique, qui présentent des structures écailleuses, concentriques, enveloppées dans des "pelures" d'argile brune du Ghassoul. Certains niveaux silicifiés montrent un aspect rubané, en plaquettes d'épaisseur centimétrique, et même moins, et d'allongement décimétrique. Ces plaquettes montrent souvent des "déformations" onduleuses, évoquant des déformations souples de lits argileux. Enfin, certaines de ces silicifications montrent des structures vacuolaires, avec vides centimétriques, irréguliers ou en tubules, plus ou moins interconnectés entre eux, clairement liées à des structures de dissolution.

Ces silicifications sont généralement de couleur sombre, noires à brun sombre, mais quelques fois aussi beige-verdâtre. Leur cassure est conchoïdale, lustrée, sans grain apparent. Des structures sédimentaires variées y sont reconnaissables, soulignées par des différences de coloration de la silice, parmi lesquelles litage et laminations fines, traces de racines, terriers, structures pseudobrèchiques dues à des fentes de dessiccation, granuleuse et noduleuse, etc. Les fentes et les vacuoles sont fréquemment tapissées de silice calcédonieuses, de couleur bleutée et d'aspect nacré. Des cortex scoriacés, plus ou moins pulvérulents se développent souvent autour des masses silicifiées.

La distribution et la disposition de ces silicifications doivent être précisées. Ces silicifications sont particulièrement abondantes au voisinage de l'affleurement, à la "naissance" des couches argileuses de Ghassoul. Au dire des mineurs, les silicifications

disparaissent assez rapidement dans les galeries, au bout de quelques dizaines de mètres. D'ailleurs, les déblais au débouché des galeries d'exploitation montrent peu de nodules ou débris siliceux.

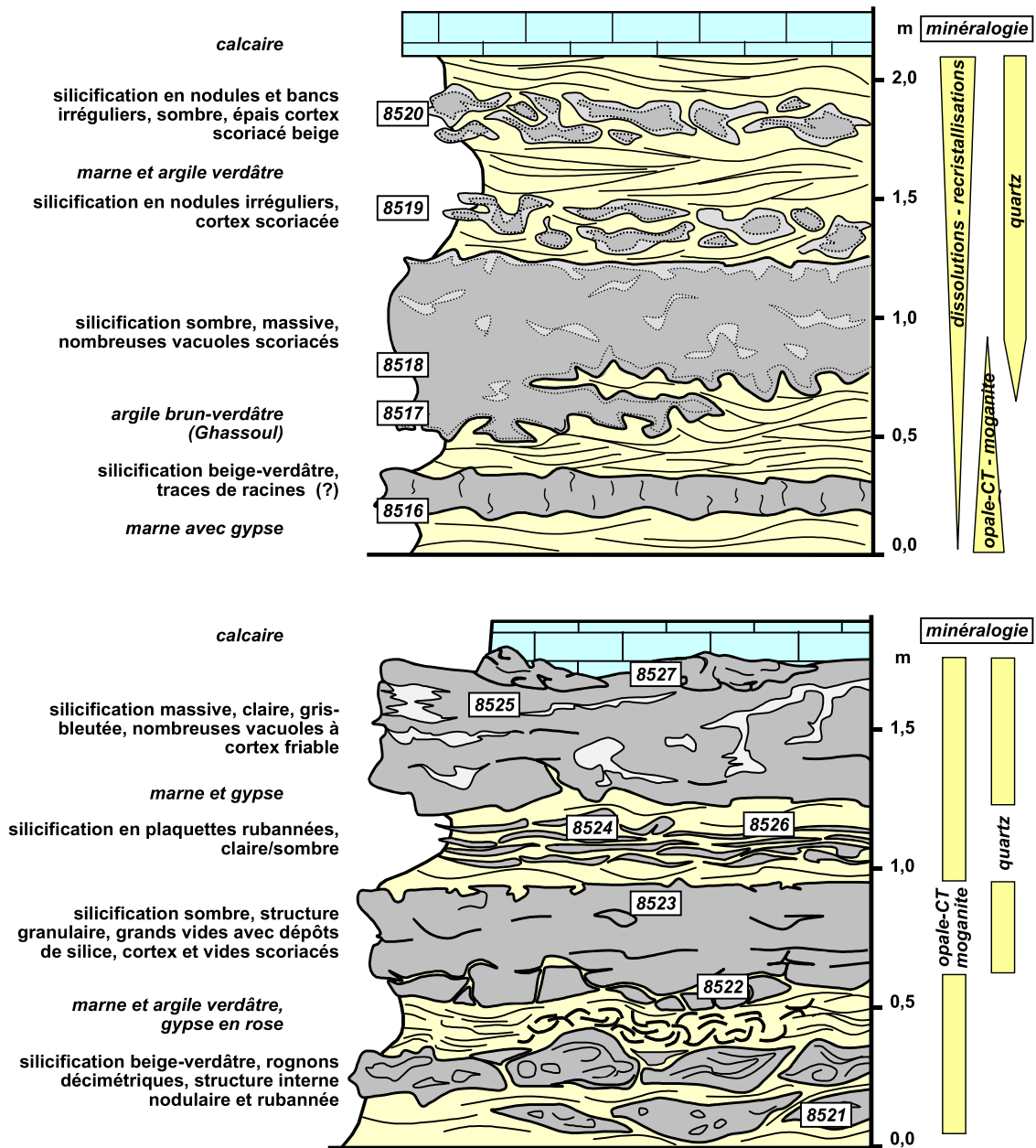


Figure 14 - Disposition des silicifications siléxoïdes stratifiées associées aux niveaux d'argile du Ghassoul. L'opale-CT est liée aux silicifications présentant des rubanements ou développés en plaquettes stratifiées. Opal-CT et quartz paraissent constituer des séquences entre la base et le sommet des ensembles silicifiés.

Minéralogie

La minéralogie de ces silicifications silexoïdes litées est caractérisée par la présence des diverses formes d'opale-CT, de moganite et de bandes de diffraction vers 4,45 Å, parfois 2,50 Å, en l'absence de toute raie basale de minéral argileux. L'opale-CT, dont les tétraèdres de silice sont groupés en plans d'anneaux hexagonaux, présente une grande similarité avec la structure des argiles. Ainsi, l'opale-CT de ces niveaux pourrait être en partie héritée de l'altération à l'état solide des argiles. De même les réflexions vers 4,45 Å et 2,50 Å pourraient correspondre à des "clusters" résiduels de structures argileuses au sein de l'opale-CT (Rayot et al., 1992). Il y aurait là une filiation plus ou moins directe entre l'arrangement des tétraèdres de silice dans l'opale-CT et les tétraèdres des feuillets de l'argile silicifiée.

Les faciès à cortex scoriacés se distinguent par l'absence d'opale-CT et des variétés paragénetiques. Ils montrent l'instabilité de ces formes de silice dès que des dissolutions interviennent, elles disparaîtraient par dissolution directe ou recristallisation.

Pétrographie

Ces silicifications silexoïdes au voisinage des lentilles d'argile se différencient par la préservation fréquente de structures sédimentaires finement litées, qui s'apparentent à des lamines d'argile dont elles gardent souvent la couleur brun sombre, et par l'abondance d'opale. De la silice "primaire" y est préservée sous la forme de micro-organismes siliceux disposés en lits. Enfin, de nombreux faciès en quartz microcristallin résultent à l'évidence de la recristallisation des faciès à opale.

Les structures sédimentaires préservées

Le litage sédimentaire se reconnaît souvent dans ces faciès. Il est marqué par des alternances de lamines infra-millimétriques d'opale brune, complètement isotropes en lumière analysée et de lamines plus claires qui montrent une biréfringence faible et un allongement positif (Fig. 15A & 15B). Les minéraux biréfringents sont à rapporter aux argiles smectitiques mises en évidence par diffraction des Rayons X. Il n'est pas aisé de savoir, au microscope, si ces lamines biréfringentes sont exclusivement formées de smectites ou contiennent aussi une certaine proportion d'opale. En fait, ces échantillons ne nécessitent aucune induration pour la confection des lames minces, de l'opale imprègne les argiles selon toute vraisemblance.

Certains échantillons montrent des litages moins fins, avec des lits de 0,1 à 0,3 mm d'épaisseur et constitués d'opale (Fig. 15C). L'opale est une opale brune, isotrope en lumière analysée, d'aspect grumeleux, avec souvent nombreux micro-pores à remplissages concrétionnés. Par place, subsistent des lamines d'argiles qui ne paraissent pas affectées par la silicification, ce qui semble montrer que dans ce cas l'opale ne proviendrait pas d'une transformation des argiles. D'autres échantillons montrent des faciès noduleux à pseudo-bréchiques formés d'opale, entourés d'un chevelu de fentes courbes cimentées par diverses variétés de silice (Fig. 15D). La pétro-fabrique de ces faciès évoque les structures glabulaires et pseudo-bréchiques que présentent souvent les argiles ayant subi des dessiccations, des bioturbations et/ou une pédogenèse.

Les organismes siliceux

Plusieurs échantillons de ces faciès silexoïdes montrent la présence de micro-organismes siliceux, vraisemblablement des radiolaires, et donc des organismes marins (Fig. 15E, 14F & 15G). Quelques échantillons montrent des lamines millimétriques entièrement constituées par ces organismes, cimentées par une matrice d'opale brune. Mais, le plus souvent les organismes siliceux sont dispersés au sein de l'opale brune ou des matrices de quartz microcristallin. Dans les faciès à quartz microcristallin, les organismes sont

recristallisés en quartz microcristallin et ne se reconnaissent que par une très légère différence de réfringence (opale résiduelle ?) quand on défait la mise au point du microscope.

C'est la première fois que des organismes siliceux sont décrits dans les faciès du Jbel Ghassoul.

Les recristallisations en quartz microcristallin

Après l'opale, c'est l'importance des matrices à quartz microcristallin qui caractérise ces silicifications silexoïdes. Les plages à quartz microcristallin sont très homogènes et ne montrent aucune structure particulière. En revanche, le passage entre l'opale et le quartz microcristallin se fait toujours suivant un front irrégulier, très échancré, avec des îlots d'opale au sein du quartz microcristallin (Fig. 16A & 16B). Les structures "primaires" comme le litage ou les fentes guident souvent la distribution de l'opale et du quartz microcristallin, avec parfois des distributions contrastées, voire même inverses, comme la présence d'opale dans et au voisinage des fentes (Fig. 16C & 16D) ou au contraire différentes variétés de quartz dans les fentes et du quartz microcristallin sur les épontes de ces fentes.

Les relations géométriques entre opale et quartz microcristallin, ainsi que la présence de "fantômes" d'organismes siliceux au sein du quartz microcristallin, montrent à l'évidence que ce dernier procède de la recristallisation de l'opale.

Les fentes

Contrairement aux silicifications en gogottes, des fentes recourent fréquemment ces faciès silexoïdes : petites fentes millimétriques et fentes pluri-centimétriques (Fig. 15C & 17A). Souvent les fentes se recourent et/ou rejouées à plusieurs reprises, avec remplissages successifs par différentes variétés de silice (Fig. 17A). En première analyse, les remplissages des fentes et leurs dispositions montrent qu'elles correspondent toujours à des systèmes en extension. Néanmoins, il faut souligner que cette disposition en extension peut aussi correspondre à un retrait de la matrice à la manière des fentes de dessiccation qui se formeraient dans une matrice argileuse.

Les dépôts dans les pores et fentes

Les dépôts dans les pores et fentes peuvent être importants dans certains échantillons et montrer diverses variétés de silice. La succession de ces dépôts se fait généralement avec au départ le dépôt de différentes variétés d'opale ou de silice fibreuse faiblement biréfringente (pseudocalcédonite), suivi du dépôt rubané de silice fibreuse et finalement la croissance de gerbes de silice fibreuse, voire de quartz dans les séquences les plus abouties.

Néanmoins cette succession est souvent rompue par l'interposition de variétés "mieux cristallisées" du type silice fibreuse qui s'interposent entre des lamines d'opale ou de silice faiblement biréfringente. Ainsi, dans certaines séquences les premiers dépôts sont formés de calcédonite en échiquier (juxtaposition de domaines de fibres d'allongement positif et négatif) suivis d'opale laminée ou de pseudocalcédonite rubanée (Fig. 17B & 17C). En fait, l'observation de détail montre que le contact entre les 2 variétés de silice est interpénétré et recoupe les rubanements primaires de dépôt/concrétionnement. Ces relations géométriques montrent que la calcédonite en échiquier résulte de la recristallisation des premiers dépôts d'opale/pseudocalcédonite en calcédonite en échiquier.

Les pores les plus importants, de taille millimétrique, résultent souvent de la dissolution de gypse. Ces pores montrent alors des concrétionnements siliceux épais, avec séquences successives qui se recourent. Ils présentent fréquemment de la lutécite, variété de silice fibreuse à allongement positif et disposition en chevrons pseudorhombodriques caractéristiques (Fig. 17D).

Interprétation

Ces silicifications silexoïdes stratifiées sont liées aux niveaux d'argiles smectitiques du Ghassoul. Leur caractère stratifié et leur couleur brun sombre sont hérités de ces niveaux argileux.

L'origine de la silice est double. Une partie de la silice est d'origine sédimentaire, héritée des organismes siliceux associés aux niveaux argileux. Mais une partie importante de la silice provient probablement de l'altération et de la transformation des argiles. Les argiles du Ghassoul sont des stévensites lithinifères (Trauth, 1977), relativement sensibles à l'altération de par la solubilité de Mg dans les eaux de surface. L'altération de ces minéraux par des eaux météoriques, à pH neutre ou légèrement acide, conduit à la lixiviation de Mg et la préservation partielle de la charpente siliceuse des couches tétraédriques. Les silicifications stratifiées correspondraient ainsi à une accumulation relative de la silice des argiles selon un mécanisme similaire à celui décrit dans les environnements beaucoup plus acides des silicifications du centre de l'Australie (Rayot *et al.*, 1992 ; Thiry *et al.*, 2006). La structure en anneaux des tétraèdres, héritée des minéraux argileux, induirait la formation de l'opale-CT de ces silicifications, par héritage direct ou transformations à l'état solide. La présence de réflexions aux DRX vers 4,45 Å et 2,50 Å, interprétées comme des "domaines" résiduels de structures argileuses au sein de l'opale-CT, est un argument supplémentaire pour une filiation directe entre les argiles du Ghassoul et ces silicifications par "décationisation" des minéraux argileux.

Dans cette perspective, les nombreuses fentes de ces silicifications silexoïdes pourraient résulter d'un retrait, c'est à dire d'une perte de volume lors de la silicification des matrices argileuses. La silicification des argiles se ferait par perte de matière, en l'occurrence Mg et Si *pro parte*, et induirait la formation des fentes de retrait.

Les précipitations de silice au sein de pores et de fentes sont en revanche à relier à des accumulations absolues de silice, nourries par des circulations d'eau. La séquence des dépôts se fait toujours depuis des phases "mal cristallisées" à forte solubilité, vers des phases à "plus forte cristallinité" et moins solubles, plus stables.

Les réorganisations et recristallisations des silices à "faible cristallinité" (opale et pseudocalcédonite) sont fréquentes dans ces silicifications silexoïdes. Elles traduisent un re-équilibre de ces phases, induit par des circulations d'eau au sein de la formation. Comme les précipitations dans les pores et fentes, elles vont toujours dans le sens d'une "meilleure cristallinité" des phases.

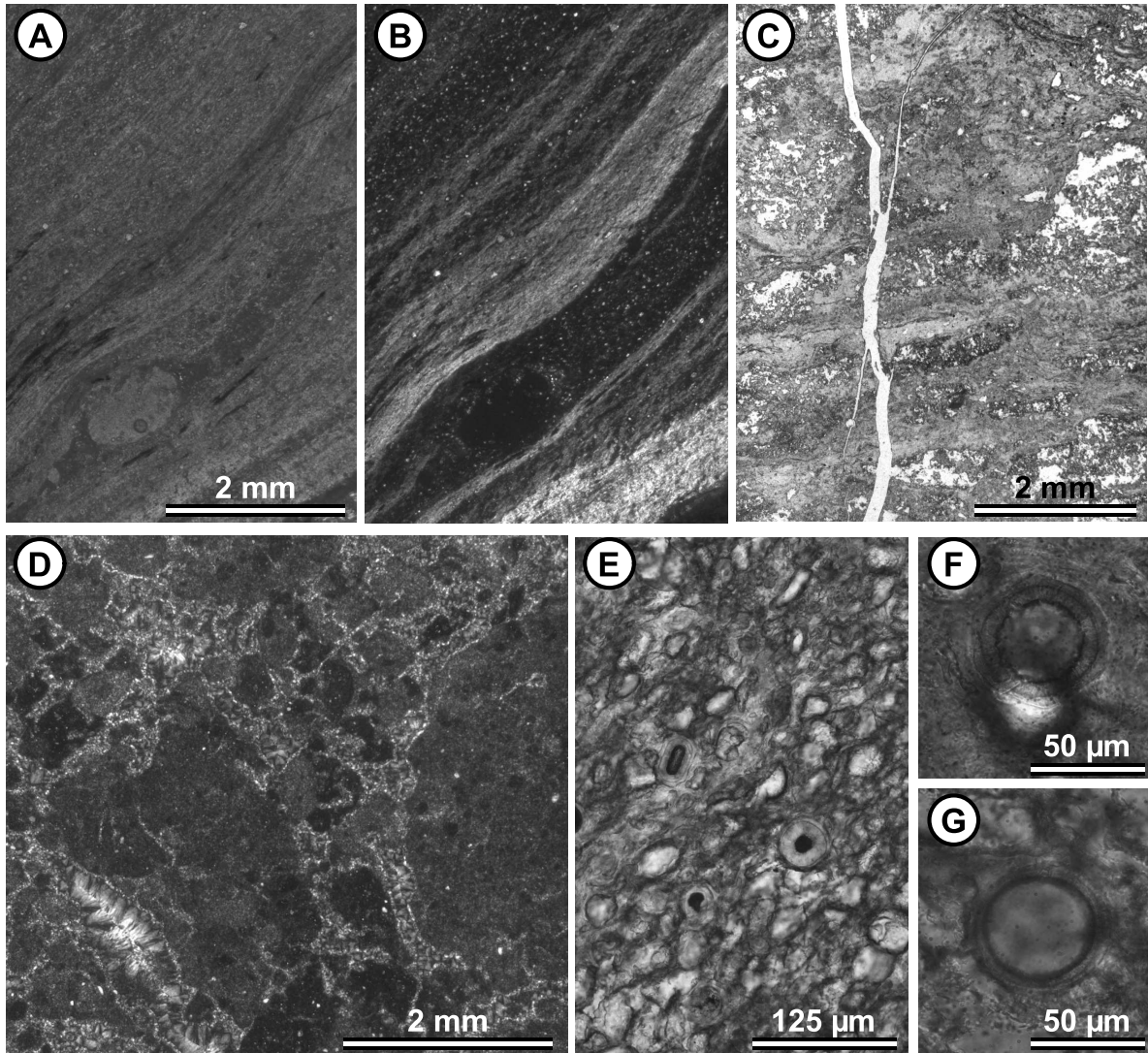


Figure 15 – Silicifications siliceuses stratifiées au voisinage des niveaux d'argiles du Ghassoul. (A & B) Aspect finement laminé de certaines de ces silicifications, hérité des dépôts argileux initiaux ; les lamines éclairées en lumière analysée correspondent à des passages où une partie des argiles est préservée, les zones sombres sont constituées d'opale (Opale-CT en DRX) ; échant. 8524, A= lum. polarisée, B= lum. analysée. (C) Silicification rubanée, le matériel est hétérogène, micronoduleux ; les zones grises sont constituées d'opale (Opale-CT en DRX), les plages claires sont formées de quartz microcristallin, la fente montre différentes variétés de silice fibreuses ; échant. 8522 ; lum. polarisée. (D) Silicification noduleuse, les nodules sombres sont presque exclusivement formés d'opale, alors que les nodules plus clairs sont à quartz microcristallin très fin, vraisemblablement mêlé à de l'opale ; les fentes autour des nodules sont cimentées par différentes variétés de quartz ; échant. 8519 ; lum. analysée. (E, F & G) Organismes siliceux (vraisemblablement des radiolaires) dans une matrice d'opale ; échant. 8524 et 8526 ; lum. polarisée.

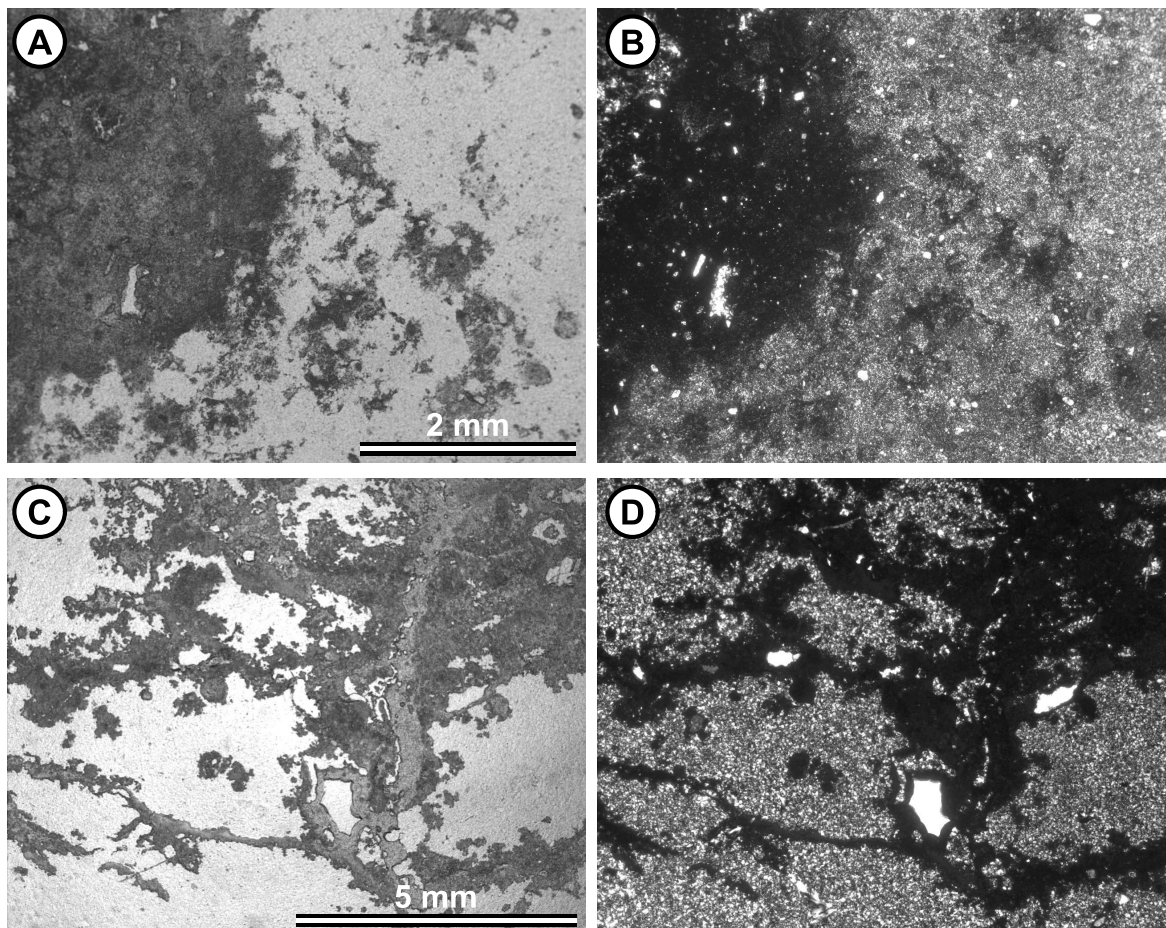


Figure 16 – Silicifications siléxoides stratifiées au voisinage des niveaux d'argiles du Ghassoul. (A & B) Les zones grises en lum. polarisée et sombre en lum. analysée, sont constituées d'opale (Opale-CT en DRX), les plages claires sont formées de quartz microcristallin. La cristallisation en quartz tend à estomper les structures noduleuses héritées des matériaux argileux primaires ; échant. 8517, A= lum. polarisée, B= lum. analysée. (C & D) Juxtaposition de zones à opale et à quart microcristallin, comme dans l'échantillon précédent, ce sont les zones au voisinage de la fente et de discontinuités planaires qui sont en opale, et leurs relations géométriques de détail suggèrent que le quartz microcristallin provient de la recristallisation des zones à opale et que celles-ci sont résiduelles ; échant. 8521, C= lum. polarisée, D= lum. analysée.

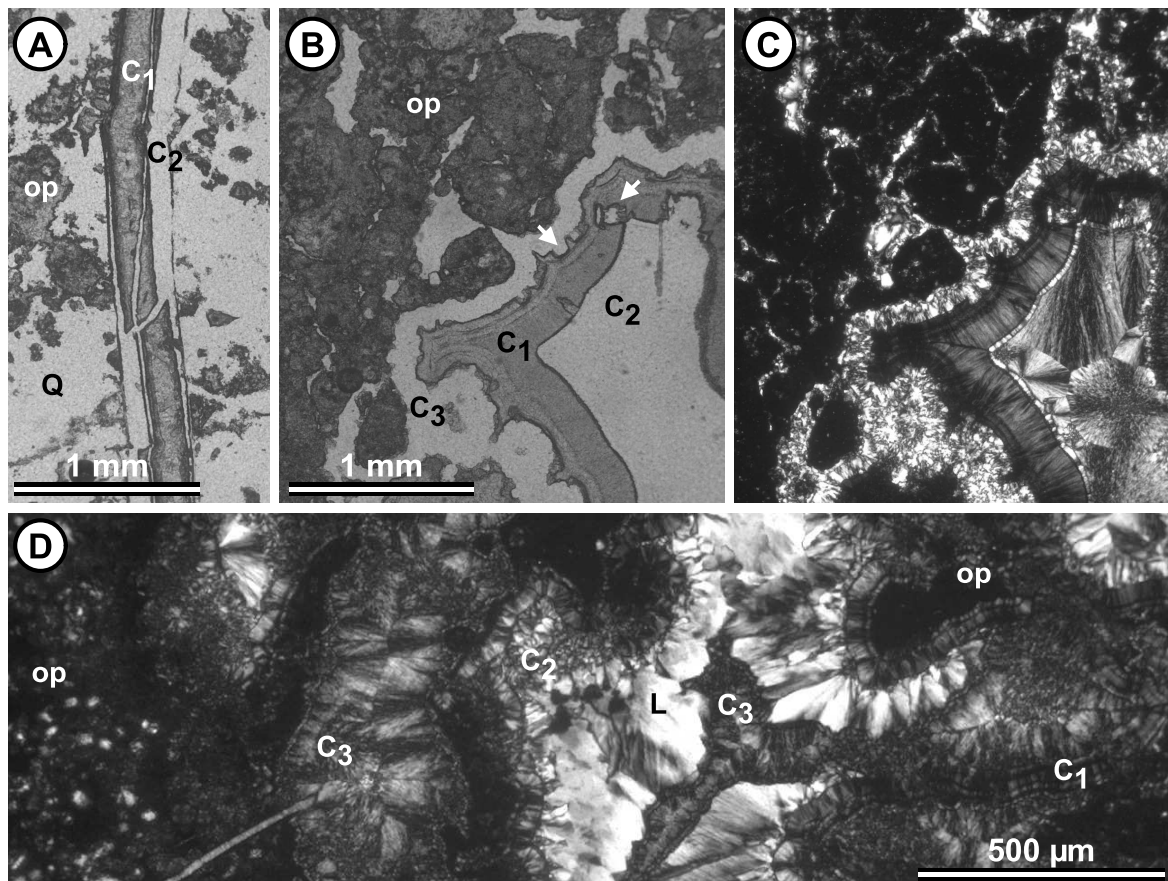


Figure 17 – Silicifications siléxoïdes stratifiées au voisinage des niveaux d'argiles du Ghassoul. (A) Fracture à remplissage de silice. La fracture a rejoué plusieurs fois en "extension". Cimentation par pseudocalcédonite (C1) et calcédonite normale (C2), matrice grumeleuse d'opale (op) et quart microcristallin et petits quartz engrenés (Q) ; échant. 8521, lum. polarisée. (B & C) Dépôts de silice dans un pore ; pseudocalcédonite rubanée (C1), calcédonite en gerbes au centre du pore (C2) et calcédonite torsadée (C3) qui provient vraisemblablement de la recristallisation de la pseudocalcédonite dont elle recoupe les laminations (flèches), matrice micronoduleuse d'opale (op) ; échant. 8516, E= lum. polarisée, F= lum. analysée. (D) Concrétionnements successifs de silice ; pseudocalcédonite (C1) en bordure des pores, lutécite (L) avec figures en chevrons caractéristiques et calcédonite (C3), avec matrice à opale et quartz microcristallins (op) ; échant. 8527, lum. analysée.

Les silicifications en nodules dans les calcaires

Caractères généraux

Les calcaires lacustres du sommet de la série du Ghassoul montrent des silicifications en nodules et rognons, de cassure siléxoïde et présentant souvent une patine noire à l'affleurement. Ces accidents siliceux sont abondants à la base de la série calcaire et plus dispersés vers le haut, voire absente dans certains secteurs. Ils sont de taille très variable, allant d'échardes de silice millimétriques à des masses pluri-décimétriques. Les accidents siliceux sont soit amiboïdes, irréguliers, apparemment sécants sur les structures sédimentaires, soit allongés horizontalement, conforme à la stratification, de 2 à 10 cm d'épaisseur. Des plaquettes beaucoup plus fines, d'épaisseur millimétrique, se développent de façon sécante, selon des veines et des fractures et forment quelquefois un réseau reliant les accidents amiboïdes entre eux (Fig. 8A, 8B et 8C).

Ces accidents siliceux sont généralement de couleur claire, beige, grise ou bleutée, et plus ou moins translucides. Ils sont parfois de cassure plus terne, ils contiennent alors du calcaire résiduel, sous forme de nodules circonscrits ou dispersé dans la matrice siliceuse.

Pétrographie

Les silicifications liées aux calcaires ne contiennent jamais d'opale. Elles sont exclusivement formées des différentes variétés de quartz : quartz fibreux avec pseudocalcédonite, calcédonite et quartzine, et quartz microcristallin, quartz équants amiboïdes et quartz pétaloïdes. Deux types de silicifications coexistent : des dépôts dans les vides et des épigénies de la matrice calcaire avec préservation des structures initiales du sédiment qui se reconnaît par la granulométrie variable des quartz par rapport aux structures carbonatées primaires.

Silicification de la matrice carbonatée

Les épigénies de la matrice carbonatée se font surtout par du quartz microcristallin et de petits quartz amiboïdes ou flamboyants, mais aussi par le développement de petits sphérolites enchevêtrés de silices fibreuses. Nombre des faciès pétrographiques observés sont tout à fait comparables à ceux décrits dans les silicifications d'autres formations calcaires (Thiry et Ben Brahim, 1997 ; Thiry et Ribet, 1999).

Le quartz microcristallin et les petits quartz amiboïdes forment le faciès commun de l'épigénie des calcaires. La taille des cristaux de quartz semble parfois être commandée par le faciès carbonaté primaire, soulignant les structures de ce dernier. Cependant, certains échantillons montrent une distribution de la granularité des quartz par rapport aux pores. Des quartz microcristallins très fins, mêlés à de la micrite résiduelle se développent en bordure immédiate des pores, puis la granularité des quartz augmente progressivement vers le centre des pores, pour former des quartz amiboïdes, de 10-20 μm de diamètre, dans les zones "internes" (Fig. 18A et 18B). :

Les sphérolites de calcédonite d'environ 50 μm de diamètre se développent par endroit au sein de la micrite (Fig. 18C). Certains sphérolites montrent clairement des zones de croissance. Leur croissance est centrifuge et les sphérolites peuvent devenir coalescents et former des contacts interpénétrés ou selon une suture rectiligne avec des points de jonction triples entre les sphérolites voisins. De la micrite subsiste entre les sphérolites lorsque la silicification n'est pas complète. Des micro-inclusions de micrite peuvent aussi subsister au sein des sphérolites.

Des quartz équants et/ou pétaloïdes, d'environ 50 μm de diamètre, se développent aussi au sein de la matrice carbonatée (Fig. 18D). Ils montrent alors des inclusions de micrite qui se disposent en zones sécantes par rapport aux contours des quartz. Deux hypothèses peuvent être avancées pour expliquer cette relation géométrique. On peut envisager que les zones à inclusion de micrite correspondent à des structures noduleuses du calcaire primaire ; la micrite de ces zones n'aurait pas été remplacée en raison d'une composition particulière. Néanmoins la régularité de ces zones à micrite et leur taille rappellent les sphérolites de calcédonite ; dans ce cas les quartz équants et/ou flamboyants pourraient résulter de la recristallisation des sphérolites de calcédonite, puis leur croissance incluant la micrite qui subsistait entre les sphérolites initiaux.

Enfin, des quartz subautomorphes se développent par endroit au sein de la micrite. Ils montrent alors des zones successives de croissance formées alternativement de quartz limpide et de quartz à inclusions de micrite, comme ceux décrits dans d'autres calcaires silicifiés (Thiry et Ribet, 1999).

Concrétions de silice dans les pores

Les dépôts de silice dans les pores et fentes des silicifications liées aux calcaires, ne sont pas fondamentalement différents de ceux des silicifications silexoïdes stratifiées décrites ci-dessus. Ils se distinguent néanmoins par le fait qu'il n'y a jamais été rencontré de concrétionnement d'opale. Mais il faut moduler cette assertion par le fait que de la calcédonite en échiquier y est présente et que celle-ci pourrait résulter de la recristallisation d'opale comme observé dans les silicifications silexoïdes stratifiées. En règle générale on observe des séquences de dépôt allant des formes de silice les moins bien cristallisées vers des formes mieux cristallisées, généralement calcédonite ou quartzine, et rarement des quartz équants.

Les dépôts sont quelques fois très épais, jusqu'à 200 à 300 μm d'épaisseur (Fig. 18E et 18F), alors que d'autres dépôts dans des pores proches sont beaucoup plus limités. Dans certains échantillons, le "fond matriciel" siliceux apparaît entièrement formé de quartz microcristallin et de calcédonite. Toutefois, en jouant sur la mise au point on met en évidence que cette "matrice" est formée de la juxtaposition de petits concrétionnements de silice. Il n'y a donc pas réellement épigénie de la matrice carbonatée, mais des dissolutions successives du carbonate, alternant avec des précipitations de silice. En effet, il n'est pas possible d'imaginer une première phase de dissolution du carbonate, puis précipitation de la silice, car la structure s'effondrerait et un grand pore se formerait.

Enfin, une liaison systématique des silicifications avec les zones à forte porosité, préservée ou tout ou partie cimentée par la silice, est visible en lame mince. Il s'agit de pores liés à des pédo- et bioturbations, mais surtout de pores irréguliers de type microkarst. Les épigénies de la matrice carbonatée primaire sont toujours liées à une proximité des pores.

Interprétation

La séquence de cristallisation, allant des formes crypto-cristallines vers des cristaux mieux formés, traduit là aussi, comme dans les silicifications silexoïdes stratifiées, un changement de composition des solutions au cours de la silicification.

Comme les niveaux calcaires atteints par la silicification sont purs, sans argile ni quartz, il a fallu, pour les silicifier, importer la silice dans ces niveaux. Les dépôts dans les pores témoignent de la circulation des solutions nourricières. Ceci explique les relations observées entre porosité, intensité et développement de la silicification. L'absence de géotropisme dans ces dépôts, qui se font de façon régulière autour des pores, indique un régime hydraulique noyé, d'écoulement de nappe. La silice est importée dans les calcaires par des circulations de nappe.

La charge en silice des eaux est acquise dans d'autres niveaux. L'hypothèse la plus plausible et de relier cette charge en silice des solutions aux altérations des minéraux magnésiens du Ghassoul et les organismes siliceux, comme cela a été observé dans les niveaux à silicifications silexoïdes stratifiées des argiles du Ghassoul.

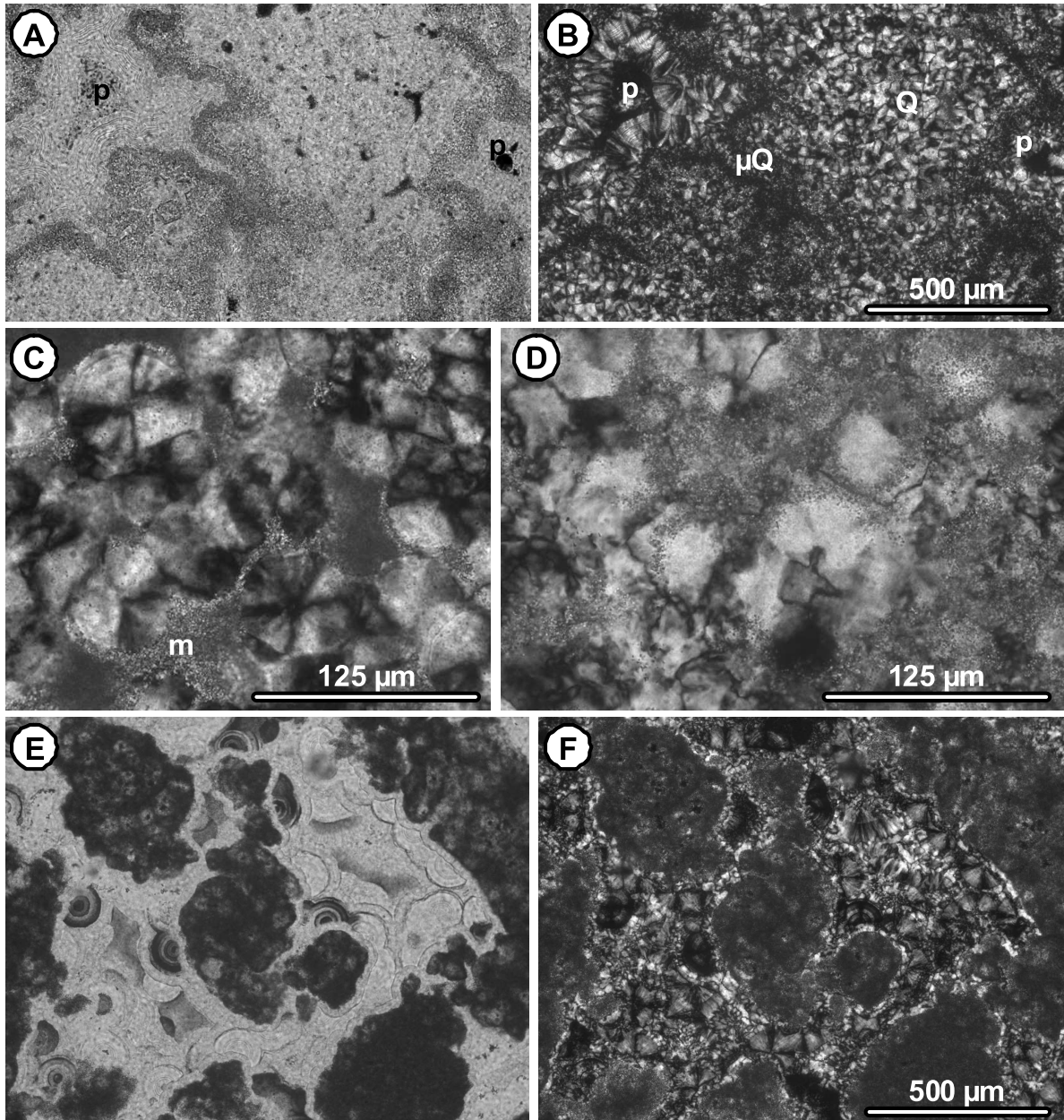


Figure 18 – Silicifications en nodules et rognons dans les calcaires lacustres supérieurs. (A & B) Dans la matrice, les variétés de silice se différencient par rapport aux pores (p) : opale et quartz microcristallin (μ Q) autour des pores et quartz équants (Q) au sein des matrices carbonatées silicifiées ; échant. 8529, D= lum. polarisée, E= lum. analysée. (C) Sphérolites de calcédonite qui se développent au sein de la micrite (m) ; échant. 8529, lum. analysée. (D) Quartz équants et quartz pétaloïdes avec micro-inclusions de calcite ; les zones à inclusions de calcites sont sécantes sur les cristaux de quartz, elles correspondent aux structures micritiques primaires et non aux zones de croissance des quartz ; échant. 8530, lum. analysée. (F & G) Epais concrétionnements et cristallisations dans un pore. Les dépôts de silice montrent des stades successifs qui se recouvrent ; les sphérolites les plus sombres sont formés de pseudo-calcédonite, elles sont suivies de concrétions de calcédonite en échiquier, finalement de la quartzine se forme dans les phases finales de dépôt ; la matrice carbonatée est remplacée par du quartz microcristallin et des quartz équants constellés de micro-inclusions de calcite ; échant. 8531, F= lum. polarisée, G= lum. analysée.

Discussion

Les formations du Ghassoul présentent des silicifications aux faciès et dispositions très différents. Néanmoins ces silicifications montrent aussi de nombreux caractères communs. Les caractères communs entre tous ces faciès siliceux ont trait à leur disposition géométrique, leur minéralogie et leur développement général. Ils permettent d'approcher les mécanismes et les conditions de leur mise en place.

Géométrie des silicifications

Toutes les silicifications sont sécantes sur la stratigraphie. Elles sont donc tardives par rapport aux dépôts sédimentaires. Celles liées aux niveaux argileux peuvent éventuellement être attribuées à la diagenèse précoce, par recristallisation des organismes siliceux. Celles des calcaires sont sûrement plus tardives, puisque disposées selon des fractures qui n'ont pu se développer qu'après lithification des calcaires. Enfin, celles des gogottes qui se développent au sein des formations déstructurées par les phénomènes superficiels à l'affleurement, sont complètement tardives, après mise à l'affleurement des séries. Aucun argument géométrique ne permet d'exclure l'hypothèse que toutes puissent être tardives. Il n'a en particulier jamais été observé de figure de remaniement ou de bréchification synsédimentaire qui montrerai leur caractère précoce.

La distribution et la disposition de ces silicifications par rapport à la morphologie doivent être précisées. Les silicifications sont particulièrement abondantes au voisinage de l'affleurement. La liaison avec la morphologie actuelle est particulièrement spectaculaire pour les silicifications en gogottes : les concrétionnements siliceux ovoïdes, à contour net et en travers de toutes les structures de déstructuration des formations en arrière de l'affleurement, disparaissent très rapidement, en quelques 10-20 m à l'entrée des galeries. Il en est de même des silicifications silexoïdes stratifiées liées aux niveaux argileux qui elles sont abondantes et puissantes à la "naissance" des couches argileuses de Ghassoul et disparaissent assez rapidement dans les galeries, au bout de quelques dizaines de mètres, et les déblais au débouché des galeries d'exploitation montrent peu de nodules ou débris siliceux. Moins d'informations sont disponibles sur la distribution des silicifications en nodules dans les calcaires, car ces formations ne sont pas traversées par les travaux miniers, néanmoins on constate à l'échelle de la formation calcaire que ces silicification en nodules sont abondantes au voisinage des silicifications silexoïdes liées aux niveaux argileux et se rarifient, puis disparaissent en remontant dans la série calcaire.

Les différentes silicifications sont quasi exclusivement limités aux premiers 10-40 m de la zone d'affleurement (Fig. 19). La relation avec les reliefs actuels et l'aval pendage des couches géologiques est particulièrement spectaculaire. Les silicifications sont complètement absentes, ou du moins très rares à l'amont pendage des couches, sur le flanc NW du Jbel Ghassoul en regard vers les reliefs du Moyen Atlas dont il a été séparé par l'érosion.

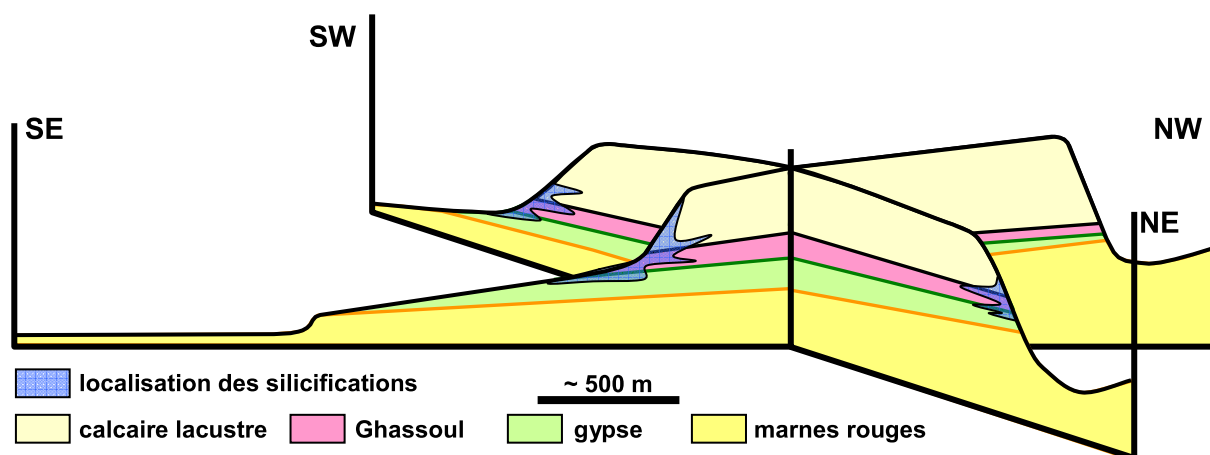


Figure 19 – Disposition des silicifications par rapport aux reliefs actuels et le pendage des couches.

Origine de la silice et circulation des eaux

L'essentiel de la silice, en particulier celle des gogottes, des calcaires silicifiés et des diverses fentes est "importée" après le dépôt des sédiments. Seules certaines silicifications liées aux niveaux argileux et essentiellement constituées d'organismes siliceux peuvent être considérées comme formés sur place, sans apport de silice, directement par recristallisation des organismes. L'apport de silice implique des circulations d'importants volumes de solutions siliceuses à travers ces formations.

L'écoulement des solutions nécessite un gradient hydraulique, donc d'un relief qui met les nappes en charge et d'incisions où se localisent leurs exutoires. De même, les dissolutions de type micro-karstique du calcaire, à l'origine de la porosité, ne peuvent être envisagées qu'en régime d'écoulement. Ces arguments hydrologiques indiquent que les silicifications n'ont pu intervenir qu'après surrection et incision de la série du Jbel Ghassoul et qu'elles sont donc tardives par rapport au dépôt de la série et relativement récentes.

De plus, la distribution régionale des silifications est très inégale. Les silifications sont rares à inexistantes sur les affleurements du flanc nord-ouest du Jbel Ghassoul, c'est à dire à l'amont pendage des couches (Fig. 5). En revanche, c'est à l'aval pendage des couches, au fond des entailles orientales du Jbel, que les silifications sont les plus intenses. Cette distribution des silifications se superpose éventuellement aussi à une organisation sédimentaire du bassin, mais elle correspond aussi à une logique d'écoulement des solutions nourricières.

Les séquences minérales

Tous les dépôts de silice dans les pores et les fentes montrent des successions minérales similaires, allant de formes pétrographiques crypto-cristallines vers des cristaux mieux formés, et à terme au développement de quartz automorphes. Ces séquences minérales traduisent une évolution des eaux depuis des solutions concentrées et chargées en impuretés vers des solutions plus diluées et moins chargées en cations "étrangers" (Thiry et Millot, 1987 ; Heaney, 1993). Mais il faut souligner que c'est éventuellement moins la nature des solutions entrant dans le système que le système lui-même qui évolue. En effet, au départ, quand les pores et les vides ne sont pas encore tapissés par des dépôts de silice, les solutions s'équilibrent avec l'encaissant et se chargent en cations, des phases "mal cristallisées" précipitent. Au fur et à mesure que de la silice est déposée sur les parois des pores, les solutions qui circulent sont progressivement "isolées" de l'encaissant, moins chargées en

cations et des phases à "meilleure cristallinité" précipitent (Thiry, 1997 ; Thiry & Ben Brahim, 1997). La séquence est en quelque sorte autorégulée par les précipitations de silice dans les pores. Ainsi, la séquence observée sur les parois des vides correspondrait aussi à une séquence spatiale qui se développe le long de l'écoulement des solutions siliceuses (Fig. 20).

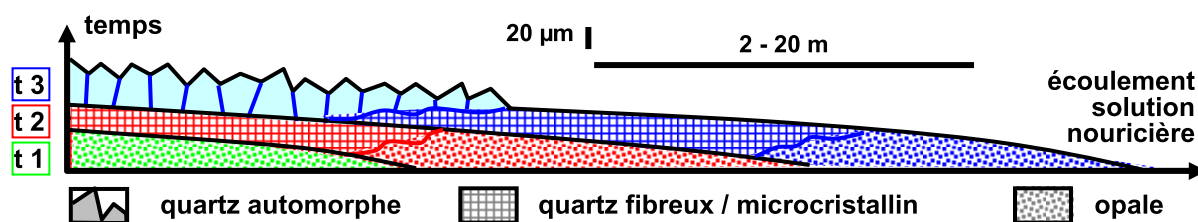


Figure 20 – Développement des séquences minérales le long de l'écoulement des solutions siliceuses. Le contact avec la roche encaissante (calcaire ou argile) tend à charger les solutions en cations et à provoquer la précipitation de phases siliceuses à faible "cristallinité". Ce n'est que quand les solutions siliceuses sont isolées de la roche encaissante, par les premières précipitations de silice, que les formes mieux cristallisées se développent.

La composition des solutions nourricières entrant dans le système serait celle des précipitations finales au centre des pores, c'est à dire des eaux "douces" relativement peu concentrées. Ainsi, s'expliquent les dépôts qui se font systématiquement vers des phases "mieux cristallisées" et moins solubles, sans les fluctuations auxquelles on s'attendrait si la nature des solutions nourricières entrantes commandait directement la nature des précipitations.

Géochimie et mécanismes de précipitation

La silicification par circulation de nappe implique trois mécanismes successifs : (1) mettre Si en solution ; (2) transporter Si, puis (3) d'abaisser sa solubilité pour provoquer sa précipitation. La silice est toujours disponible dans les formations sédimentaires, à partir de différentes variétés de silice présentes et/ou l'altération de minéraux silicatés et en particulier de minéraux argileux. La mise en solution de la silice est un phénomène banal, les nappes aquifères des régions tempérées ont des teneurs en silice voisines de 15-20 mg/L, qui correspondent en fait à l'équilibre avec les minéraux argileux communs (Davies, 1964, Hem, 1985).

La précipitation de la silice est régit par la saturation vis-à-vis des différentes variétés de silice. Les cinétiques de précipitation sont lentes à très lentes, comparées à celles d'autres minéraux supergènes communs (gypse, calcite, ...) (Lasaga, 1995). La précipitation de silice de manière très localisée, comme dans les gogottes ou en nodules dans les calcaires implique un gradient de précipitation très fort, et donc des conditions locales particulières. Deux mécanismes peuvent être envisagés pour cela.

- 1) Les zones de précipitation correspondraient à des "environnement" singuliers qui "catalyseraient" la précipitation de la silice et/ou la croissance cristalline du quartz. Peu de choses sont connues sur ces phénomènes de cristallogénèse du quartz. On en est réduit à faire des hypothèses plus ou moins spéculatives sur le rôle de certains éléments accompagnateur ou en trace, la présence de composés organiques spécifiques, etc. Le mélange des eaux de nappe avec des eaux de surface peut-être envisagé pour déclencher le phénomène, mais en même temps le mélange des eaux ne doit pas s'accompagner d'une dilution de la solution nourricière.
- 2) La température intervient de façon très sensible sur la solubilité de la silice. La solubilité du quartz augmente avec la température selon une loi exponentielle

(Fig. 21). La solubilité du quartz est plus que doublée en passant de 12,5 à 25°C, et de même entre 0 et 12,5°C. Cet écart de température est dans la gamme des températures qui existent entre la surface et le sous-sol sous climat froid. La silice précipite si la solution vient à refroidir, c'est à dire en se rapprochant de la surface pendant les périodes froides. Ainsi des eaux de nappe, saturées vis-à-vis de la calcédoine atteindraient des sursaturations très fortes si elles venaient à se refroidir en se rapprochant de la surface. Différentes variétés de silice, y compris de l'opale, seraient alors susceptible de précipiter rapidement.

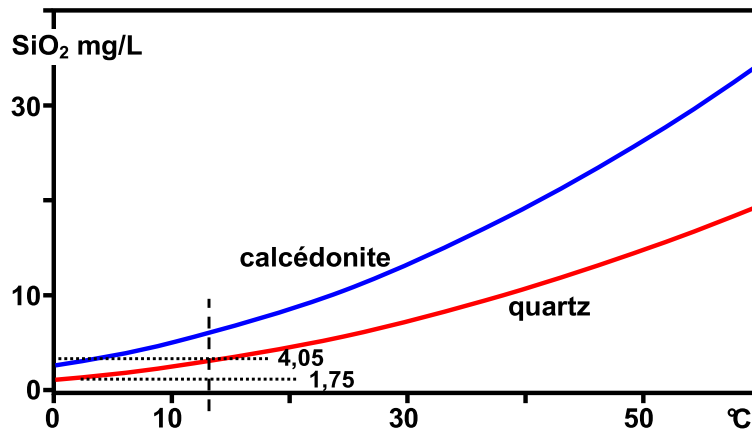


Figure 21 – variation de la solubilité du quartz et de la calcédonite en fonction de la température. La solubilité du quartz chute de plus de la moitié entre 12,5 et 0°C.

Âge des silicifications

L'âge des silicifications est difficile à établir. Néanmoins, les différentes conditions physico-chimiques envisagées ci-dessus permettent de l'approcher.

- 1) L'apport de silice dans les fentes et les pores nécessite des circulations, ce qui n'est possible qu'après surrection de la série et son incision pour créer un gradient hydraulique.
- 2) La répartition des silicifications au voisinage de l'affleurement et leur abondance dans les faciès déstructurés par cryogénie confortent l'hypothèse que c'est le refroidissement des eaux au voisinage de l'affleurement que constitue le moteur de la précipitation de silice.

Dans ce cas, les silicifications qui affectent les différents faciès sédimentaires du Ghassoul s'inscrirait dans le développement des faciès déstructurés par cryogénie au cours des périodes froides du Quaternaire. Elles se seraient mises en place alors que des climats froids prévalaient dans les montagnes et les bassins continentaux marocains (Texier et al. 1985 ; Ballouche et al., 1986 ; Lefèvre, 1989).

Conclusion

L'unicité des phénomènes de silicification à travers les différentes occurrences et faciès de roches primaires est remarquable. Cette similitude des silicifications s'explique par une unicité des mécanismes de silicification qui montrent : (1) un apport de silice à partir de circulations de solutions, (2) des solutions nourricières diluées comme le montre le développement de quartz automorphes à la fin des séquences de précipitation, (3) des fronts de précipitation avec des gradients très forts, et enfin (4) un développement limité aux zones d'affleurement à proximité des exutoires des nappes aquifères.

Ces silicifications sont comparables aux silicifications de nappes décrites dans le bassin de Paris, et Australie et sur les Hamadas du SE du Maroc (Thiry et Milnes, 1991 ; Thiry et Ribet, 1999 ; Thiry et Ben Brahim, 1997 ; Thiry, 1999). Elles impliquent des flux importants d'eau pour assurer l'importation de la silice et des reliefs pour assurer un gradient hydraulique et l'écoulement des nappes.

Les silicifications des calcaires lacustres ont généralement été interprétées comme indicatrices de climats chauds et secs (Fersmann, 1926 ; Kaiser, 1928 ; Storz, 1928 ; Radier, 1959 ; Millot et al., 1959 ; Nash et al., 1994). C'est aussi le cas des silicifications affectant les grands plateaux calcaires des paysages secs d'Afrique du Nord (Auzel & Cailleux, 1949 ; Alimen & Deicha, 1958). Les analyses micrographiques révèlent que les silicifications du Jbel Ghassoul sont post-sédimentaires et éventuellement imputables à des climats relativement froids. D'autres silicifications du piedmont atlasique (Hamada du Guir) montrent des dispositions similaires et sont également à relier à des silicifications tardives sous l'effet d'écoulement de nappes (Thiry & Ben Brahim, 1997).

Ces études montrent la prudence qu'il convient d'avoir pour l'interprétation paléoclimatique de ces silicifications. Le problème est bien plus général et pas uniquement restreint à ces formations du piedmont atlasique. Dans le bassin de Paris, la silicification des grès de Fontainebleau qui était attribuée à des climats secs (Alimen, 1936) s'est révélée être liée à des écoulements de nappes sous climat tempéré/froid et dans les paysages entaillés au cours du Quaternaire (Thiry et al., 1988), tout comme les silicifications de calcaires (Thiry & Ribet, 1999) qui au par avant avaient été interprétées comme synsédimentaires, concomitantes du dépôt des calcaires lacustres. Le cas est bien différent pour les cuirasses siliceuses, aux caractères pédologiques (illuviation, profil géotrope, etc ...), comme ceux d'Australie et du bassin de Paris (Thiry, 1999 ; Thiry et al., 2006), qui correspondent bien à des paléoclimats chauds à régimes hydriques alternés. Les silicifications de nappe, par acidification des nappes (oxydation de sulfures et ferrollyse) sont encore d'un autre type, mais correspondent bien à des climats à fort déficit hydrique (Thiry et al., 1995 ; Thiry et al., 2006). C'est la micromorphologie et l'interprétation des structures qui est le plus souvent la clé pour aborder ces problèmes génétiques.

Bibliographie

- Alimen H., 1936, Etude sur le Stampien du Bassin de Paris. Mém. Soc. géol. Fr., 31, 309 p.
- Alimen H., Deicha G., 1958, Observations pétrographiques sur les meulière pliocènes. Bull. Soc. géol. Fr., (6), 8, p. 77-90.
- Arbey F., 1980, Les formes de la silice et l'identification des évaporites dans les formations silicifiées. Bull. Centre Rech. Pau. SNPA, 4, 1, p. 309-365.
- Auzel M., Cailleux A., 1949, Silicifications nord-sahariennes. Bull. Soc. géol. Fr., (5), 19, p. 553-559.
- Ballouche A., Lefèvre D., Carruesco C., Raynal J.P., Texier J.P., 1986, Holocene environments of coastal and continental Morocco. *in*: Quaternary Climate in Western Mediterranean, Proceeding of the Symposium on Climatic Fluctuations during the Quaternary in the Western Mediterranean Regions, p. 517-531.
- Benammi M., Jaeger J.J., 1995, Datation des formations continentales du Jbel Rhassoul à l'aide de micro-mammifères. Notes et Mém. Soc. géol. Maroc, 155, p. 29-77.
- Bosbach D., Hochella M.F. Jr., 1996, Gypsum growth in the presence of growth inhibitors; a scanning force microscopy study. In: Chemical and biological control on mineral growth and dissolution kinetics, Stillings L.L., ed., Chemical Geology. 132/1-4, p. 227-236
- Choubert G., 1946, Note préliminaire sur le Pontien au Maroc (essai de synthèse orogénique du Maroc Atlasique). Bull. Soc. géol. Fr., (5), 15, p. 683-691.
- Davies S.N., 1964, Silica in streams and groundwater. Amer. J. Sci., 262, p. 870-890.
- Duringer P., Ais M., Chahi A., 1995, Contexte géodynamique et milieu de dépôt du gisement de stévensite (rhassoul) miocène du Maroc: environnement lacustre ou évaporitique ? Bull. Soc. géol. Fr., 166/2, p. 169-179.
- Fersmann A., 1926, Über die Eerscheinung der Silizierung in der Mittelasiatischen Wüste Karakum. C.R. Acad. Sci. U.R.S.S., p. 145.
- Flörke O.W., Flörke U., Giese U., 1984, Moganite. A new microcrystalline Silica-Mineral. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abh., 149, 3, p. 325-336
- Heaney P.J., 1993, A proposed mechanism for the growth of chalcedony. Contrib. Min. Petrol., 11, p. 66-74.
- Hem J.D., 1985, Study and interpretation of chemical characteristics of natural water. 3rd ed. U.S. Geol. Survey Water-Supply Paper 2254, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 263 p.
- Kaiser E., 1928, Die Diamanten Wüste Sud West Afrikas. Band I. Dietrich Reiner (Ernst Vohsen) Berlin, 321 p.
- Lapparent (de) J., 1936, Les milieux générateurs de la montmorillonite et de la sepiolite. C.R. Acad. Sci., Paris, 203, p. 553-555.
- Lasaga A.C., 1995, Fundamental approaches in describing mineral dissolution and precipitation rates. *in*: White A.F. & Brantley S.L., eds, Chemical weathering rates of silicate minerals. Rev. in Mineralogy, 31, p. 23-81.
- Lefèvre D., 1989, Formations continentales pleistocènes et paléoenvironnements sédimentaires dans le bassin de Ksabi (Moyenne Moulouya, Maroc). Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire, 26/2, p. 101-113.

- Lefèvre D., Raynal J.-P., Texier J.-P., 1985, De la fin du Villafranchien au début du Soltanien: exemples d'évolution des paléoenvironnements du Maroc occidental et oriental. Colloque "Héritages géomorphologiques et paléoenvironnements du Quaternaire moyen méditerranéen" (Paris, 16/09/85), Association des Géographes Français, p. 1-20.
- McBride E.F., Folk R.L., 1977, The Caballos Novaculite revisited. Part II: Chert and shale members and synthesis. *J. Sedimentary Petrology*, 47/3, p. 1261-1286.
- Merino E., Wang Y., Deloule E., 1994, Genesis of banded, fibrous, and twisted quartz by "catalysis", unstable crystallization fronts, and substitution: self-organization in agates. *Mineralogical Magazine*, 58A, p. 597-598.
- Millot G., Radier H., Muller-Feuga R., Defossez M., Wey R., 1959, Sur la géochimie de la silice et les silicifications sahariennes. *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lor.*, 12, 2, p. 3-15.
- Nash D.J., Thomas D.S.G., Shaw P.A., 1994, Siliceous duricrusts as palaeoclimatic indicators: evidence from the Kalahari desert of Botswana. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 112, p. 279-295.
- Radier H., 1959, Le Précambrien saharien au Sud de l'Adrar des Iforas. Le bassin créacé et tertiaire de Gao. Contribution à l'étude géologique du Soudan oriental.
- Raynal R., 1952, Quelques données nouvelles au sujet de l'Oligo-Miocène du bassin de la Moulouya. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 43-44.
- Raynal R., 1961, Plaines et piedmonts du bassin de la Moulouya (Maroc oriental), études géomorphologiques. *Inframare*, Rabat, 617 p.
- Rayot V., Self P., Thiry M., 1992, Transition of clay minerals to opal-CT during ground-water silicification. *In : Mineralogical and geochemical records of paleoweathering*, (J.M. Schmitt & Q. Gall, eds), ENSMP Mém. Sc. de la Terre, 18, p. 47-59.
- Storz M., 1928, Die sekundären authigenen Kieselsäuren in ihrer petrogenetisch-geologischen Bedeutung. *Monogr. z. Geologie und Pal.*, Ser. II, Heft 4, 481 p.
- Takahashi Y., Imai H., Hosaka M., Kawasaki M., Sunagawa I., 2004, Epitaxial lateral overgrowth (ELO): the mechanism of formation of spectre, skeletal, cathedral and related quartz morphologies. *European J. Mineralogy*, 16/1, p. 1009-1017.
- Termier H., Dubar G., 1940, Notice explicative de la carte géologique provisoire du Moyen Atlas septentrional au 1/200 000 : notice explicative. *Notes et Mém. Serv. Mines Maroc*, 24 bis, 74 p.
- Texier J.-P., Raynal J.-P., D. Lefèvre D., 1985, Essai de chronologie du Quaternaire marocain. *Bulletin d'Archéologie Marocaine*, XVI, p. 11-26.
- Thiry M., 1997, Continental silicifications: A review. *in: Soils and Sediments: Mineralogy and Geochemistry*, H. Paquet, N. Clauer (eds.), Springer, pp. 191-221.
- Thiry M., 1999, Diversity of continental silicifications features: examples from the Cenozoic deposits in the Paris Basin and neighbouring basement. *in : Palaeoweathering, palaeosurfaces and related continental deposits*, Thiry M. & Simon-Coinçon R., eds, *Spec. Publs. Int. Ass. Sediment.*, 27, p. 87-127.
- Thiry M., Ben Brahim M., 1997, Silicification de nappe dans les formations carbonatées tertiaires du piedmont atlasique (Hamada du Guir, Maroc). *Geodinamica Acta*, 10/1, p. 12-29.
- Thiry M., Bertrand-Ayrault M., Grisoni J.C., 1988, Ground-water silicification and leaching in sands : example of Fontainebleau Sand (Oligocène) in the Paris Basin. *Geol. Soc. of America Bull.*, 100, p. 1283-1290.

- Thiry M., Millot G., 1987, Mineralogical forms of silica and their sequence of formation in silcretes. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57, 2, p. 343-352.
- Thiry M., Milnes A.R., 1991, Pedogenic and groundwater silcretes at Stuart Creek Opal Fields, South Australia. *Jour. Sediment. Petrol.*, 61/1, p. 111-127.
- Thiry M., Milnes A.R., Rayot V., Simon-Coinçon R., 2006, Interpretation of palaeoweathering features and successive silicifications in the Tertiary regolith of Inland Australia. *Journal of the Geological Society*, 163, p. 723-736.
- Thiry M., Ribet I., 1999, Groundwater silicifications in Paris Basin limestones: fabrics, mechanisms, and modelling. *Jour. Sedimentary Petrology*, 69/1, p. 171-183.
- Thiry M., Schmitt J.M., Rayot V., Milnes A.R., 1995, Géochimie des altérations des profils blanchis du régoélite tertiaire de l'intérieur de l'Australie. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 320/II a, p. 279-295.
- Trauth N., 1977, Argiles évaporitiques dans la sédimentation carbonatée continentale et épicontinentale tertiaire. Bassin de Paris, de Mormoiron et de Salinelles (France). Jbel Ghassoul (Maroc). *Sci. Géol. Mém.*, 49, 195 p.