

Genesis of Copper Deposit of Aïn-Sefra Aera, Western Algeria

By O. KOLLI*)

With 9 Figures

Zusammenfassung

Die oberjurassisch-unterkretazische Sandsteinformation von Ain Sefra im Sahara-Atlas enthält in mehreren Horizonten Cu-Erz-führende Schichten des „Red bed“-Typs. Die Metallherkunft wird aus dem Grundgebirge im Süden vermutet.

Abstract

Copper mineralization within the Upper Jurassic and Lower Cretaceous Sandstone of Aïn-Séfra is controlled by the lithology and paleotopography. The mineralization occurs in channel sands of low energy, flood plains where good permeabilities permitted high intergranular flow of saline solutions acting as metal carriers.

Malachite, azurite, delafossite and chrysocolla fill the interstices and fractures in the clastic host rocks, forming halos around the mineralized fossil plant material. Primary sulfide minerals as chalcocite, chalcopyrite and pyrite were probably deposited by groundwater solutions moving through paleochannelsystems after deposition of the host rock. Also, the petrographical datas show that copper sulfide grains occur on the outside of quartz overgrowths.

Mineralization occurs when a favorable reducing environnement, which provided principally by the decomposing plant fragments, is present.

It appears clearly that the mineral emplacement is related to an epigenetic phase.

*) Département de Géologie, Institut des Sciences de la Terre, U. S. T. H. B., B. P. 139 Dar el Beida — Alger, Algerie.

The ultimate source of copper may have been older deposits in Precambrian rocks or copper leaching from weathered Precambrian rocks (of the P. III) in the Anti-Atlas and Ougarta mountains in South-West of Aïn-Séfra.

Résumé

Les minéralisations cuprifères de la région d'Aïn-Séfra sont encaissées dans un ensemble détritique bigarré d'âge mésozoïque. Elles sont caractérisées par:

- une localisation particulière à trois niveaux stratigraphiques différents (Portlandien, Néocomien, Aptien).

- un contrôle lithologique et paléotopographique stricte. La minéralisation est contenue dans des faciès blancs et verts à l'intérieur d'une série à dominante rouge. Les faciès sont discontinus et occupent des chenaux caractérisés par leur richesse en débris végétaux et en matière organique.

Macroscopiquement, la minéralisation est, disséminée ou fissurale ou encore concordante avec le litage de la roche ou épigénétique.

L'association minérale est simple et comprend surtout de la chalcocite, de la malachite, de l'azurite, du chrysocolle, de la covellite et de la cuprite. Ces minéraux forment le ciment des éléments détritiques ou bien ils sont associés au ciment carbonaté de la roche hôte. La cristallisation de ces minéraux montre un caractère typiquement épigénétique et s'expliquerait par la circulation d'eaux souterraines qui semblent avoir joué un rôle essentiel dans la mobilisation et le dépôt du cuivre. Ce processus a abouti à la mise en place d'une minéralisation de type roll ou front mobile.

Introduction

Dans l'état actuel de nos connaissances sur les conditions de mise en place des minéralisations en liaison avec des sédiments détritiques grossiers communément désignés sous le terme de «Red-beds», les recherches ont montré que dans la majorité des cas la mise en place des minéralisations est syngénétique. Les études que nous avons mené sur des minéralisations à Cu dans des sédiments clastiques dans la région d'Aïn-Séfra, ont permis de mettre en évidence le caractère franchement épigénétique de la minéralisation.

Les minéralisations d'Aïn-Séfra sont essentiellement cuprifères et d'âge mésozoïque. Elles sont caractérisées par leur grande extension géographique, leur répartition stratigraphique et leurs contrôles paléomorphologiques (chenaux fluviaux) et lithologiques.

Situation Géographique

La région d'Aïn-Séfra est située dans la partie centrale des Monts des Ksour. Les Monts des Ksour constituent la partie la plus occidentale de l'Atlas Saharien

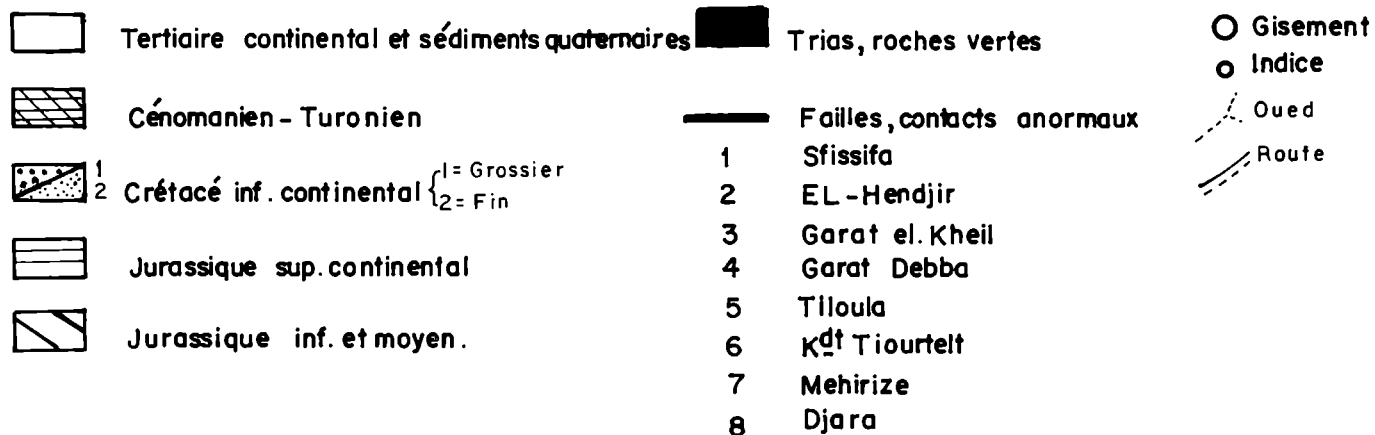
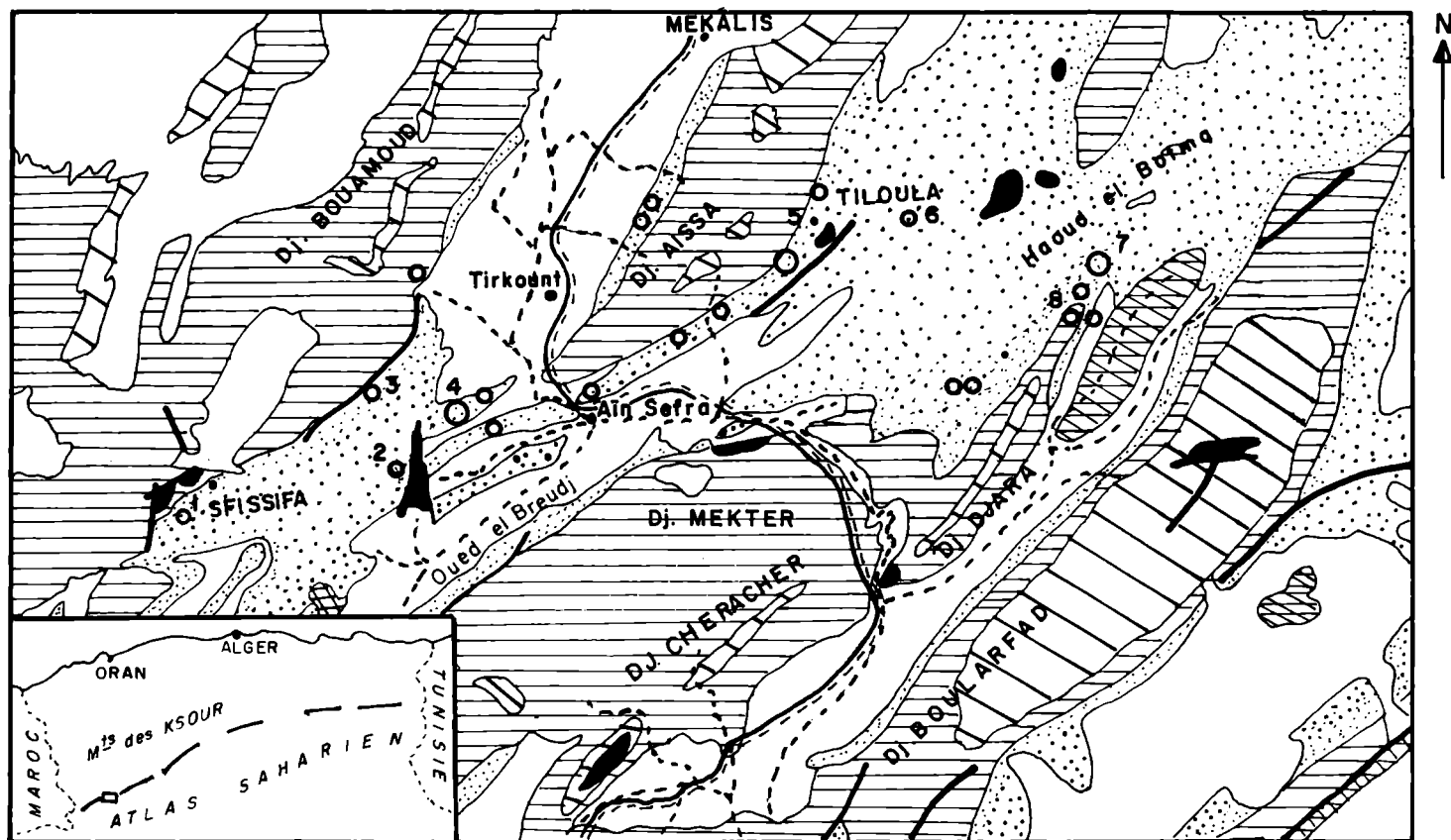


Fig. 1. Localisation du secteur d'étude et distribution des minéralisations dans la partie centrale des Monts des Ksour.

qui trouve son prolongement dans le Haut Atlas au Maroc. Cette partie de l'Atlas Saharien est bordée au Nord par les Hauts Plateaux et au Sud par la plate forme saharienne. Elle est caractérisée par des chaînons allongés et orientés Sud-Ouest-Nord-Est. Ces chaînons sont séparés par de vastes plaines synclinales. Le secteur étudié (Fig. 1) est constitué de deux dépressions principales de plusieurs Kms de long. La première est celle de Tirkount — Ben Hendjir; la seconde est formée par la plaine de Tiout qui se relaye vers l'Est par le Haoud-El-Botma et vers le Nord par la plaine de Tiourtelt. Ces vastes dépressions sont limitées au Sud par les chaînons de Mir-El-Djebel, Dj. Mekter et Dj. Djara et au Nord-Ouest par le Dj. El-Haïrch et le Dj. Morhad. Elles sont séparées entre elles par l'anticlinal du Dj. Aïssa (45 Kms de long).

Cadre Géologique Régional

Dans tout l'Atlas Saharien occidental se développe un ensemble détritique bigarré, rapporté au Jurassique Supérieur Crétacé inférieur. Cet ensemble déborde même sur les régions voisines. Cet ensemble présente des faciès uniformes, azoïques et très monotones aux affleurements. Il offre une étude très complexe du fait que les couches qui le composent et qui s'étendent du Dogger au Cénomaniens sont constituées de conglomérats, de grès et d'argiles pélitiques. Les repères chronostratigraphiques sont rares et les seuls critères qui permettent des découpages assez constants sur toute l'étendue des Monts des Ksour sont pétrographiques et morphologiques. Aussi, il est devenu classique de diviser à la suite de J. P. BASSOULET (1973), cet ensemble épais de plus de 2500 m en trois grandes unités lithostratigraphiques (Fig. 2). Cet ensemble détritique se place à la suite normale du contexte d'évolution du domaine atlasique que l'on observe à partir du Bathonien et au cours duquel la regression de la mer venant de l'Est et du Nord (G. CHOUBERT et A. FAURE-MURET, 1962) va s'accroître jusqu'à l'Albien. Durant toute cette période les Monts des Ksour sont caractérisés par une sédimentation fluvio-deltaïque. Celle-ci passe latéralement aux faciès marins de la zone mobile plus au Nord et à ceux également marins de l'Atlas Saharien central.

Étude des Minéralisations

Il existe environ une centaine de points minéralisés dans les sédiments mésozoïques de l'Atlas Saharien occidental. La minéralisation est essentiellement cuprifère et la chalcocite en est le minéral principal. Les zones minéralisées apparaissent à 3 niveaux stratigraphiques bien précis à l'intérieur de l'ensemble détritique bigarré. Elles apparaissent au Portlandien, au Néocomien et à l'Aptien (Fig. 2). Il existe un contrôle lithologique stricte de la minéralisation. De ce point de vue, la minéralisation se localise exclusivement dans des faciès détritiques blancs ou verts dans une série à dominante rouge. En dehors de ces niveaux aucune minéralisation n'a été décelée. Ces trois niveaux correspondent à des grès de remplissage de chenaux,

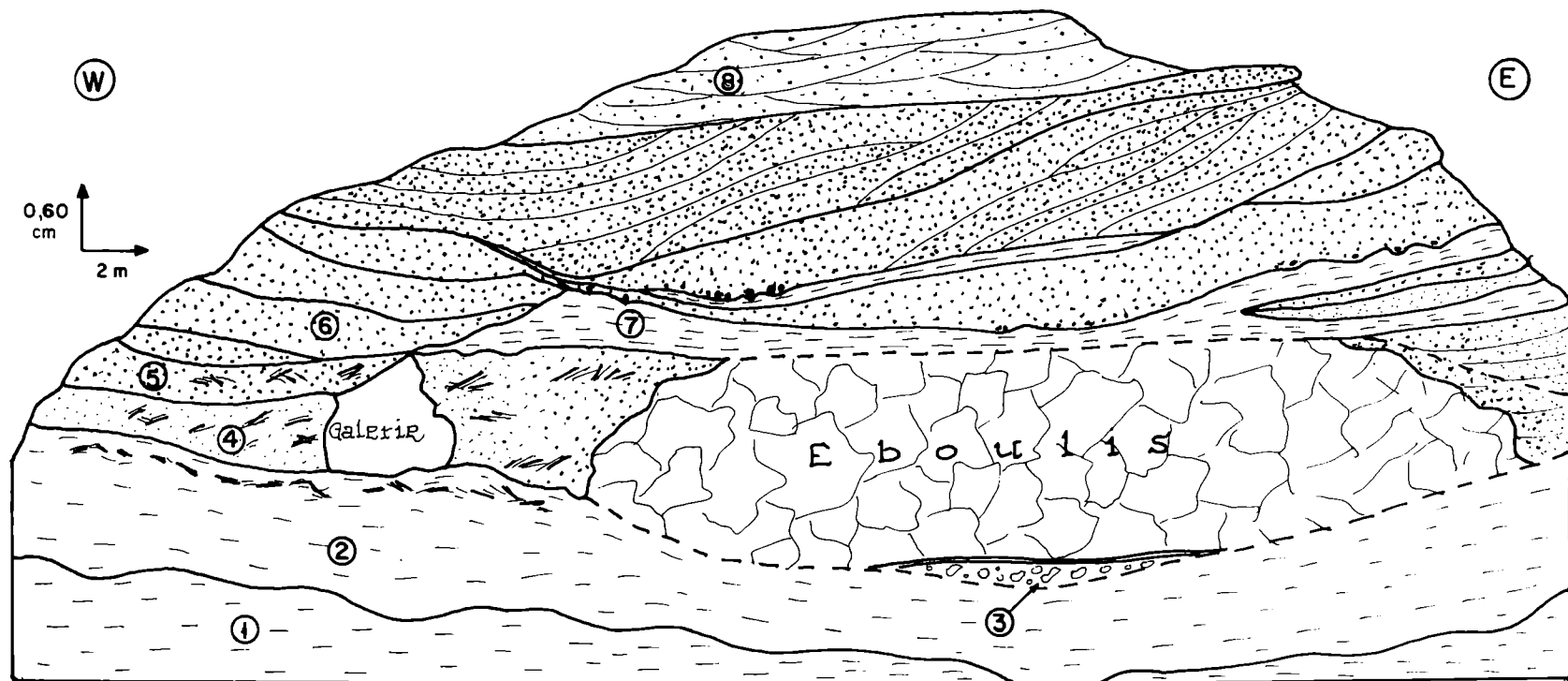


Fig. 2. Exemple d'un empilement de corps lenticulaires dans le système chenalisant minéralisé de Garat-Debba (d'après photo).

① Argiles pélitiques rouges

② Argiles pélitiques vertes à débris végétaux minéralisés

③ Conglomérat à galet d'argile pélitique verte

④ Grés argileux minéralisé à débris végétaux

⑤ Grés blancs quartzeux, à ciment carbonaté, galets mous, et troncs d'arbre minéralisés

⑥ Grés blancs quartzeux à galets mous, ciment carbonaté, non minéralisé

⑦ Argiles pélitiques vertes non minéralisées

⑧ Grés rouges à stratifications obliques, ciment argilo-ferrugineux, non minéralisés

caractérisés par rapport aux autres grès rouges par leur bonne porosité et par la présence de débris végétaux et de matière organique. D'allure stratiforme à l'échelle régionale, elles présentent un aspect discontinue à petite échelle et de ce fait elles se rattachent au type pénéconcordant ou type red-beds. Dans ces trois niveaux, la minéralisation est encaissée dans des complexes chenalisants (Fig. 3) et est associée à des argiles pélitiques vertes, à des grès blancs à taches noirâtres de matière organique et surtout à des grès blancs à nombreux débris végétaux. Les complexes chenalisants présentent dans leurs parties affleurantes une extension latérale variable de 15 à 100 m et une puissance de 1 à 6 m. Ils correspondent à des paléochenaux et sont constitués par l'accumulation de lentilles unitaires gréseuses associées à des petits niveaux d'argile pélitique verte ou de siltstone vert. Les lentilles montrent souvent de nombreux débris végétaux épigénisés en malachite, azurite, chalcocite et oxydes de fer. L'imbrication des lentilles de grès blanc donne des structures entrecroisées où les sédiments fins sont ravinés par le matériel plus grossier.

Dans ces lentilles la minéralisation apparaît soit disséminée sous forme nuageuse soit suivant les plans de litage (Fig. 4). Dans certains cas, elle remplit des



Fig. 3. Photographie montrant, de haut en bas, les relations de la minéralisation avec les roches encaissantes:

- des grès blancs, à base érosive, dans lesquels la minéralisation est disséminée sous forme nuageuse.
- des argiles illitiques stratifiées où la minéralisation se dispose dans les plans de litage et dans des petites fractures.
- des argiles gréseuses riches en débris végétaux minéralisés. Provenance: Gerat-Debba.

petites fractures dans les grès et les argiles illitiques et elle épigénise partiellement ou totalement les débris végétaux (Fig. 5).

La minéralisation est constituée pour l'essentiel de malachite, d'azurite, de chalcocite et de covellite auxquels sont parfois associés de la chalcopyrite, de la pyrite, de la délafossite, du chrysocolle, de la cuprite, de la goethite et probablement de la ténorite (SONAREM, 1973). Malachite, azurite et chalcocite apparaissent se concentrer dans les débris végétaux carbonisés. Ces minéraux apparaissent aussi dans le ciment carbonaté des grès hôtes qu'ils remplacent. Dans d'autres cas, ils cimentent les grains détritiques de la roche et apparaissent le long de petites fractures, donnant des halos irréguliers autour des sulfures primaires (Fig. 6).

Chalcopyrite, pyrite et parfois la chalcocite apparaissent disséminés dans le ciment carbonaté des grès. Dans certains cas, la chalcocite remplace la chalcopyrite. La covellite apparaît toujours sous forme de remplacement des sulfures primaires.

Pétrographie des Roches Hôtes de la Minéralisation

Les sédiments qui portent la minéralisation comprennent aussi bien des microconglomérats que des grès à grain moyen, des argiles illitiques et des siltstones. La couleur de ces sédiments est toujours blanche ou verte. Une analyse modale effectuée sur les grès a permis de les considérer comme étant des orthoquartzites comparables à ceux définis par PETTIT-JOHN, F. J., et al. (1972). Sur le plan microscopique, les grès montrent des grains détritiques où les grains de quartz prédominant. Certains grains de quartz sont déformés et présentent une extinction roulante et nombre d'entre eux sont soulignés par un accroissement en silice secondaire important (Fig. 7). Les grains, en général, sont limpides et quelques uns présentent de nombreuses inclusions diverses parmi lesquelles les inclusions aciculaires de rutile sont facilement reconnaissables, d'autres grains montrent des figures de Boehm.

Ces grains sont constitués pour l'essentiel de quartz monocristallin arrondis à sous-arrondis dont la taille varie de 0,1 à 0,4 mm. Le reste du cortège minéralogique est constitué de feldspaths, de minéraux argileux et de minéraux lourds.

Les feldspaths sont aussi arrondis et représentés par le l'orthose et du microcline. Ces minéraux apparaissent peu altérés et leur bonne conservation rappelle ceux communément observés*) dans les formations détritiques cambriennes des Monts d'Ougarta.

Les plagioclases sont occasionnellement présents et sont représentés par de l'albite qui dans certains cas apparaît diagénétique. Ceci attesterait alors de la forte salinité du milieu de formation. Accessoirement, on note la présence de paillettes de micas (biotite et muscovite) altérés, de tourmaline, de rutile, d'épidote, d'hématite, de magnétite ainsi que de zircon. Tous ces minéraux apparaissent fortement usés et s'observent en grains arrondis à sub-arrondis et témoigneraient du caractère polycyclique des grès minéralisés de la région d'Aïn-Séfra.

* Communication orale: F. ARBEY.



Fig. 4. Photographie montrant une partie d'un tronc d'arbre complètement épigénisé par la malachite, l'azurite et la chalcocite. Provenance: Garat-Debba.

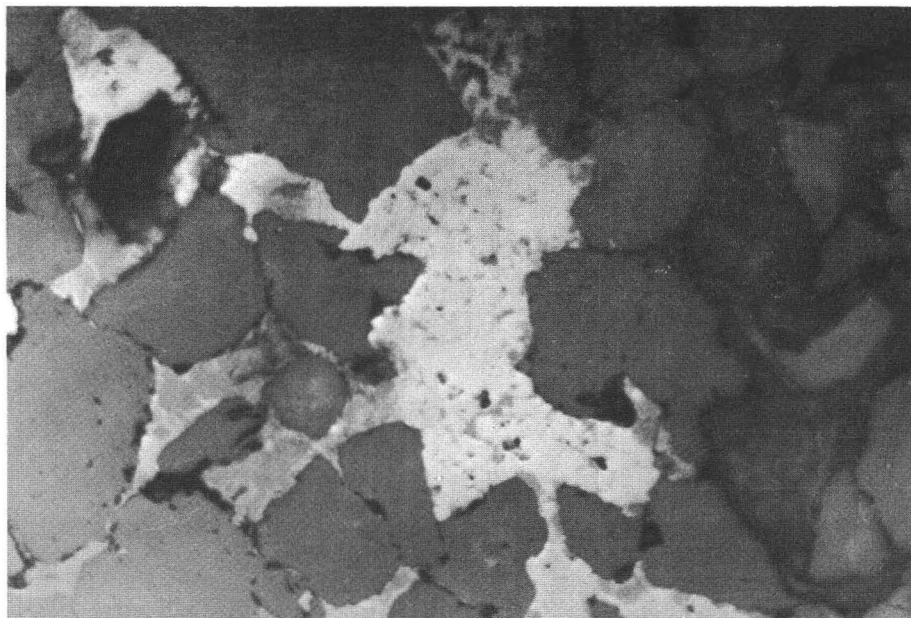


Fig. 5. Microphotographie montrant de la chalcocite (en blanc), avec sur les bords de la covellite (gris blanc), qui cimente les grains détritiques. Section polie, lumière réfléchie: $\times 10$. Provenance: Tiloula.

Il est aussi intéressant de signaler la fréquence relative des grains de zircon qui est à mettre en parallèle avec les formations volcaniques du Pr. III affleurants au S-W de la région étudiée et qui sont riches en zircon ainsi que les sédiments cambriens transgressifs sur ces roches volcaniques.

D'un autre côté l'étude de ces grès a permis de mettre en évidence que leur structure était à l'origine assez poreuse. Ils ont par la suite été le siège de phénomènes diagénetiques et épigénétiques importants. Le phénomène le plus spectaculaire est celui du développement des silicifications secondaires qui a conféré à ces grès une structure plus ou moins jointive. En plus de cette cimentation siliceuse, l'étude a montré la présence de plusieurs types de ciments: sulfaté à barytine, carbonaté à calcite et dolomite, cuprifère (sulfures et carbonates de Cu) et ferrifère. Tous ces types de ciment, et en particulier le type cuprifère, présentent une distribution géométrique en fonction de la porosité résiduelle réalisée par le ciment siliceux. Ils remplissent les interstices granulaires. Les minéraux cuprifères apparaissent toujours en dehors des auréoles de nourrissage en quartz et parfois se surimposent à la structure quartzeuse (Fig. 7). L'observation de certains débris végétaux fossiles montre une structure cellulaire complètement silicifiée, des cellules non déformées et des minéraux cuprifères qui se surimposent à cette structure cellulaire ou bien ils s'insinuent dans les petites fractures postérieures à la silicification (Fig. 8). Cette dernière observation montre clairement que de la silice était présente au moment du

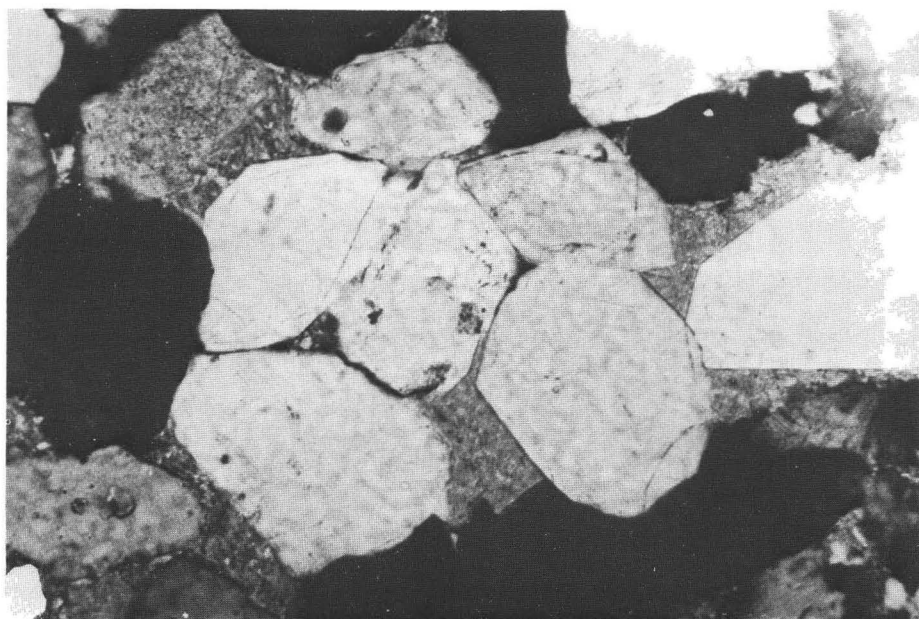


Fig. 6. Microphotographie d'un grès à ciment de carbonates de Cu. La malachite (en gris noir) remplit les vides résiduels, à contours géométriques, laissés par le nourrissage important des grains de quartz dont le noyau détritique apparaît nettement. Lame mince, lumière analysée et polarisée: $\times 6,3$. Provenance: Tiloula.

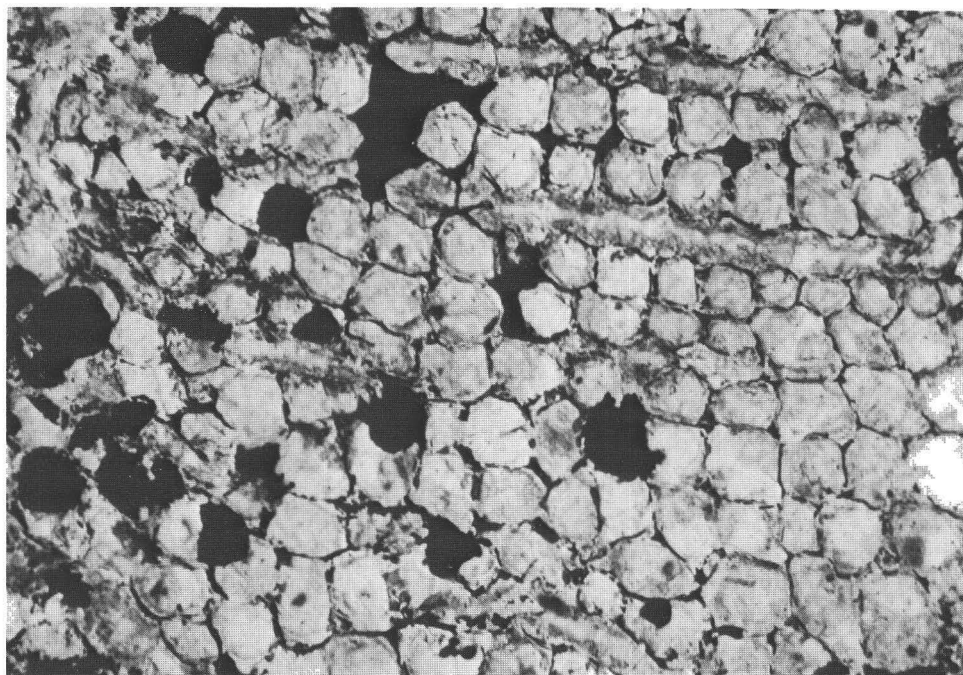


Fig. 7. Microphotographie montrant une structure cellulaire silicifiée sur laquelle se surimposent les minéraux cuprifères (chalcocite et malachite). Lame mince, lumière naturelle: $\times 6,3$.
Provenance: Méhirize.

dépôt des sédiments puisque les débris organiques n'ont pas été détruits par oxydation et leur enfouissement étant probablement rapide. Toutes les observations réalisées montrent à l'évidence le caractère interstitiel des minéraux cuprifères et leur mise en place postérieurement à la silicification de la roche encaissante. La succession paragénétique est difficile à mettre en évidence avec précision cependant les observations accumulées permettent de proposer la succession qui est résumée au tableau 1.

Conclusion

Aspect génétique de la minéralisation et source du Cu.

Les observations accumulées tout au long de l'étude de la minéralisation et de son enveloppe permettent de conclure à une postériorité de la minéralisation (sulfures de Cu, carbonates et silicate de Cu) par rapport à la roche hôte. La minéralisation est discontinue à toutes les échelles d'observation et l'introduction tardive du cuivre par rapport aux sédiments hôtes ne peut faire aucun doute. Il apparaît clairement que la minéralisation est liée à des circulations souterraines d'eau vadosa,

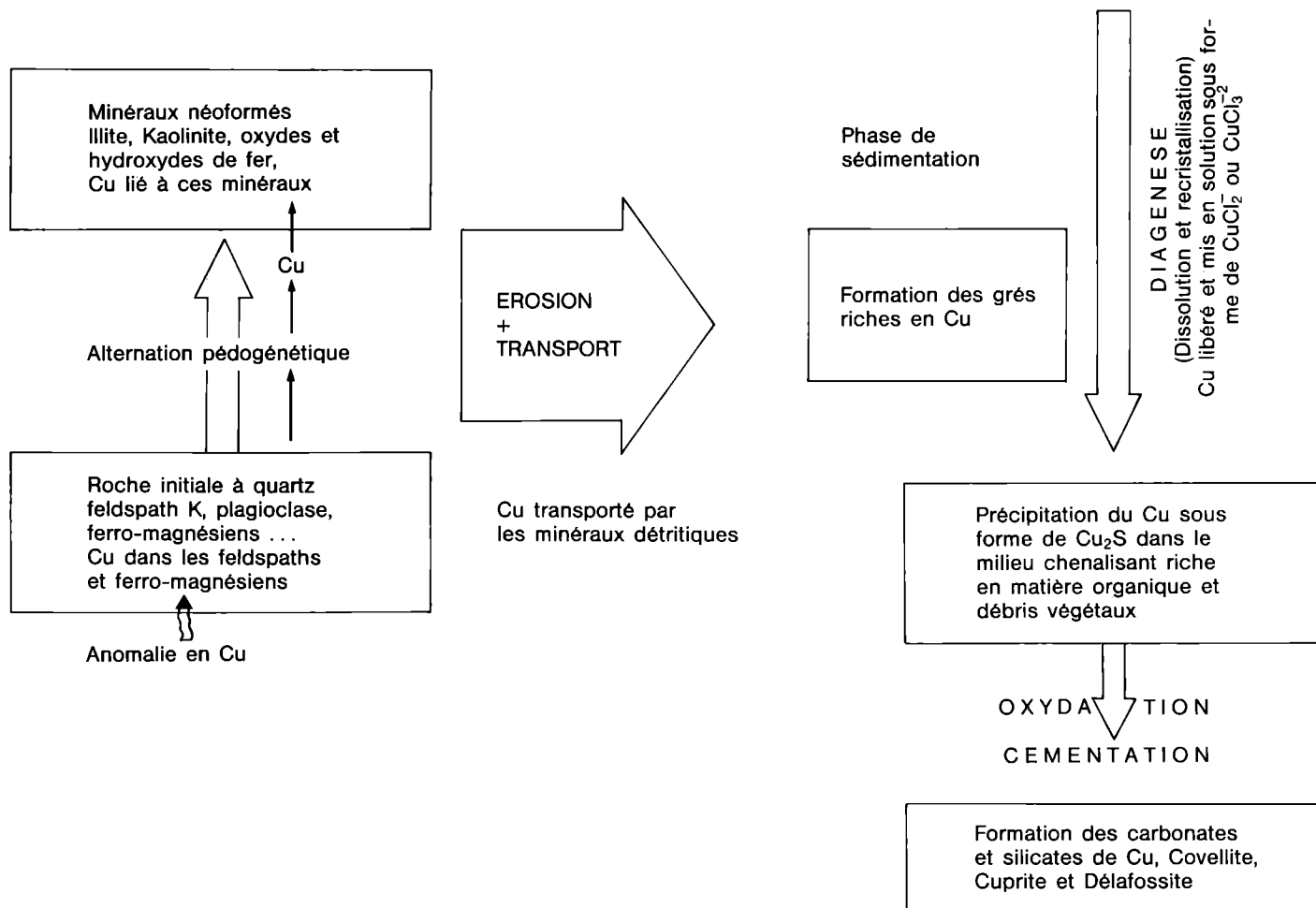


Fig. 8. Schéma résumant l'aspect génétique de la minéralisation et la source du Cu.

probablement d'origine météorique, comme l'atteste le ciment calcitique et dolomitique des grès hôtes. Il est alors vraisemblable que cette minéralisation s'apparente à celle du «type roll» (ou front mobile), type bien connu dans les concentrations uranifères encaissées dans des formations détritiques identiques à celle de la région d'Aïn-Séfra.

Quant à la source du Cu concentré dans les chenaux, il est possible que cet élément ait été lixivié par les nappes oxydantes et empruntés aux autres couches de grès. En effet, à la suite des travaux de WALKER T. R. (1976) et de HOLMES I. et al. (1983), il est largement admis que les silicates ferromagnésiens (pyroxènes, amphiboles, biotites, muscovites . . .) les feldspaths, les argiles (illite, kaolinite . . .) et les oxydes et hydroxydes de fer sont susceptibles d'être complètement détruits lors de la diagénèse ou changer d'état dans le cas des hydroxydes par exemple qui se transforment en oxydes. Par ailleurs, ces mêmes minéraux peuvent renfermer d'importantes quantités de Cu à l'état de trace; une moyenne supérieure à 100 ppm. Lorsqu'on pense au puissant ensemble détritique bigarré d'Aïn-Séfra qui fait 2500 m en moyenne; il est facile d'imaginer l'énorme stock de Cu qui aurait pu être extrait lors de la diagénèse des minéraux énumérés précédemment et dont certains sont absents et d'autres présents à l'état de trace dans les grès d'Aïn-Séfra. Le Cu extrait lors de la diagénèse serait véhiculé par les nappes acides souterraines et se redéposerait dans les grès blancs riches en matière organique et en débris végétaux carbonisés. Ces considérations ont permis d'envisager que l'origine proche du Cu est constituée par la roche encaissante. Quant à l'origine lointaine du métal, nous pensons que c'est l'origine de la roche encaissante qui est celle du cuivre.

A ce propos, l'étude du contexte géologique et paléogéographique régional montre un fait remarquable qui est constitué par la présence au Sud-Ouest du domaine étudié, de roches volcaniques (andésites en particulier) du Panafricain qui représentent une anomalie positive en Cu et qui a fort bien pu fournir par le biais de l'altération pédologique un stock métal important au bassin de sédimentation. A ce sujet l'étude du cortège minéralogique de l'encaissant (KOLLI, O., et ABDEL-WAHAB, S., 1982) a permis d'envisager que pendant le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur, le climat qui régnait sur le continent qui a fourni ces sédiments devait être chaud et humide. D'autre part, CONRAD, C. (1969) signale à 600 Kms plus au Sud (région de Tidikelt) de la zone étudiée des rubéfactiones et des cuirassements ferrugineux qui affectent la série paléozoïque pénéplanée avant le dépôt du Continental Intercalaire, c'est à dire à la base du Crétacé. Par ailleurs nous pouvons aussi affirmer que l'ensemble détritique bigarré d'Aïn-Séfra correspond aux produits du démantèlement des profils d'altération plus ou moins importants qui se seraient formés au cours de la période biotassique. Il serait alors logique de penser que pendant l'altération chimique continentale sous couvert végétal, les minéraux néoformés comme les argiles, les oxydes et hydroxydes de fer ont du retenir le Cu mobilisé. Nous pouvons donc proposer un schéma de transport du Cu vers le bassin de sédimentation (Fig. 9), sous forme adsorbée sur les particules détritiques de nature différente (argiles, oxydes, hydroxydes, silicates ferromagnésiens, feldspaths . . .) après la destruction du couvert végétal dans le sens d'ERHART, H. (1956).

Sédimentation	Diagenèse		Epigénèse	Zone de cimentation et d'oxydation
	Précoce	Tardive		
Quartz ditritique	Silicification			
Feldspaths Plagioclases	(Q. secondaire)	Barytine	Calcite	
Ferro-magnésiens			Chalcocite	
Zircon		Chalcopryrite		Malachite, Azurite, Chrysocolle
Tourmaline				
Rutile				
Produits Ferrugineux				Covellite Délafofossite
Illite Chlorite Kaolinite		Montmorillonite Pyrite		Cuprite

Fig. 9. Schéma récapitulatif résumant les phénomènes syngénétiques, diagenétiques et épigénétique en relation avec l'apparition des divers minéraux.

Remerciements

L'auteur remercie les Professeurs Y. FUCHS et N. ÖZLÜ, respectivement de l'Université Pierre et Marie Curie de Paris VI et de l'U. S. T. H. B. — Alger, pour la lecture critique du manuscrit.

Bibliographie

- BASOULLET, J. P. (1973): Contribution à l'étude stratigraphique du Mésozoïque de l'Atlas Saharien occidental, Algérie. Thèse Doct. Fac. Sci. Paris.
- CHUBERT, G., et FAURE-MURET, A. (1962): Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques, M. h. S. Soc. Geol. Fr. (livre mémoire P. Fallot), t 1; 147–527.
- CONRAD, C. (1970): L'Évolution continentale post-hercynienne du Sahara algérien — Saoura, Erg — Chech, Tanzeurouft, Ahnet, Mouydir. Ed. C. N. R. S., Ser. Géologie N° 10, 527 p.
- DELFAUD, J. (1974): La sédimentation deltaïque ancienne: Exemples Nord Sahariens. Bull. Centre Rech. Pau — S. N. P. A., 8, 1, 241–263.
- ERHART, H. (1956): La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Collection «Evolution des Sciences», Ed. Masson, Paris N° 8.
- HARSMAN, E. N. (1972): Geology and uranium deposits Shirley Basin area, Wyoming. Geol. Serv. Pap. 745, 82 p.
- HOLMES, I., CHAMBERS, A. D., IXER, R. A., TURNER, P., and VAUGHAN, R. J. (1983): Diagenetic processes and the mineralization in the Triassic of Central England. Min. Deposita, Vol. 18, 2, 365–378.
- KOLLI, O., et ABDEL-WAHAB, S. H. (1982): Pétrographie et diagénèse des grès de la région d'Aïn-Séfra (W. Saïda, Algérie) 4ème Sém. Nat. Sci. Terre — Alger.
- PETIT-JOHN, F. J., POTTER, P. E., and SIEVER, R. (1972): Sand and Sandstones. Springer-Verlag (Berlin-Heidelberg-New York) 619 p.
- ROSE, A. N. (1976): The effect of cuprous chloride complexes in the origin of red-bed copper and related deposits. Econ. Geol. Vol. 71, 1036–1048.
- TIXERONT, M. (1973): Lithostratigraphie et minéralisations cuprifères et uranifères syngénétiques et familières des formations détritiques permo-triasiques du couloir d'Argana, Haut Atlas occidental (Maroc). Notes Serv. Géol. Maroc. 33, 249, 147–177.
- WALKER, T. R. (1976): Diagenetic origin of continental red-beds. In: FOLKE, H. (ed.), The continental Permian in Central, West and South Europe. D. Reidel Publishing Co; Dordrecht-Holland, 240–282.
- WOODWARD, E. A., KAUFMAN, W. H., SCHUMACHER, O. L., and Talbott, L. W. (1974): State-bound copper deposits in Triassic sandstones of Sierra Nacimiento, New Mexico. Econ. Geol., 69, 108–120.
- WOPFNER, H., GRIESECKE, S., KOCH, J., and FELS, H. (1983): New aspects on metal deposits of the Groeden sandstone (South Tyrol, Italy). In: Mineral Deposits of the Alps, ed. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 60–69.