

MINÉRALOGIE. — *Néogenèse de quartz dans les bancs sédimentaires d'un delta tropical. Aspect des grains en microscopie électronique et optique.* Note (*) de MM. Frédéric Baltzer et Loïc Le Ribault, présentée par M. Jean Orcel.

L'observation au microscope électronique à balayage de certains grains de quartz des bancs sédimentaires du delta de la Dumbéa (Nouvelle-Calédonie) démontre la croissance *in situ* de ces cristaux. Ils sont associés à des smectites également de néoformation, qui se forment par soustraction d'une partie de la silice des eaux fluvio-marines imprégnant ces bancs sédimentaires. Conditions de formation de ces quartz.

Les marais côtiers de la Nouvelle-Calédonie présentent de nombreux indices de silicifications récentes : silicification de fragments de coraux [Avias ⁽¹⁾], néogenèse de quartz [Baltzer ⁽²⁾, Gonord et Trescases ⁽³⁾]. Le mécanisme de ces silicifications n'avait pu être précisé jusqu'à présent. En Afrique, la découverte de quartz pyramidés authigènes dans la lagune de Fernan Vaz (Gabon) a permis à Giresse ⁽⁴⁾ de formuler les hypothèses suivantes : ces quartz sont probablement de formation synsédimentaire. Ils se forment par un processus très lent, dans lequel l'évaporation doit jouer un rôle. La paragenèse du quartz et du gypse est remarquable. Dans une récente Note, l'un de nous ⁽⁵⁾ a décrit la néoformation d'argile smectique dans les bancs sédimentaires bordant le chenal deltaïque de la Dumbéa (Nouvelle-Calédonie). L'eau fluvio-marine de faible densité flottant sur une eau plus salée d'origine marine imprègne les bancs sédimentaires du delta. Le jeu des marées fait monter et descendre cette nappe. La nappe évolue entre le niveau des hautes mers de grande morte-eau et le niveau des hautes mers de grande vive-eau. L'évaporation intense concentre les sels de cette nappe jusqu'à produire en surface un milieu sursalé, mis en évidence par la répartition de la végétation. Dans l'épaisseur des sédiments comprise entre le niveau des hautes mers de grande morte-eau et celui des hautes mers de grande vive-eau, l'eau de la nappe fluvio-marine déjà riche en silice à l'origine (bassin versant sur roches ultrabasiques très altérables) est concentrée par l'évaporation et nourrit les néoformations de smectite. Par analogie, nous avons recherché si les cristaux de quartz contenus dans les mêmes sables et limons argileux subissaient un nourrissage en silice.

DESCRIPTION DES CRISTAUX DE QUARTZ. — Les échantillons étudiés se présentent sous forme soit de grains polycristallins (*fig. 1*), soit de cristaux poussant en épigénie à partir d'un noyau primitif (grain de quartz). Les cristaux sont généralement bien formés (quartz prismatique), et de taille très variable (*fig. 3, 4*), atteignant un maximum de 150 μm , mais de moyenne comprise entre 35 et 40 μm .

L'observation au microscope optique est facilitée par la limpidité des échantillons et l'absence presque totale de fer, bien que la majeure partie des échantillons provienne de l'érosion de massifs ultrabasiques latéritisés. La taille des cristaux est insuffisante pour déterminer s'ils ont ou non subi une évolution.

O. R. S. T. O. M.

Collection de Références

n° 5050 5/1

5 NOV. 1971 Geol.

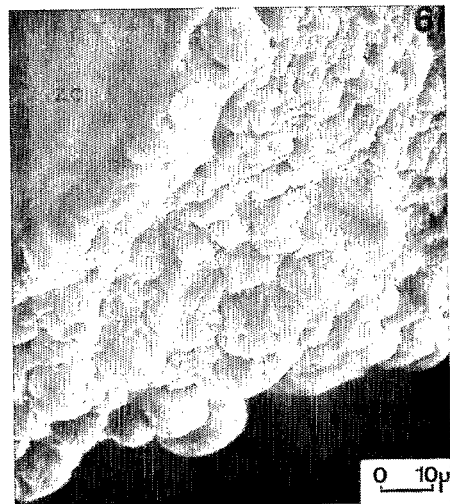
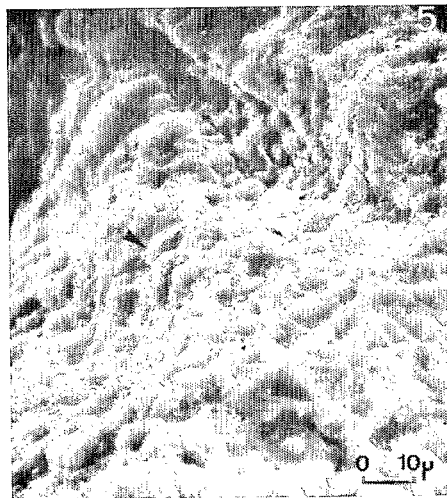
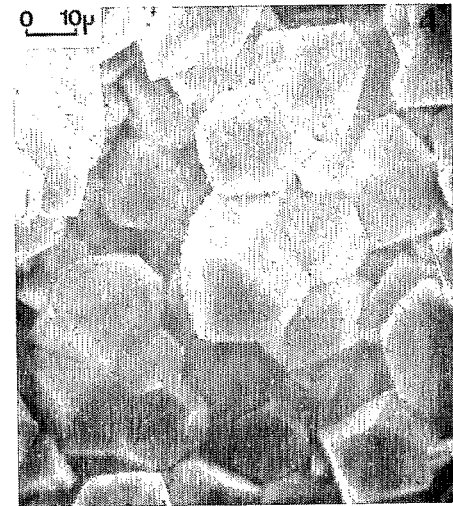
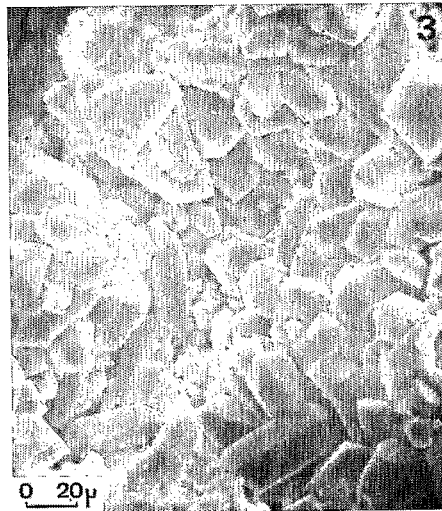
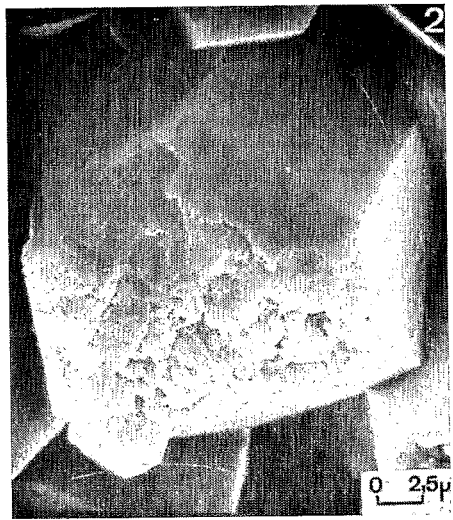
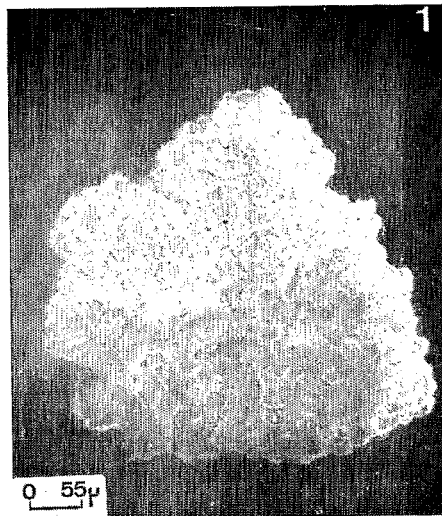


Fig. 1. — Grain de quartz polycristallin.

Fig. 2. — Figures de croissance sur un cristal de quartz.

Fig. 3 et 4. — Surface d'un grain polycristallin. Remarquer les quartz prismatiques bien formés, les orientations et les tailles différentes.

Fig. 5 et 6. — Photographies de deux zones différentes d'un même grain. — Fig. 5 : Zone des « Coulées orientées de silice. La flèche noire montre un début de cristallisation. Au-dessus de l'échelle, la silice » amorphe est particulièrement nette. — Fig. 6 : Croissance cristalline à partir d'un noyau primitif (grain de quartz) bien visible (Z. C., zone de contact avec un autre grain).

Les études effectuées au microscope électronique à balayage (B. R. G. M., Orléans-La Source) permettent de conclure à la croissance *in situ* de ces cristaux pour plusieurs raisons :

— La fragilité des grains polycristallins exclue la possibilité d'un transport lointain.

— Les facettes extrêmement fraîches sont dépourvues de toute trace de choc (*fig. 4*).

— Le meilleur argument est la présence sur certains grains d'une forte épaisseur de silice amorphe (*fig. 5*). Nous avons montré⁽⁶⁾ que celle-ci, très soluble et sensible aux conditions de milieu, évolue différemment en fonction de l'histoire subie par les formations sableuses : nous savons que les eaux naturelles sont généralement sous-saturées en silice dissoute, et conduisent donc à la disparition de la silice amorphe.

Toutefois, en milieu fluviatile, la pellicule de silice amorphe existant par exemple sur des quartz altérés, peut subsister en partie dans les fleuves à cours lent ; on peut même observer des dépôts dus aux fortes concentrations en silice des eaux interstitielles de la formation sableuse en mouvement. En ce cas, la morphologie de la pellicule est très particulière et ne montre aucune organisation.

Cela n'est pas le cas sur les échantillons étudiés. L'aspect en « coulées » nettement orientées (*fig. 5*) interdit d'envisager une croissance au cours d'un transport en milieu fluviatile, et l'absence de dissolution celle d'une évolution en milieu marin. Pourtant, les échantillons ont subi un transport fluviatile à une époque récente, puisqu'ils appartiennent à une levée sédimentaire naturelle active.

Par contre, la morphologie de la pellicule confirme l'hypothèse d'une croissance *in situ* par circulation intrasédimentaire d'eau riche en silice. Cette croissance est particulièrement nette sur certains échantillons (*fig. 6*) où une zone de contact avec un grain voisin, parfaitement nue, est nettement visible.

CONCLUSIONS. — Le milieu fluviomarín tropical est très favorable aux néoformations siliceuses. Les observations de Giresse au Gabon et celles que nous donnons ici se confirment réciproquement, semble-t-il.

La silicification a lieu en bordure de chenal, à l'intérieur des bancs sédimentaires dans un cas, dans la partie d'une lagune proche du débouché d'un marigot dans l'autre. Dans les deux cas, la silicification a lieu dans la zone de mélange des eaux fluviales et marines. L'observation de Giresse fait état d'une tranche d'eau de

1 à 2 m, mais suppose des périodes d'émergence. Nos résultats montrent que le mécanisme fondamental produisant la croissance des cristaux de quartz est l'évaporation de la nappe fluviomarine saumâtre flottant sur de l'eau plus salée qu'elle, au sein des sédiments de la levée naturelle.

La silicification a lieu en deux temps : au cours d'une première phase, se dépose une gangue de silice amorphe ⁽⁷⁾ qui évolue ultérieurement en quartz bien cristallisé. Les diverses parties d'un même grain peuvent présenter simultanément l'un et l'autre stade.

La silicification est relativement rapide et affecte des quartz dont le dépôt aussi bien que la position relative par rapport au niveau de la mer sont très récents (fin de l'Holocène). En toute rigueur elle est légèrement postsédimentaire, mais à l'échelle des temps géologiques on peut la considérer comme synsédimentaire.

L'association des quartz authigènes avec le gypse s'explique par le mode de genèse qui semble exiger une forte concentration de la nappe, pouvant aller jusqu'à l'évaporation complète de l'eau. Dans le marais de Mara, nous avons observé l'association de grains de quartz bipyramidés actuels et de gypse ⁽²⁾.

On notera que les nourrissements en silice amorphe, puis en quartz, sont très nets et reconnaissables au microscope électronique à balayage.

Ces résultats confirment une nouvelle fois l'hypothèse de la formation du quartz par croissance des cristaux [⁽⁸⁾, ⁽⁹⁾]. Ils font ressortir l'existence d'une *pellicule de silice amorphe précédant sur chaque cristal l'organisation cristalline définitive*.

Les quartz observés prennent naissance en bordure du chenal, dans une position où leur remaniement par l'érosion, *dans un futur très proche*, est probable. La silice en cours de transport vers la mer sous forme dissoute, de même qu'elle peut être relayée par une smectite détritique ⁽⁵⁾, peut être relayée par le quartz tout à fait à l'aval d'un bassin versant tropical.

(*) Séance du 26 juillet 1971.

(1) J. AVIAS, *C. R. Soc. géol. Fr.*, 1949, p. 277-280.

(2) F. BALTZER, Thèse sédimentologie, Orsay, in : Expédition Française sur les Récifs Coralliens de la Nouvelle-Calédonie, Fondation Singer Polignac, Paris 1970, 1965, p. 1-147.

(3) H. GONORD et J. J. TRESQUES, *Comptes rendus*, 270, Série D, 1970, p. 584-587.

(4) P. GRESSE, *Comptes rendus*, 267, Série D, 1968, p. 145-147.

(5) F. BALTZER, *Comptes rendus*, 19 juillet 1971.

(6) L. LE RIBAUT, *Comptes rendus*, 272, Série D, 1971, p. 2649-2652.

(7) L. LE RIBAUT, *Comptes rendus*, 272, Série D, 1971, p. 1933-1936.

(8) G. MILLOT, Masson et C^{ie}, Paris, 1964, 499 pages.

(9) G. MILLOT et R. FAUCK, *Comptes rendus*, 272, Série D, 1971, p. 4-7.

Laboratoire de Sédimentologie, Section Océanographie,
Université Paris Sud, 91-Orsay, Essonne ;
F. B., Section de Géologie,
Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre Mer.