

**SILICIFICATIONS (SILCRÈTES) ET ÉVAPORITES  
DANS LA ZONE-LIMITE VIOLETTE DU TRIAS INFÉRIEUR LORRAIN.  
COMPARAISON AVEC LE BUNTSANDSTEIN DE PROVENCE  
ET LE PERMIEN DES VOSGES**

Marc DURAND\* et Robert MEYER\*\*

**RÉSUMÉ** — Dans le Trias lorrain, au toit du Buntsandstein moyen, la « Zone-limite violette » présente souvent des faciès dolomitiques ou silicifiés. Sur le terrain, les aspects sont très variés. L'examen pétrographique met en évidence :

- des phénomènes d'altération : galets de quartzite verdis, partiellement dissous ou éclatés ;
- des néoformations : dolomite, gypse, anhydrite, illite ferrifère, hématite, minéraux de la silice (microquartz, quartzine, calcédonite).

Les structures et textures silicifiées, les nombreux fantômes et boxworks, permettent de supposer que les faciès siliceux ont souvent été précédés par des évaporites. La silicification est intervenue dans le milieu de sédimentation, loin de la mer. La silice aurait pu être libérée par destruction des silicates dans certains sols ou d'autres milieux confinés. Elle se serait accumulée dans des sites privilégiés du paysage : croûtes carbonatées, sols à duripan, marécages ou lacs très peu profonds.

Alors que les silicifications permienues, peu différenciées, semblent liées à des croûtes carbonatées, celles du Trias, très polymorphes en Lorraine comme en Provence, semblent toujours associées à des paléoenvironnements à chimisme plus nettement basique et souvent sulfaté.

Trias, Permien, Continental, France NE, Provence, Silcrètes, Evaporites, Paléosols

---

**INTRODUCTION**

Les séries détritiques rouges, d'origine continentale, du Permien et du Trias de l'Europe moyenne présentent, à différentes hauteurs, des niveaux très particuliers, connus principalement sous le nom de « zones violettes » (PERRIAUX, 1961) ou « Karneol-Dolomit-Horizonte » (HILDEBRAND, 1929), qui se distinguent aisément des faciès classiques par leur stratification confuse, leurs teintes bariolées et leur richesse plus ou moins grande en concrétions dolomitiques et/ou siliceuses. Par coalescence de ces derniers éléments, ils peuvent constituer des ensembles stratiformes massifs. Parfois considérés comme d'origine paralique (BACKHAUS, 1968 ; DIEDERICH et LAEMMLEN, 1968), ces dépôts sont plus généralement interprétés comme des paléosols (MÜLLER, 1954 ; ORTLAM, 1974), et les faciès massifs assimilés à des *duricrusts* (GOUDIE, 1973) : *caliches* (ROPER et ROTHE, 1975) ou *silcrètes* (DURAND et MEYER, 1978) selon le cas.

Le présent travail est consacré essentiellement aux faciès siliceux et a pour but, à partir d'une étude pétrographique détaillée, de tenter une reconstitution de leurs conditions de genèse, afin d'en dégager la signification paléogéographique.

Les études ont porté plus particulièrement sur la « zone violette » triasique la plus importante (Zone-limite violette = Z.L.V. de PERRIAUX, 1961 ; V.H.2 de ORTLAM, 1974), qui se développe au toit du Buntsandstein moyen dans tout le Sud-Ouest du Bassin germanique. En Lorraine, le Buntsandstein moyen, essentiellement constitué de grès feldspathiques évolués (Grès vosgiens), se termine par un poudingue oligomictique à galets exclusivement siliceux (Conglomérat principal). Au-dessus de la Z.L.V., les grès du Buntsandstein supérieur (Couches intermédiaires) sont plus riches en feldspaths et en minéraux phylliteux ; ils renferment parfois des éléments siliceux remaniés de la Z.L.V. La couverture de cette série a pu atteindre une épaisseur de l'ordre de

---

\* Laboratoire de Sédimentologie, Université de Nancy I, B.P. 239, 54506 Vandœuvre-lès-Nancy Cedex.

\*\* Laboratoire de Géologie sédimentaire et structurale, Université de Nancy I, B.P. 239, 54506 Vandœuvre-lès-Nancy Cedex.

1500 - 2000 m ; un tel enfouissement est sans doute à l'origine de transformations minéralogiques qui ne doivent pas être négligées.

Par les traces d'activité animale et végétale qu'on y rencontre, la Z.L.V. traduit une évolution climatique vers des conditions plus humides que celles, franchement arides, ayant régné lors du dépôt de la série sous-jacente. Les affleurements choisis, répartis depuis la frontière sarro-lorraine jusqu'à l'extrémité sud-ouest du massif des Vosges, sont situés dans une région qui constituait une vaste plaine alluviale, édifiée par un grand cours d'eau d'origine lointaine et restée très vraisemblablement à l'abri de toute influence marine au cours du Trias inférieur (fig. 1). Il importe d'autre part de remarquer que le développement maximal de la Z.L.V. est localisé, non pas dans les zones paléogéographiquement les plus basses, mais au contraire vers les marges du bassin (où elle peut directement reposer sur le socle), avec prédominance des faciès dolomitiques au Nord et des faciès siliceux au Sud.

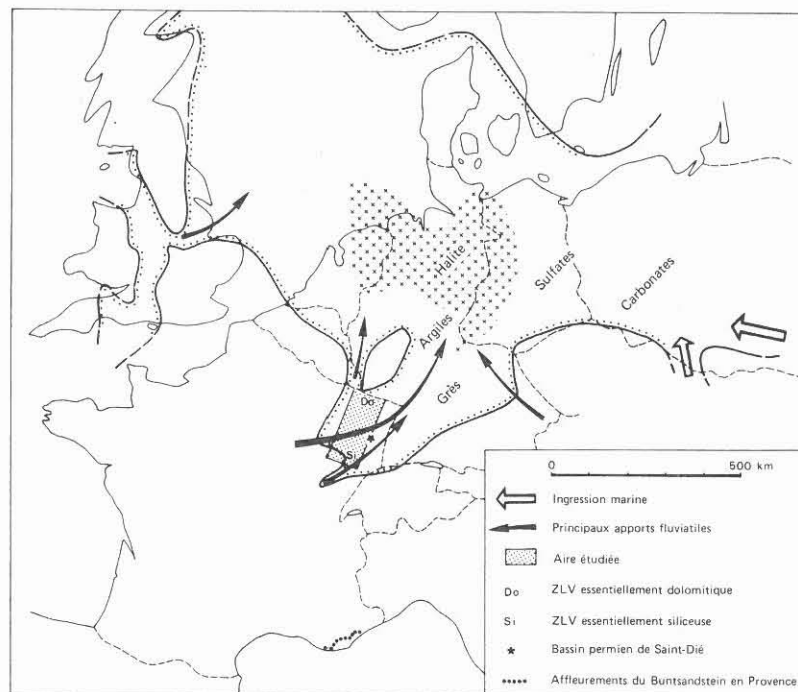


Fig. 1 — Localisation des régions étudiées et paléogéographie de l'Europe occidentale au maximum de la transgression du Buntsandstein supérieur : Röt (d'après WURSTER, 1968 ; AUDLEY-CHARLES, 1970 et RICHTER-BERNBURG, 1972).

Afin d'évaluer dans quelle mesure les conclusions obtenues pouvaient être généralisées, ont été également examinées : des formations de la même région, mais appartenant à un autre niveau stratigraphique (Permien des Vosges), et des formations sensiblement de même âge, mais géographiquement éloignées (Buntsandstein supérieur de Provence).

Les silicifications du Permien des Vosges sont localisées dans la formation terminale : Couches de Saint-Dié (HOLLINGER, 1970), en association avec des croûtes dolomitiques qui forment trois niveaux relativement constants à proximité de la localité-type. Les sédiments encaissants, beaucoup moins matures que ceux du Trias : arkoses conglomératiques, se sont déposés, souvent sous forme de coulées boueuses, dans un bassin relativement restreint à caractères molassiques. Là encore une influence marine est très peu vraisemblable ; il faut se déplacer de plus de 100 km vers le NE pour atteindre les premiers dépôts attribués à la mer du Zechstein, et il n'est d'ailleurs pas certain que le bassin de Saint-Dié s'ouvrait dans cette direction.

Dans le Trias de Provence, des « zones violettes » ont été étudiées tout au long de l'étroite bande d'affleurement du Buntsandstein : depuis la région toulonnaise (Sanary) à l'Ouest jusqu'aux environs de Cannes-

Grasse à l'Est. Les plus anciennes reposent sur un conglomérat de base à galets de quartz dont le façonnement résulte d'un long transport fluvial suivi d'une intense corrasion éolienne ; elles pourraient donc bien marquer, comme en Lorraine, le toit du Buntsandstein moyen (DURAND, 1972). Mais au-dessus, à la différence de ce qui se passe en Lorraine, elles se succèdent souvent rapidement sur une même verticale, en alternance avec des grès et parfois des siltites ou des conglomérats polymictiques à galets fluviaux peu émoussés. Quelle que soit leur position au sein du Buntsandstein supérieur, des silicifications peuvent s'y développer, mais c'est souvent à plusieurs mètres de la base que les plus importantes ont été rencontrées (COURNUT, 1966).

## I — ASPECT DES SILICIFICATIONS A L'AFFLEUREMENT

A l'affleurement, les silicifications se présentent sous des aspects extrêmement variés ; il est en outre le plus souvent difficile d'y déceler une organisation. Les quelques profils figurés (fig. 2) et sommairement décrits ci-dessous ne peuvent être considérés que comme des exemples.

### a) *Tranchée de Docelles* (fig. 2a)

Les silicifications n'apparaissent que sous forme de nodules aplatis, centimétriques, alignés horizontalement. Ils sont blancs, bordés d'un liséré d'argile verte, au sein d'une matrice sableuse blanc verdâtre. Au-dessus, la matrice devient violacée, grés-argileuse ; elle s'enrichit en galets dont certains sont partiellement dissous (Pl. I, 2).

### b) *La Goutte du Rupt* (fig. 2b)

Dans une matrice arkosique rouge, marbrée de taches de décoloration, s'alignent des miches siliceuses décimétriques, plus ou moins coalescentes latéralement. De teinte gris jaunâtre, elles sont parcourues de fissures verticales et peuvent présenter, au cœur, des cavités souvent tapissées de cubes de fluorine. (Parmi toutes les « zones violettes » étudiées, la fluorine n'a été rencontrée que dans le niveau basal des Couches de Saint-Dié. Ce problème, déjà traité par ailleurs (LOUGNON, 1974), ne sera pas examiné ici).

### c) *La Culotte* (fig. 2c)

Des nodules siliceux rouges apparaissent à la partie supérieure d'un horizon dolomitique massif. Certains nodules ont un cortex dolomitique ou sont même entièrement carbonatés. La coalescence des accidents siliceux peut donner naissance à un niveau continu d'épaisseur décimétrique.

### d) *Trémonzey* (fig. 2d)

Le faciès siliceux, aux tons bariolés : gris, rouge, vert, forme un mince niveau (quelques centimètres) continu, à limite inférieure très irrégulière et limite supérieure nette. Celle-ci dessine une bosse au droit d'un renflement brutal de la croûte siliceuse qui dépasse alors 50 cm d'épaisseur. Le faciès sous-jacent, finement lité, est grés-argileux, mauve à verdâtre.

### e) *Relanges* (fig. 2e)

Les silicifications se développent essentiellement dans un banc conglomératique sans stratification apparente, sous forme d'un réseau de minces filonnets enchevêtrés s'insinuant au sein de la matrice argilo-gréseuse bariolée et pénétrant même parfois dans les galets. Ce niveau est surmonté de quelques bancs gréseux friables au cœur desquels on observe de larges lentilles de cornaline rouge, rubanée, épaisses de plusieurs centimètres. Il repose sur des faciès gréseux et conglomératiques souvent imprégnés de ciment dolomitique ; ce ciment, irrégulièrement réparti, forme des concrétions subsphériques, centimétriques à décimétriques, jaunâtres à noirâtres, dispersées ou coalescentes.

### f) *Garon* (fig. 2f)

A la base du profil, un grès arkosique mauve est parsemé de cavités géodiques tapissées de fins cristaux de quartz. Au-dessus, un grès argileux violacé renferme de nombreux nodules siliceux de teinte voisine. Cet ensemble est scellé par un faciès silicifié massif ; son épaisseur est très irrégulière : jusqu'à 70 cm au niveau d'intumescences subcirculaires qui semblent ennoyées dans un faciès silteux bariolé. Une dernière récurrence siliceuse, rouge vif et d'aspect plus ou moins scoriacé, s'étale quelques décimètres plus haut.

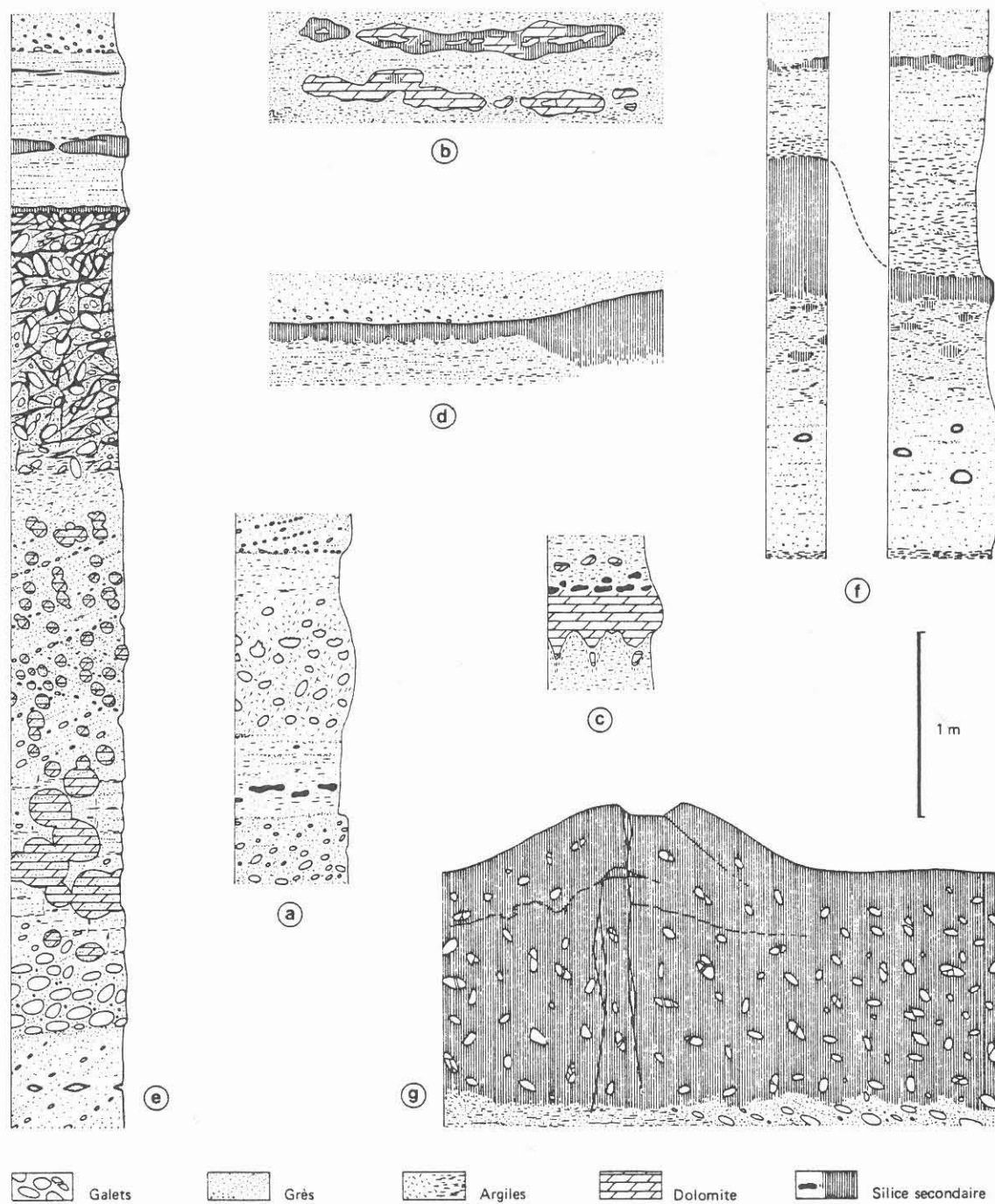


Fig. 2 — Exemples de « zones violettes » silicifiées.

- a) Nodules siliceux isolés dans le Trias lorrain (Tranchée de Docelles ;  $x = 911,30$  et  $916,80$  ;  $y = 68,80$  et  $58,05$ ).  
 b) Miches dolomitiques et siliceuses dans le Permien de Saint-Dié (La Goutte du Rupt ;  $x = 943,80$  ;  $y = 78,05$ ).  
 c) Nodules siliceux au toit d'un dolocrète dans le Permien de Saint-Dié (La Culotte ;  $x = 943,10$  ;  $y = 78,85$ ).  
 d) Niveau silicifié d'épaisseur très irrégulière dans le Trias lorrain (Trémonzey ;  $x = 891,85$  ;  $y = 337,65$ ).  
 e) Filonnets siliceux dans un conglomérat du Trias lorrain (Relanges ;  $x = 872,55$  ;  $y = 351,05$ ).  
 f) Nodules siliceux passant vers le haut à un faciès silicifié massif dans le Trias provençal (Garon ;  $x = 945,90$  ;  $y = 151,20$ ).  
 g) Silcrète massif dans le Trias lorrain (Forêt de Longegoutte ;  $x = 923,10$  ;  $y = 336,85$ ).

**g) Forêt de Longegoutte (fig. 2g)**

Un faciès silicifié massif, qui peut atteindre près de 2 m de puissance, couronne brutalement le Conglomérat principal. Sa base est irrégulière et sa surface présente de larges boursoufflures en dômes ou en crêtes. Les galets de quartz et de quartzite y sont souvent fracturés ; ils semblent dilués dans la masse siliceuse, en particulier lorsque celle-ci s'épaissit. L'homogénéité apparente de l'ensemble est troublée par de petites cavités et des fissures, ainsi que par des variations de couleur révélant une structure tourmentée.

## II — INVENTAIRE PÉTROGRAPHIQUE, TRANSFORMATIONS MINÉRALOGIQUES

### A — MATÉRIEL DÉTRITIQUE

#### 1. Galets de quartz et de quartzites

La Zone-limite violette affectant, presque toujours, le Conglomérat principal, on peut y observer des galets de quartz et de quartzites, accompagnés de quelques lydiennes, dont le façonnement est hérité du Buntsandstein moyen ; ce sont généralement des galets fluviatiles à émoussé très élevé, plus rarement des galets éolisés à facettes. Mais dans de nombreux cas ils ont subi, au sein de la Z.L.V., des phénomènes particuliers d'altération qui vont être passés en revue.

##### a) Galets verdis

Certains galets de quartzite rose, dont la taille et la forme sont habituelles, présentent en surface une couleur vert sombre (5 GY 5/2 à 5 GY 3/2) qui pénètre généralement sur plusieurs millimètres. Ils peuvent être disséminés dans toute la Z.L.V. ou concentrés au niveau de certains horizons décimétriques. Ce changement de teinte s'accompagne parfois du délitage superficiel d'une ou plusieurs fines pellicules dont l'épaisseur ne dépasse pas quelques dixièmes de millimètre (Pl. I, 3). Cette desquamation peut être rapprochée de l'altération en « pelures d'oignon » de certains galets du piedmont pyrénéen (ICOLE, 1969), qui ne présentent cependant pas de verdissement. De même les galets arrachés au Buntsandstein peuvent se desquamer dans les terrasses quaternaires ; l'épaisseur de chaque « pelure » est alors de 2 à 3 mm, mais aucun verdissement n'y est associé.

Le changement de couleur semble lié à la présence d'un minéral phylliteux néoformé : après broyage du cortex d'un galet vert, il est possible de mettre en évidence, outre de l'illite, un interstratifié illite-smectite inconnu dans le cœur du galet comme dans la matrice. Il s'agit d'un phénomène d'altération spécifique de la Z.L.V. car, dans les Couches intermédiaires sus-jacentes, on peut rencontrer des fragments remaniés de galets verdis dont les faces de fracture ne sont pas affectées.

##### b) Galets éclatés

Les faciès silicifiés de la Z.L.V. montrent souvent des galets écaillés et tronçonnés par un réseau irrégulier de fissures. La précocité du phénomène est prouvée par le fait que les fragments sont généralement restés à peu près en connexion, les fissures étant comblées de matrice gréseuse ou de silice microcristalline dont l'aspect est très semblable à la cornaline qui constitue l'ensemble du silcrète (Pl. I, 1).

Le contrôle stratigraphique rigoureux de ces déformations empêche d'invoquer ici l'hypothèse de contraintes tectoniques, parfois proposée pour expliquer des bréchifications comparables (COUREL et SEDDOH, 1975 ; STADLER, 1975). L'interprétation peut être orientée par des phénomènes actuels ou récents : YOUNG (1964) observe dans des terrasses alluviales, sous climat semi-aride, des galets de quartzite éclatés ; les fractures sont emplies de calcite, à laquelle cet auteur attribue la fissuration et l'élargissement des fractures, tout en admettant que d'autres sels puissent jouer un rôle. N.L. WATTS (1978) considère que ce comportement de la calcite peut être considéré comme normal dans un environnement de type calcrète. KLAPPA (1978, 1979) attribue au contraire la plupart des bréchifications que présentent les calcrètes à des contraintes biophysiques. CORTE-

LEZZI et KILMURRAY (1965) décrivent, à la surface de formations alluviales de Patagonie, des galets éclatés dont les fractures sont colmatées par du gypse ; ils considèrent que ce dernier est responsable de l'ouverture de ces fractures dont la géométrie rappelle beaucoup celle des galets des « zones violettes ». YAALON (1970) signale, dans le Sinaï, des galets semblables, dont il attribue la fracturation à la cristallisation du sel et du gypse. PLET-LAJOUX *et al.* (1971) démontrent expérimentalement la faculté qu'ont les cristaux de gypse de croître en repoussant les matériaux encaissants.

Ces quelques exemples éclairent le problème posé : les environnements les plus souvent évoqués pour la fracturation font appel soit à des carbonates, soit à des sulfates. Lorsque l'on sait l'aptitude de la calcite à épigéniser le gypse, on peut se demander si le principal responsable ne serait pas ce dernier minéral. La rareté des galets éclatés dans les faciès carbonatés des « zones violettes » plaiderait d'ailleurs en ce sens.

### c) Galets partiellement dissous

Dans la Z.L.V. les galets montrent de légères traces de corrosion qui n'existent pas dans le Conglomérat principal. Localement le phénomène peut devenir beaucoup plus spectaculaire : certains galets sont largement dissous à la partie supérieure, la face inférieure étant à peu près intacte (Pl. I, 2). La dissolution est plus nette sur les lydiennes, à la surface desquelles les filonnets de quartz forment des crêtes aiguës, et surtout sur les quartzites, où elle semble favorisée par les contacts intergranulaires. La localisation de ces galets dans un niveau horizontal d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur suggère une altération *in situ*, en milieu vadose, par des eaux agressives circulant de haut en bas.

## 2. Fraction sableuse

### a) Quartz

Les grains de quartz représentent 70 à 90 % de la fraction sableuse. Leur distribution granulométrique tend à être bimodale ; les plus gros (mode de 1 à 0,5 mm) sont ronds et les petits (mode de 0,25 à 0,10 mm) sont sub-anguleux. Ce caractère, typique des sédiments désertiques (FOLK, 1968), est hérité du Buntsandstein moyen.

Dans les faciès dolomitiques, une minorité de grains présentent des traces de corrosion dans la masse ; la majorité ne montre que de faibles traces superficielles d'altération. Certains gros grains sont même parfaitement conservés ; le microscope électronique confirme qu'ils n'ont subi qu'une corrosion négligeable, puisqu'on y observe très bien des marques de choc d'origine éolienne acquises antérieurement à leur dépôt. Certains de ces grains sont entourés d'une auréole de dolospathite, souvent à tendance palissadique, exempte de grains détritiques (Pl. III, 7). Peut-être s'agissait-il d'un encroûtement qui aurait pu protéger le grain des actions extérieures. Cette protection pourrait également provenir de la présence, à la surface de certains grains détritiques, d'une couche moléculaire d'Al ou de Fe (WILDING *et al.*, 1977).

Dans les faciès silicifiés, les quartz présentent plus souvent une corrosion superficielle au contact de la matrice siliceuse. Il arrive que cette corrosion affecte des grains ayant subi un nourrissage antérieur, acquis *in situ* puisque des sutures sont parfois visibles entre auréoles voisines (Pl. III, 8). Il faut admettre dans ce cas les stades suivants :

- un nourrissage des quartz par des solutions faiblement sursaturées en silice,
- une corrosion par des solutions rendues agressives par une modification du pH ou la présence de cations étrangers (WANNESON, 1963),
- une seconde phase de silicification, par des solutions plus concentrées, qui fossilise le tout.

Dans tous les faciès de Z.L.V. existent des quartz esquilleux (fig. 3), souvent fusiformes, qui peuvent être nombreux alors qu'on n'en rencontre pas dans les grès encaissants. La recristallisation d'échardes volcaniques est à exclure : ils n'ont jamais la forme typique en Y et aucun appareil émissif de même âge n'est connu en Europe occidentale. Des phytolithes pourraient avoir des formes et des tailles comparables ; ORTLAM (1974) en aurait observé dans des niveaux équivalents. Un spécialiste du problème, M<sup>me</sup> VAN VLIET-LANOË, a examiné nos échantillons ; elle considère que la présence de phytolithes y est tout à fait improbable. Il semble que la corrosion et surtout l'éclatement des grains de quartz soient à l'origine de ces esquilles.

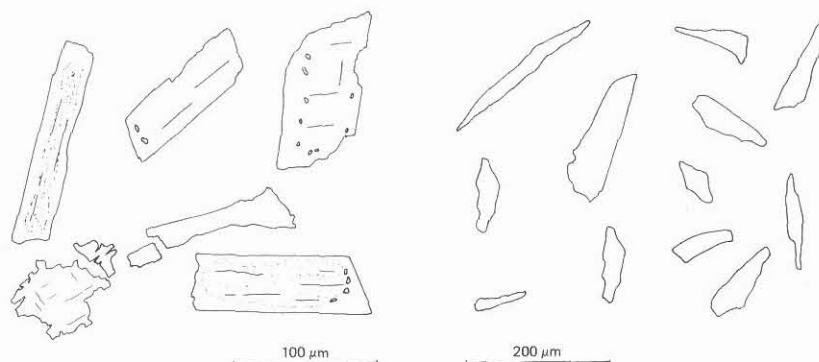


Fig. 3 — Grains de feldspath et de quartz spécifiques des « zones violettes » (observation microscopique).

A gauche, des feldspaths potassiques présentent des faces automorphes de nourrissage. La limite du grain détritique est souvent soulignée par des inclusions, probablement de dolomite, car celle-ci constitue la matrice de la roche. L'un des cristaux apparaît disloqué au sein de cette dolomite. A droite, des échardes de quartz trouvent probablement leur origine dans la fragmentation de certains grains détritiques au sein même du profil.

#### b) Feldspaths potassiques

D'après les observations microscopiques, ils ne semblent pas subir d'altération particulière dans la Z.L.V. ; pourtant certains faciès gréseux en sont totalement dépourvus. Une observation, bien que locale, mérite d'être signalée : dans certaines dolomicrites de Lorraine septentrionale, les feldspaths sont systématiquement nourris et deviennent automorphes (fig. 3). L'auréole est elle-même potassique ; certains cristaux pourraient même être entièrement néoformés. Le tronçonnage de certains de ces feldspaths dans la dolomie prouve leur origine précoce.

#### c) Phyllites

Comme dans la formation conglomératique sous-jacente, on observe des muscovites et des biotites. Ces minéraux peuvent se dégrader en donnant de l'illite, dont l'examen au MEB révèle la morphologie en lattes. Mais ils sont plus fréquemment l'objet d'une altération essentiellement physique ; elle se traduit par l'écartement, souvent spectaculaire, de paquets de feuillet. Ce phénomène reste inexplicé, mais il est remarquable que le remplissage présente toujours l'aspect de fibres perpendiculaires aux épontes, qu'il soit de nature dolomitique ou siliceuse.

## B — MINÉRAUX NÉOFORMÉS

### 1. Carbonates

La dolomite est le carbonate dominant. La calcite, peu abondante, remplit les fissures et le centre de cavités géodiques sous forme de spathite. En Provence, elle se met en place après la fracturation tectonique ; ce repère n'existe pas en Lorraine, où elle apparaît cependant tardive et ne semble jouer aucun rôle dans les réactions entre minéraux.

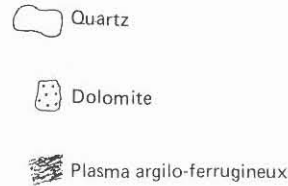
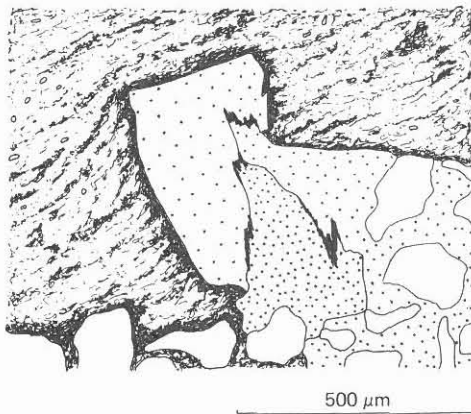
Ces carbonates sont généralement purs, à quelques exceptions près où ils sont légèrement ferrifères. L'importance initiale des carbonates ferrifères est cependant difficile à évaluer : on observe en effet des cristaux dont les faces de croissance et les clivages sont soulignés d'un liséré d'hématite, et le fer pourrait donc bien avoir été éliminé des carbonates au cours de recristallisations successives (MEYER, 1981).

Les microfaciès les plus répandus sont les suivants :

— Zones nébuleuses de microdolopathite, voire de dolomicrite. On y soupçonne parfois de fines lamines, à

disposition plus ou moins concentrique, auxquelles se surimpose un agencement radiaire des cristaux. On pourrait voir là un produit de remplacement, soit d'un autre minéral, soit de structures organiques (concrétions algaires ?).

- *Porphyroblastes à tendance automorphe* apparaissant dans une matrice argilo-ferrugineuse. La limite de ces cristaux est souvent en dents de scie ; on y observe des inclusions rouille qui ont l'aspect de la matrice. Certains rhomboèdres atteignent plusieurs millimètres ; leur développement est antérieur à la compaction, comme en témoignent des joints stylolithiques développés entre des cristaux voisins (fig. 4). Ces cristaux semblent non seulement remplacer la matrice mais parfois aussi la repousser.
- *La dolospathite* se présente aussi en grands cristaux engrenés, à extinction parfois roulante. Cette dolospathite, où sont noyés quelques grains détritiques, est très limpide ; elle peut être vue comme un produit de recristallisation ou de remplacement.



— Figure 4 —  
Joints stylolithiques entre des cristaux de dolospathite (observation microscopique).

Les cristaux de dolospathite se sont développés en bordure d'une lentille essentiellement argileuse. Lors de l'enfouissement, la compaction s'est manifestée par une déformation des lamines argileuses au contact des cristaux, mais aussi par l'apparition de joints stylolithiques.

## 2. Sulfates

S'ils sont à l'origine de nombreuses pseudomorphoses et boxworks, ils ne sont que très rarement préservés, à l'affleurement tout au moins. Localement, on peut néanmoins rencontrer de l'*anhydrite*, en inclusions disposées en gerbes (Pl. III, 1) dans des cristaux de quartz millimétriques, aux formes souvent complexes, qui tapissent de petites cavités centimétriques. La présence de ce minéral, d'abord identifié par ses formes et ses caractères optiques, a été confirmée par les microanalyses chimiques faites sous le MEB : présence de Ca et S, absence de Mg.

La *barytine* n'a pas été mise en évidence avec certitude dans la masse de la roche, mais elle est parfois observée en remplissage tardif de fissures ou de géodes quartzzeuses. L'ion sulfate pourrait provenir de la dissolution de l'anhydrite ; quant à l'origine de Ba, elle peut être recherchée dans l'altération des feldspaths des Couches intermédiaires.

## 3. Silicates

Les accumulations d'argiles vertes sont courantes dans la Zone-limite violette ; elles sont composées essentiellement d'*illites ferrifères* dont le rapport  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  est supérieur à 3 (DURAND, 1975). Ces illites semblent avoir pris naissance dans ce faciès ; on ne les retrouve qu'en moindre proportion dans la fraction argileuse des sédiments sus-jacents, où elles pourraient bien être remaniées. Il est tout à fait possible que ces minéraux se soient néoformés dans le milieu de dépôt sous forme de smectites ferrifères (TRAUTH *et al.*, 1967). Le nourrissage potassique des feldspaths est important dans les Couches intermédiaires ; les eaux responsables, riches en  $K^+$ , auraient pu transformer ces smectites en illites dès les premiers stades de l'enfouissement. Cette façon de voir est étayée par la conservation d'un interstratifié illite-smectite dans le cortex des galets verdus.

La *kaolinite* apparaît parfois sur les diffractogrammes RX ; de beaux feuillet hexagonaux s'observent de temps en temps au MEB. Ce minéral reste cependant rare, et il n'est guère plus abondant dans les « zones violettes » que dans les séries encaissantes.



#### 4. Minéraux de la silice

Seul le quartz apparaît sur les diffractogrammes RX, mais sous le microscope optique, la silice secondaire prend des formes très différentes de celles des grains détritiques.

Le quartz, sous forme de petits cristaux engrenés ne mesurant souvent que quelques microns (*microquartz*), occupe parfois une grande part du fond de la roche. Localement il peut constituer la totalité de masses grises, homogènes, nettement circonscrites, de quelques centimètres, dont la morphologie en « édreton » semble résulter de déformations acquises à l'état plastique. En revanche, dans les remplissages géodiques, la taille des cristaux dépasse couramment 100  $\mu\text{m}$  (*mégaquartz*).

La *calcédonite*, parfois torsadée, remplit les fissures et les géodes en auréoles successives. On l'observe parfois en enrobages uniformes autour des grains détritiques ; le faciès est alors semblable à celui décrit par SMALE (1973) sous le nom de « faciès terrazo ». Dans quelques cas on constate une polarité du dépôt siliceux ; force est alors d'imaginer un gel qui migre et se fixe sous l'action de la pesanteur (Pl. II, 6).

La *quartzine* ne participe qu'occasionnellement au comblement des vides, en alternance avec la *calcédonite* (Pl. II, 7) ; elle peut passer progressivement au *microquartz* palissadique dont il n'est pas toujours facile de la distinguer. On la rencontre plus souvent sous forme de sphérolites à bords diffus (Pl. II, 8) ou de faisceaux de fibres dont l'arrangement donne à la roche un aspect tantôt feutré, tantôt floconneux. La *lutécite* ne fut rencontrée qu'en quelques cas, en association avec la quartzine dont elle semble avoir le comportement. La quartzine et la lutécite ont été interprétées comme des produits de remplacement d'évaporites (FOLK et PITTMAN, 1971). Si elles apparaissent bien souvent comme le produit d'un remplacement, celui-ci semble pouvoir affecter également des carbonates (JACKA, 1974) et des minéraux argileux (DURAND et MEYER, 1978). Elles ne renseigneraient en fait que sur le *chimisme des solutions*, très probablement sulfatées, où la silice a précipité (ARBÉY, 1980).

#### 5. Hématite

L'hématite est le seul oxyde de fer identifié en diffraction des rayons X. Dans les faciès gréseux, les cristallites d'hématite confèrent à la roche une teinte rouge lorsque leur taille est bien inférieure au micron. Ce minéral peut cristalliser en rosettes de plusieurs microns de diamètre ; il entraîne alors l'apparition d'une teinte violette (DURAND, 1975).

Dans la cornaline rouge (essentiellement calcédonite, parfois quartzine), l'hématite se présente en cristallites de taille très inférieure au pouvoir séparateur du microscope optique. Mais, quelle que soit la teinte de la roche, ce minéral se rencontre également sous forme d'agrégats opaques de plusieurs microns, où la microsonde permet parfois de mettre en évidence des éléments étrangers attribuables à des reliques de minéraux phylliteux.

### C — REMPLACEMENTS : FANTÔMES, MOULAGES ET BOXWORKS

#### 1. Structures et textures silicifiées

Les faciès silicifiés présentent parfois des tubules de diamètre millimétrique, ramifiés, qui pourraient être des traces de fines racines. Lorsqu'ils sont comblés de quartz géodique, ce dernier fossilise des cutanes en périphérie.

Parmi la grande variété de structures observées, certaines présentent une organisation, classique dans des milieux très divers, mais qui peut également surprendre dans une roche entièrement siliceuse :

- cavités à remplissage géotrope d'éléments détritiques surmontés de quartz géodiques,
- structures fenestrées, souvent de type laminoïde,
- agrégats recouverts d'un enrobage pelliculaire, le tout ayant un aspect très voisin des structures pisolithiques assez courantes dans les encroûtements calcaires,
- formes noduleuses dont les limites sont nettes et dont l'assemblage est proche de ce qui est décrit dans les évaporites sous le nom de *chickenwire* (Pl. II, 5).

L'origine évaporitique de ces dernières structures est étayée par la fréquence des textures en chevrons et feutrées (*felted structures*), courantes dans les nodules sulfatés (Pl. II, 1, 2). D'autres plages, très finement treillisées, peuvent être interprétées comme le résultat de la silicification d'un plasma argileux (Pl. II, 4). Au microscope optique, on peut d'ailleurs suivre sur la même lame mince la diminution progressive de la biréfringence des agrégats argileux au fur et à mesure qu'ils se silicifient ; la microsonde permet parallèlement de suivre la disparition de l'aluminium.

Ces textures, attribuées à des remplacements d'évaporites ou d'argiles, apparaissent très généralement en quartzine. Exceptionnellement, des textures semblables apparaissent en calcédonite (Pl. II, 3). Elles n'ont été rencontrées que sur des échantillons dont l'aspect macroscopique, fentes de retrait en particulier (Pl. I, 5), évoque celui des « magadi-type cherts » (SURDAM *et al.*, 1972 ; MAGLIONE, 1979).

## 2. Cristaux silicifiés

Des formes losangiques interprétables comme des sections de rhomboèdres sont couramment observées ; leur taille varie de 20  $\mu\text{m}$  à 100  $\mu\text{m}$ . Deux types de remplissage ont été rencontrés :

- La forme est entièrement occupée par de la quartzine et du microquartz en disposition radiaire. Ils sont parfois riches en inclusions d'un minéral très biréfringent que la microsonde permet d'identifier comme un carbonate très voisin d'une *dolomite stoechiométrique*.
- La forme est tapissée intérieurement d'une auréole homogène de silice cryptocristalline. Le reste est empli de calcédonite déposée en auréoles successives. La régularité des auréoles semble impliquer un dépôt dans un vide, à partir de centres de nucléation toujours situés à la périphérie des cavités (Pl. III, 5). Les moulages de ce type sont parfois déformés, ce qui évoque une matrice non indurée au moment de la dissolution (Pl. III, 6).

Des formes hexagonales (Pl. III, 4) sont parfois abondantes, trop pour être de simples sections de rhomboèdres ; elles ont une taille d'environ 50  $\mu\text{m}$ . Elles pourraient avoir pour origine des sections de cristaux de *gypse allongées selon c*. Des cristaux lenticulaires abondent parfois (Pl. III, 3) ; il est généralement admis que ces formes sont caractéristiques du *gypse*.

De grandes sections rectangulaires sont constituées d'un puzzle de quartz à extinction onduleuse. La forme, comme les vestiges de clivages, permettent de voir là l'épigénie de cristaux d'*anhydrite* (Pl. III, 2).

Il faut remarquer en terminant cet inventaire que, dans ces faciès silicifiés, beaucoup de formes ne sont pas nettement géométriques, et par conséquent non identifiables : on pourrait y voir des cristaux partiellement dissous.

## 3. Boxworks préservés dans la silice

Les moulages négatifs de cristaux se sont révélés nombreux dans certains faciès silicifiés, en particulier à la périphérie de cavités centimétriques qui auraient bien pu être emplies de minéraux évaporitiques relativement labiles. Beaucoup de ces moulages présentent une forme allongée de l'ordre du centimètre, des sections transversales rectangulaires de l'ordre du millimètre, des traces de clivages parallèles aux faces. Ces moulages semblent avoir été laissés par un minéral orthorhombique, voire quadratique, qui, compte tenu des observations précédentes, pourrait bien être l'*anhydrite* (Pl. I, 3, 6).

Sur des tapissages de quartz tardif, de rares boxworks de cristaux lamellaires, sans traces de clivages, pourraient d'autre part provenir du déchaussement de tablettes de *barytine*.

## 4. Remplacement par des carbonates

Outre les faciès primaires, la dolomite peut remplacer tous les minéraux de la silice. On la voit par exemple envahir des rhomboèdres antérieurement silicifiés. D'une façon générale, il faut cependant remarquer qu'elle ne garde pas une bonne « mémoire » des minéraux qu'elle remplace, contrairement à la silice qui est riche en fantômes. Seuls quelques faciès dolomitiques montrent des fantômes de structures mamelonnées correspondant à un remplissage géodique de calcédonite.

### III — ENVIRONNEMENT DE GENÈSE

#### A — UN ENVIRONNEMENT CONTINENTAL SUPERFICIEL

Le dépôt en milieu continental des sédiments étudiés ici a été évoqué en introduction, en fonction d'un contexte paléogéographique. Les « zones violettes » se distinguent cependant de tous les autres faciès de la série par un faisceau de caractères particuliers :

- absence de stratifications,
- vestiges biologiques (débris osseux, striotubules, traces de racines, chapelets de nodules carbonatés),
- indices de conditions vadoses (altération polarisée de certains galets, remplissages géotropes),
- néoformation de minéraux (argiles TOT ferrifères, grands rhomboédres de dolomite ayant cristallisé avant la compaction, gypse et anhydrite antérieurs à la silicification).

Tous ces caractères permettent de supposer un arrêt de sédimentation prolongé et une exondation qui est attestée par la fossilisation de caractères paléopédologiques.

La fréquence, au sein de la Zone-limite violette elle-même, des phénomènes de fracturation et de remaniement d'éléments déjà silicifiés (Pl. II, 7) montre que les processus de silicification doivent être envisagés, pour l'essentiel, dans le cadre ainsi défini.

#### B — CONDITIONS DE SILICIFICATION

Bien que les silcrètes affleurant dans les paysages actuels ne soient pas rares, leurs mécanismes de formation sont encore controversés, et on manque de modèle pour donner des explications satisfaisantes à des exemples comme les nôtres. Seules des hypothèses peuvent être proposées.

##### 1. Modalités de silicification

Sur certains affleurements, les « zones violettes » sont essentiellement dolomitiques. L'examen de tels affleurements montre la similitude de leur morphologie avec celle des croûtes calcaires récentes : chapelets de nodules (Pl. I, 4), développement de concrétions le long de chenaux racinaires, qui donnent à l'ensemble de la croûte une limite inférieure festonnée. L'origine pédologique de ces croûtes ne fait guère de doute. Des exemples types se rencontrent aussi bien dans le Permien (Nayemont-les-Fosses) que dans le Trias (Vallon de Champagne à Saverne, Solliès-Ville en Provence). On y observe localement des passées silicifiées : petits nodules ou filonnets noyés au sein de la dolomie. Il a été dit plus haut que la dolomite pouvait remplacer des minéraux silicatés, il semble donc que la silice précipitée ici soit un simple sous-produit de la dissolution des silicates ; aucun bilan n'est possible : les quantités précipitées sont très faibles par rapport aux minéraux qui ont dû être détruits.

De petits filonnets plus ou moins anastomosés ou des géodes silicifiées apparaissent parfois dans les « zones violettes » où le matériel est gréso-argileux, apparemment exempt de carbonates (Pl. I, 6). Des inclusions dolomitiques et des boxworks d'anhydrite dans la silice indiquent que le milieu pouvait cependant être relativement concentré et basique. Le malaxage des faciès argileux, aussi bien que les variations de teinte, permettent d'interpréter également de tels profils comme des paléosols. Des silicifications discrètes, assez comparables, sont d'ailleurs décrites dans des sols actuels ; on peut citer les sols à *duripan*, en particulier les *durixeralfs* ou les *duriorthids* (SOIL SURVEY STAFF, 1975). Une partie de la silice y précipite sous forme d'hydrogels (WILDING *et al.*, 1977), ceux-ci constituant un réservoir pour des croissances cristallines *in situ* (MILLOT, 1960).

Dans certains cas, la silicification peut devenir massive, envahissant même toute la « zone violette » qui constitue alors un silcrète. Le caractère dominant de ces faciès est l'absence de structures identifiables : cela est peut-être en rapport avec les contraintes qui ont systématiquement laissé leurs traces dans la roche et sont à l'origine : de la formation de surfaces de friction (*slickenside*) au sein de la matrice, de l'édification des larges

intumescences accidentant la surface du silcrète (fig. 2f et g), de la fracturation des galets et du déplacement des éléments fracturés. Le silcrète se serait formé en plusieurs temps :

- Les déformations souples sont à rapprocher des mécanismes observés dans les vertisols, où les alternances dessiccation—humidification brassent les matériaux argileux, avec parfois apparition de microreliefs de type *gilgai*.
- La fracturation d'éléments indurés pourrait intervenir dans des conditions plus sèches, sous l'action de sels tels que les sulfates et les carbonates.
- Les structures acquises peuvent ensuite être épigénisées par la silice. La présence côte à côte de rhomboédres de dolomite remplacés et d'autres comblés après dissolution laisse supposer des périodes de dissolution favorables à la silicification. Celle-ci pourrait donc être liée à une simple dilution (KNAUTH, 1979). Un tel phénomène serait comparable aux mécanismes envisagés par FOLK et SIEDLECKA (1974) dans leurs environnements schizohalins.

De nouvelles déformations et fracturations peuvent éventuellement intervenir ensuite, comme en témoigne la présence de cornaline bréchifiée. Certains éléments de ces brèches ont des faciès qui semblent étrangers aux environnements envisagés précédemment : nodules de microquartz « en édreton » et cherts lités à fentes de retrait. Leurs origines respectives pourraient être recherchées dans des sortes d'étangs où se déposaient soit des gels siliceux (WHEELER et TEXTORIS, 1978), soit des lits de magadiite synsédimentaire (MAGLIONE, 1979). Cette dernière se serait déstabilisée sous l'action d'eaux douces, par exemple météoriques (MAGLIONE, 1975).

## 2. Origines de la silice

L'environnement de formation des « zones violettes » voyait se déposer des carbonates et des sulfates. Ces milieux à pH assez élevé sont favorables à la mise en solution de quantités importantes de silice (DAPPLES, 1979). Celle-ci provient essentiellement de la destruction de silicates comme les argiles ; si le quartz peut être affecté, il n'apparaît cependant pas comme la source principale. Les conditions favorables à de tels processus peuvent être recherchées dans des sites variés.

- Des milieux d'eau stagnante où règne une nette tendance au confinement : nappes ou étangs alcalins, ne sont pas à exclure dans le contexte paléoclimatique envisagé.
- Les encroûtements carbonatés, voire légèrement sulfatés, sont le siège d'une épigénie importante.
- Certains sols couramment associés aux vertisols évoqués au paragraphe précédent voient également une déstabilisation des silicates. Ce sont en particulier les solonetz solodisés ; la silice se retrouve en sommet de profil à l'état amorphe, plus ou moins pulvérulent (PAQUET *et al.*, 1966 ; DUCHAUFOUR, 1976). On remarquera d'ailleurs que la dolomite, précoce dans la plupart de nos environnements, est connue pour se néoformer dans certains solonetz (SHERMAN *et al.*, 1962).

La silice ainsi disponible pourrait être mobilisée, voire accumulée, par des mécanismes indépendants des milieux envisagés : remontée de la nappe ou inondations par exemple.

Quant aux autres éléments chimiques, ils doivent être éliminés. Force est d'admettre en particulier que l'aluminium est ici plus mobile que le silicium. Il peut être exporté sous forme de complexes organo-minéraux (RIGHI *et al.*, 1981), et sa participation aux néogénèses argileuses, en aval, lui permet de se perdre dans le paysage sans qu'aucune accumulation ne soit mise en évidence par des analyses classiques.

## C — PAYSAGES A SILCRÈTES DANS LE PERMIEN ET LE TRIAS

La discussion qui précède a permis d'évoquer, à titre de comparaison, des milieux actuels variés. Bien que ces environnements locaux puissent coexister sous les mêmes climats, arides ou semi-arides, leur importance relative, dans les trois grands ensembles fossiles étudiés, dépend d'un contexte paléogéographique plus vaste.

### 1. Les silcrètes permians du bassin de Saint-Dié

Dans un bassin molassique les dépôts, de type piedmont, ont été relativement rapides, mais les arrêts de sédimentation ont été suffisamment longs pour permettre l'installation d'encroûtements carbonatés, qui sont même en partie silicifiés.

Les observations de LOUGNON (1974), de ROPER et ROTHE (1975), permettent de penser que ces encroûtements étaient au départ calcaires. Les sulfates n'ont pas laissé de traces importantes dans ces faciès. Seuls les faciès carbonatés semblent pouvoir se silicifier. La silice est le plus souvent rouge, parfois blanche ; au microscope elle apparaît en rosettes de quartzine (Pl. II, 8) ou en calcédonite remplissant les vides. Le fait le plus marquant est la relative homogénéité de ces faciès silicifiés à l'échelle de la formation : les cours d'eau n'avaient pas une maturité suffisante pour autoriser l'apparition de microenvironnements variés dans la plaine alluviale.

### 2. Les silcrètes du Trias lorrain

Ils ont été observés sur une surface beaucoup plus vaste que ceux du Permien, ce qui rend toute comparaison délicate. Il est clair cependant que la variabilité des silicifications est bien plus grande dans le Trias où existe une multitude de faciès différents.

Cette différenciation est favorisée par la paléogéographie : une plaine alluviale très plate, éloignée de l'aire nourricière (DURAND, 1978). Les « zones violettes » se développent lors d'arrêts, ou tout au moins de forts ralentissements, de la sédimentation. L'aridité est moins marquée que durant les époques précédentes : la nappe phréatique peut maintenant affleurer localement, mais le déficit en eau est encore net. De minimes variations de la topographie induisent l'apparition de microenvironnements très divers. On peut dès lors imaginer un paysage où les sédiments évoluent dans des pédoclimats s'enchaînant des plus secs (encroûtements carbonatés, solonetz, solonetz solodisés) aux plus humides (vertisols et même étangs).

### 3. Les silcrètes du Trias provençal

Le Buntsandstein provençal affleure relativement peu, et toute reconstitution paléogéographique semble prématurée. Quelques faits sont cependant à remarquer :

- Les éléments détritiques grossiers et anguleux provenant d'un socle proche sont nombreux.
- Les paléosols, plus fréquents qu'en Lorraine, se rencontrent à tous les niveaux du Buntsandstein supérieur.
- Ces « zones violettes » sont aussi variées qu'en Lorraine, et comprennent en particulier des silcrètes, qui peuvent être épais.

On peut imaginer au départ une plaine alluviale très plate, héritée du Buntsandstein moyen ; le très faible taux de sédimentation au Buntsandstein supérieur autorise le développement de paléosols évolués et variés. Les éléments de socle pourraient provenir de reliefs résiduels locaux qui, de temps en temps, libèrent des matériaux, moins sous l'effet d'un rajeunissement tectonique que d'une pulsation climatique à tendance plus humide.

Malgré l'immaturité des matériaux de base, pouvant rappeler les formations permianes, ces silcrètes ont ainsi un caractère essentiellement « triasique ». Cette immaturité qui, dans le Permien, était surtout liée au diastrophisme, ne serait donc pas un facteur de différenciation déterminant.

## EN CONCLUSION : LES SILCRÈTES LIÉS AUX MILIEUX BASIQUES

Les évaporites ont joué un rôle important dans la genèse des silcrètes triasiques, même si elles ont pratiquement toutes disparu des roches observées à l'affleurement. Ce rôle n'a pas été mis en évidence dans le Permien, où le milieu reste cependant basique comme le prouve l'abondance des carbonates.

On a là un mode de silicification superficiel qui pourrait bien être une alternative à la « voie acide », selon laquelle les silcrètes se forment dans des environnements lessivants et relativement dilués (PARRON *et al.*, 1976). Il convient d'ailleurs de remarquer que certains caractères, souvent associés à cette voie acide, n'ont jamais été observés dans nos exemples :

- association de silcrètes avec des formations latéritiques (STEPHENS, 1971 ; VAN DE GRAAFF, 1980),
- concentrations en titane (SMALÉ, 1973 ; S.H. WATTS, 1977 ; THIRY, 1978 ; VAN DE GRAAFF, 1980),
- silicification de tissus végétaux (STEPHENS, 1971 ; S.H. WATTS, 1978).

La tendance évaporitique mise en évidence au niveau des silicifications triasiques pose un problème quant à l'origine de certains éléments chimiques dans un sédiment qui, au départ, était très acide : si Mg peut provenir des biotites détritiques, Ca et S doivent venir d'ailleurs. Dans les environnements semi-arides envisagés, des apports éoliens de poussières de gypse ou de calcite sont tout à fait plausibles (MILLOT *et al.*, 1977), mais les apports directs d'ions par les eaux météoriques ne sont pas non plus à négliger (JUNGE et WERBY, 1958).

La paléogéographie prouve que les roches étudiées ici se sont formées loin de la mer. On remarquera cependant la convergence de certains faciès avec ceux qui peuvent être décrits dans des environnements margino-littoraux ; il faut répéter en particulier, après PLAZIAT (1975), que l'association dolomite—gypse dans une formation ne peut prouver à elle seule une influence marine. Il en est de même de l'anhydrite, qui peut apparaître dans des environnements continentaux superficiels (CONRAD, 1975).

Les silcrètes dont les caractères viennent d'être examinés sont d'autre part porteurs d'une information sur la dynamique du bassin : relativement homogènes dans la molasse de piedmont qui caractérise le Permien de Saint-Dié, ils font place à des types beaucoup plus différenciés dans les paysages très plats et tectoniquement calmes du Buntsandstein.

---

#### Abstract

In the Lorraine Triassic, at the top of the Middle Buntsandstein red beds, the « Zone-limite violette » is a very varying rock unit, often showing dolomitic or silicified facies (fig. 2).

After a petrographical study, some processes become obvious :

- weathering, shown by the presence of greenish, cracked or partially dissolved quartzite pebbles,
- authigenesis of dolomite, gypsum, anhydrite, ferri-illite, hematite and silica minerals : quartz, quartzine (length-slow chalcedony) and chalcedonite (length-fast chalcedony).

Structures and textures, many ghosts and boxworks, let us suppose that the siliceous facies replaced sediments rich in evaporites. This silicification took place in the deposit environment, far away from the sea. Silica could be liberated after the destruction of silicates in some soils, e.g. solonetz, or in brine lakes ; it would accumulate in favoured sites in the landscape : calcretes, duripan soils, swamps or ponds.

Permian silicifications seem to be bound to calcretes ; they do not show wide differentiation. In the Provence Triassic, as in the Lorraine one, silicified facies are rapidly changing and they probably appear in very alkaline, often sulphate-rich, environments.

*Trias, Permian, Continental, NE France, Provence, Silcretes, Evaporites, Paleosols*

---

#### BIBLIOGRAPHIE

- ARBÉY F. (1980) — Les formes de la silice et l'identification des évaporites dans les formations silicifiées. *Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 4, p. 309 - 365.
- AUDLEY-CHARLES M.G. (1970) — Stratigraphical correlation of the Triassic rocks of the British Isles. *Quart. J. geol. Soc. London*, 126, p. 19 - 47.

- BACKHAUS E. (1968) — Fazies, Stratigraphie und Paläogeographie der Solling-Folge (Oberer Buntsandstein) zwischen Odenwald-Rhön und Thüringer Wald. *Oberrhein. geol. Abh.*, 17, p. 1 - 164.
- CONRAD G. (1975) — Modèles de sédimentation évaporitique continentale, actuelle, en zone aride nord-saharienne (Algérie) ; comparaison avec le Quaternaire. IX<sup>e</sup> Congr. internat. Sédim., Nice, thème 2, p. 29 - 34.
- CORTELEZZI C.R. et KILMURRAY J.O. (1965) — Surface properties and epigenetic fractures of gravels from Patagonia, Argentina. *J. Sedim. Petrol.*, 35, p. 976 - 980.
- COUREL L. et SEDDOH F. (1975) — Altération du socle du Massif central français au contact avec la base de la transgression mésozoïque ; modifications diagénétiques ; rapport avec les paragenèses minéralisées. IX<sup>e</sup> Congr. internat. Sédim., Nice, thème 2, p. 35 - 39.
- COURNUT A. (1966) — Contribution à l'étude sédimentologique et métallogénique du Grès bigarré de la région du Luc-en-Provence (Var). Thèse 3<sup>e</sup> cycle (Pétrographie et Géochimie), Nancy, multigr., 83 p.
- DAPPLES E.C. (1979) — Silica as an agent in diagenesis. In : « Diagenesis in sediments and sedimentary rocks », LARSEN G. et CHILINGAR G.V. (Ed.), Elsevier, Amsterdam, p. 99 - 141.
- DIEDERICH G. et LAEMMLEN M. (1968) — Kritische Betrachtungen zur Arbeitsweise im Buntsandstein und zu Grundlagen einer einheitlichen Buntsandsteinstratigraphie. *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, 96, p. 85 - 110.
- DUCHAUFOUR Ph. (1976) — Atlas écologique des sols du Monde. Masson, éd., Paris, 192 p., 20 pl. h.-t.
- DURAND M. (1972) — Répartition des galets éolisés dans le Buntsandstein moyen lorrain. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 5, p. 214 - 215.
- DURAND M. (1975) — Nature des colorations violettes et vertes de certains grès triasiques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 280, p. 2737 - 2740.
- DURAND M. (1978) — Paléocourants et reconstitution paléogéographique. L'exemple du Buntsandstein des Vosges méridionales (Trias inférieur et moyen continental). *Sciences de la Terre*, 22, p. 301 - 390.
- DURAND M. et MEYER R. (1978) — Fossil silcretes in Upper Permian and Lower Triassic of North-Eastern France. IX<sup>th</sup> internat. Congr. Sedim., Jerusalem, p. 188 - 189.
- FOLK R.L. (1968) — Bimodal supermature sandstones : product of the desert floor. XXIII<sup>th</sup> internat. geol. Congr., Prague, sect. 8, p. 9 - 32.
- FOLK R.L. et PITTMAN J.S. (1971) — Length-slow chalcedony : a new testament for vanished evaporites. *J. Sedim. Petrol.*, 41, p. 1045 - 1058.
- FOLK R.L. et SIEDLECKA A. (1974) — The « schizohaline » environment : its sedimentary and diagenetic fabrics as exemplified by Late Paleozoic rocks of Bear Island, Svalbard. *Sedim. Geol.*, 11, p. 1 - 15.
- GOUDIE A. (1973) — Duricrusts in tropical and subtropical landscapes. Clarendon Press, Oxford, 174 p.
- HILDEBRAND E. (1929) — Die stratigraphische Stellung des Karneolhorizontes. *Zentralbl. f. Min. Geol. Pal.*, B, p. 41 - 49.
- HOLLINGER J. (1970) — Beitrag zur Gliederung des Deckgebirges der Nordvogesen. *Z. deutsch. geol. Ges.*, 121, p. 79 - 91.
- ICOLE M. (1969) — Intérêt paléopédologique des cortex d'altération des galets de quartzite du sommet du Pliocène et du Villafranchien des Pyrénées. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 268, p. 2240 - 2243.
- JACKA A.D. (1974) — Replacement of fossils by length-slow chalcedony and associated dolomitization. *J. Sedim. Petrol.*, 44, p. 421 - 427.
- JUNGE C.E. et WERBY R.T. (1958) — The concentration of chloride, sodium, potassium, calcium and sulfate in rain water over the United States. *J. Meteorol.*, 15, p. 417 - 425.
- KLAPPA C.F. (1978) — Biogenetic carbonate structures in Quaternary calcretes, Western Mediterranean. X<sup>th</sup> internat. Congr. Sedim., Jerusalem, p. 356.
- KLAPPA C.F. (1979) — Comment on « Displacive calcite : evidences from recent and ancient calcretes ». *Geology*, 7, p. 420 - 421.
- KNAUTH L.P. (1979) — A model for the origin of chert in limestone. *Geology*, 7, p. 274 - 277.
- LOUGNON J. (1974) — Contribution à l'étude d'un gisement stratiforme de fluorine encaissé dans le Permien supérieur de la dépression de Saint-Dié (Vosges, France). *Sci. Géol., Bull.*, 27, p. 195 - 217.
- MAGLIONE G. (1975) — Silicates sodiques néoformés comme marqueurs des environnements hydrochimiques et climatiques. IX<sup>e</sup> Congr. internat. Sédim., Nice, thème 1, p. 109 - 113.
- MAGLIONE G. (1979) — Un exemple de sédimentation évaporitique continentale actuelle : le Bassin tchadien.

- In : « Dépôts évaporitiques : illustration et interprétation de quelques séquences », Chambre syndicale de la Recherche du Pétrole et du Gaz naturel (Ed.), Technip, Paris, p. 5 - 9, pl. 1 - 9.
- MEYER R. (1981) — Rôle de la paléooltération, de la paléopédogenèse et de la diagenèse précoce au cours de l'élaboration des séries continentales. Thèse Sci., Nancy, multigr., 229 p.
- MILLOT G. (1960) — Silice, silex, silicifications et croissance des cristaux. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 13, p. 129 - 146.
- MILLOT G., NAHON D., PAQUET H., RUELLAN A. et TARDY Y. (1977) — L'épigénie calcaire des roches silicatées dans les encroûtements carbonatés en pays subaride, Antiatlas, Maroc. *Sci. Géol., Bull.*, 30, p. 129 - 152.
- MÜLLER E.M. (1954) — Beiträge zur Kenntnis der Stratigraphie und Paläogeographie des Oberen Buntsandsteins im Saar-lothringischen Raum. *Ann. Univ. Sarav.*, 3, p. 176 - 201.
- ORTLAM D. (1974) — Inhalt und Bedeutung fossiler Bodenkomplexe in Perm und Trias von Mitteleuropa. *Geol. Rundsch.*, 63, p. 850 - 884.
- PAQUET H., BOCQUIER G. et MILLOT G. (1966) — Néof ormation et dégradation des minéraux argileux dans certains solonetz solodisés et vertisols du Tchad. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 19, p. 295 - 322.
- PARRON C., NAHON D., FRITZ B., PAQUET H. et MILLOT G. (1976) — Désilicification et quartzification par altération des grès albiens du Gard. Modèles géochimiques de la genèse des dalles quartzitiques et silcrètes. *Sci. Géol., Bull.*, 29, p. 272 - 284.
- PERRIAUX J. (1961) — Contribution à la géologie des Vosges gréseuses. *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 18, 236 p.
- PLAZIAT J.C. (1975) — Dolomite, gypse et accidents siliceux dans les sédiments carbonatés continentaux du Crétacé terminal et du Paléogène languedociens (Sud de la France). IX<sup>e</sup> Congr. internat. Sédim., Nice, thème 2, p. 107 - 112.
- PLET-LAJOUX C., MONNIER G. et PEDRO G. (1971) — Etude expérimentale sur la genèse et la mise en place des encroûtements gypseux. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 272, p. 3017 - 3020.
- RICHTER-BERNBURG G. (1972) — Saline deposits in Germany : a review and general introduction to the excursions. In : « Geology of saline deposits : Proceedings Hanover Symposium, 1968 », Earth Sciences, 7, Unesco, p. 275 - 287.
- RIGHI D., DUPUIS Th. et JAMBU (1981) — Dynamique du fer et de l'aluminium en milieu engorgé et podzolique. Coll. internat. CNRS : Migrations organo-minérales dans les sols tempérés, Nancy 1979, p. 57 - 62.
- RÖPER H.P. et ROTHE P. (1975) — Petrology of a fossil duricrust : the « Karneoldolomit Horizont », Permian, SW-Germany. IX<sup>e</sup> Congr. internat. Sédim., Nice, thème 2, p. 113 - 118.
- SHERMAN G.D., SCHULZ F. et ALWAY F.J. (1962) — Dolomite in soils of the Red River valley, Minnesota. *Soil Sci.*, 94, p. 304 - 313.
- SMALE D. (1973) — Silcretes and associated silica diagenesis in Southern Africa and Australia. *J. Sedim. Petrol.*, 43, p. 1077 - 1089.
- SOIL SURVEY STAFF (1975) — Soil taxonomy : a basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. Agricultural Handbook n° 436, U.S. Government Printing Office, Washington D.C.
- STALDER P.J. (1975) — Cementation of Pliocene-Quaternary fluvial clastic deposits in and along the Oman Mountains. *Geol. Mijnb.*, 57, p. 148 - 156.
- STEPHENS C.G. (1971) — Laterite and silcrete in Australia : a study of the genetic relationships of laterite and silcrete and their companion materials, and their collective significance in the formation of the weathered mantle, soils, relief and drainage of the Australian Continent. *Geoderma*, 5, p. 5 - 52.
- SURDAM R.C., EUGSTER H.p. et MARINER R.H. (1972) — Magadi-type chert in Jurassic and Eocene to Pleistocene rocks, Wyoming. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83, p. 2261 - 2266.
- THIRY M. (1978) — Silicification des sédiments sablo-argileux de l'Yprésien du sud-est du bassin de Paris. Genèse et évolution des dalles quartzitiques et silcrètes. *Bull. Bur. Rech. géol. min.*, (2), sect. I, p. 19 - 46.
- TRAUTH N., PAQUET H., LUCAS J. et MILLOT G. (1967) — Les montmorillonites des vertisols lithomorphes sont ferrifères : conséquences géochimiques et sédimentologiques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 264, p. 1577 - 1579.
- VANDE GRAAFF W.J.E. (1980) — Silcretes in Western Australia ; geomorphological setting and genesis. I.A.S. Ist Europ. Region. Meet., Bochum, p. 144.



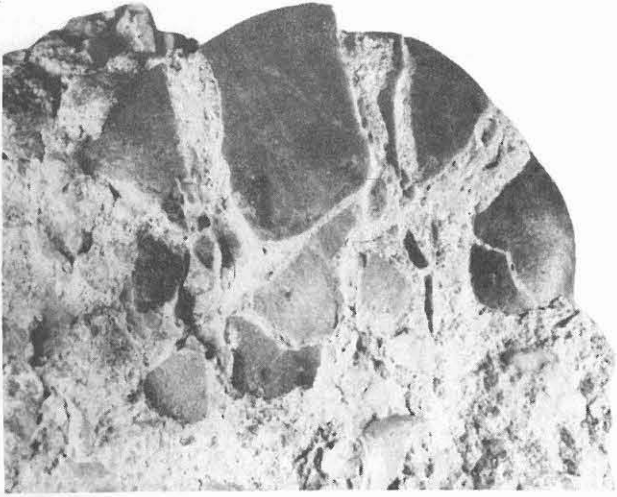
- WANESSION L. (1963) — Essais sur les propriétés géochimiques de la silice. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 256, p. 2888 - 2890.
- WATTS N.L. (1978) — Displacive calcite : evidence from recent and ancient calcretes. *Geology*, 6, p. 699 - 703.
- WATTS S.H. (1977) — Major element geochemistry of silcrete from a portion of inland Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 41, p. 1164 - 1167.
- WATTS S.H. (1978) — A petrographic study of silcrete from inland Australia. *J. Sedim. Petrol.*, 48, p. 987 - 994.
- WHEELER W.H. et TEXTORIS D.A. (1978) — Triassic limestone and chert of playa origin in North Carolina. *J. Sedim. Petrol.*, 48, p. 765 - 776.
- WILDING L.P., SMECK N.E. et DREES L.R. (1977) — Silica in soils : quartz, cristobalite, tridymite and opal. In : « Minerals in soil environments », DIXON J.B. et WEED S.B. (Ed.), Soil Science Society of America, Madison, p. 471 - 552.
- WURSTER P. (1968) — Paläogeographie der deutschen Trias und die paläogeographische Orientierung des Lettenkohle in Südwestdeutschland. *Eclogae geol. Helv.*, 61, p. 157 - 166.
- YOUNG R.G. (1964) — Fracturing of sandstone cobbles in caliche cemented terrace gravels. *J. Sedim. Petrol.*, 34, p. 886 - 889.
- YAALON D.H. (1970) — Parallel stone cracking, a weathering process on desert surfaces. *Geol. Inst. techn. econ. Bull.*, Bucharest, C, 18, p. 107 - 111.

## PLANCHE I

## Faciès caractéristiques des « zones violettes »

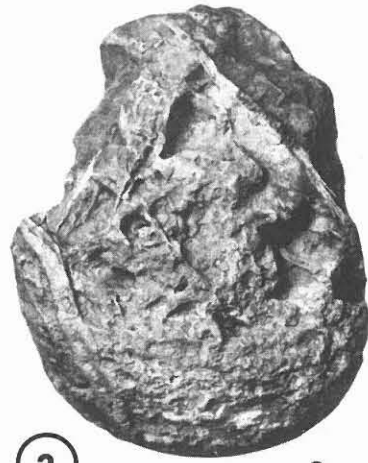
## Aspect macroscopique

- 1 — Galet de quartzite éclaté. L'élargissement des fissures est lié à un simple déplacement des éléments. La matrice sableuse encaissante a envahi les fissures du galet avant d'être entièrement silicifiée.  
Trias : La Haye (Vosges). 1
- 2 — Galet de quartzite partiellement dissous. Sur ce galet, replacé dans sa position de prélèvement, la dissolution est polarisée. A peu près inexistante à la base, qui conserve une forme régulière, elle se manifeste essentiellement à la partie supérieure où des filonnets de quartz apparaissent en relief.  
Trias : Tranchée de Docelles, Cheniménil (Vosges).
- 3 — Galet de quartzite verdi. L'exfoliation superficielle apparaît dans le secteur nord-est (flèche). Ailleurs, le dépôt siliceux adhérent au galet montre des gerbes de boxworks allongés, attribuables à l'anhydrite.  
Trias : Relanges (Vosges). 3
- 4 — Cavités en chapelet dans un faciès gréseux. Ces cavités proviennent de la dissolution tardive de nodules carbonatés.  
Trias : Fontenoy-le-Château (Vosges).
- 5 — Chert lité gris clair à fentes de retrait. Le litage apparaît sur une fracture oblique à droite du cliché (flèches). Les fentes de retrait, visibles sur la face apicale, sont comblées de matrice gréseuse silicifiée (voir détail Pl. II, 3).  
Trias : Forêt de Longegoutte, Rupt-sur-Moselle (Vosges). 5
- 6 — Grès bréchifié. La fracturation peut être attribuée à la cristallisation de sulfates dont on retrouve la trace (boxworks d'anhydrite) dans la cornaline qui constitue la phase de liaison.  
Trias : Agémont (Vosges).



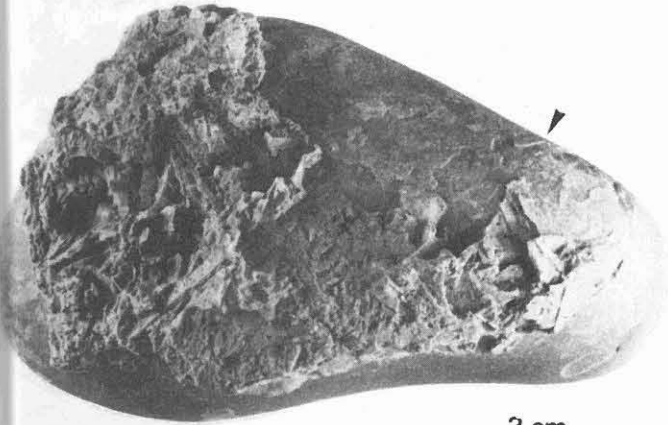
1

4 cm



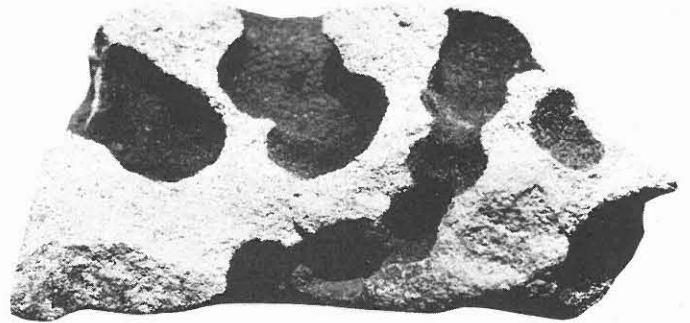
2

3 cm



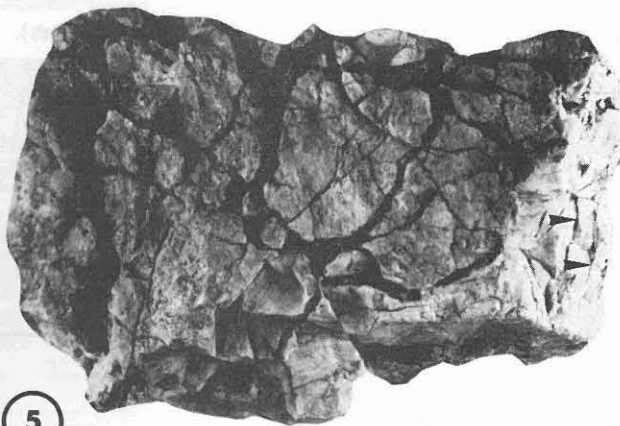
3

3 cm



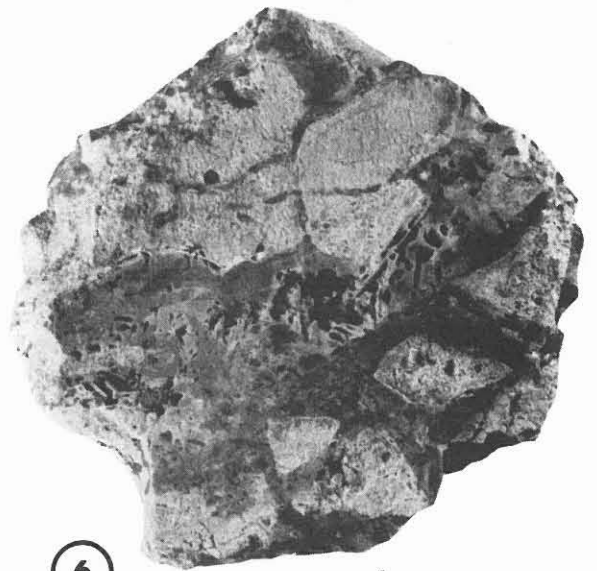
4

3 cm



5

4 cm



6

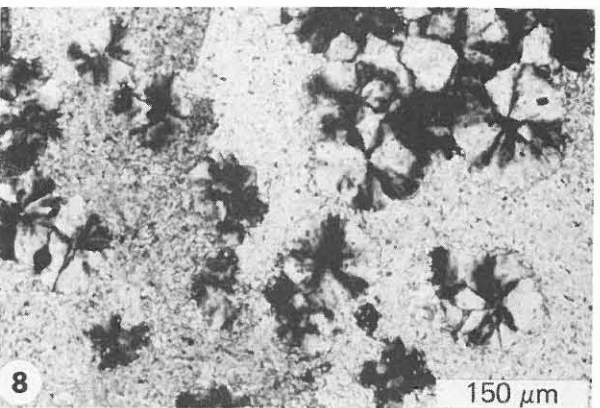
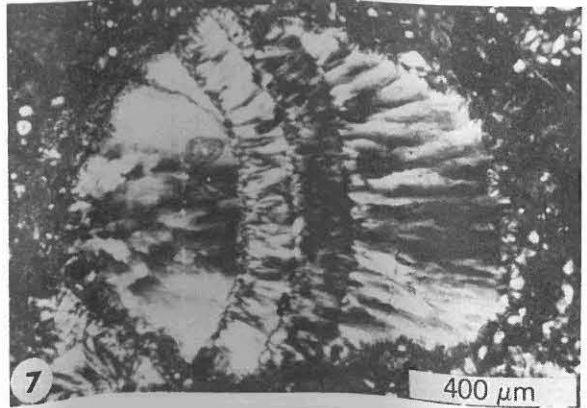
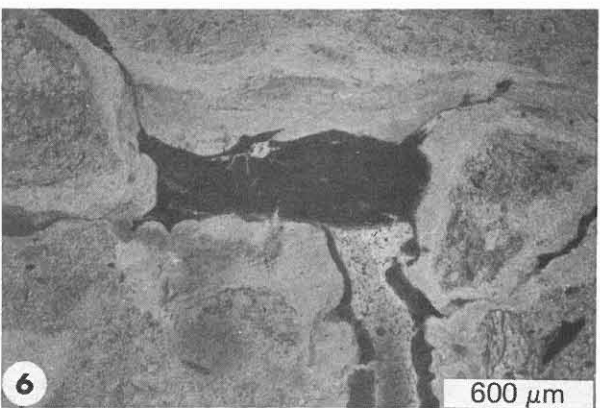
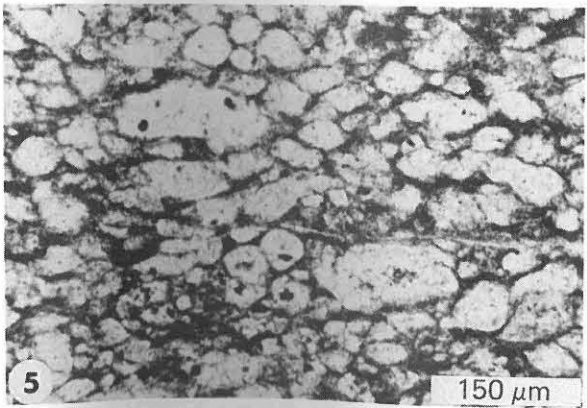
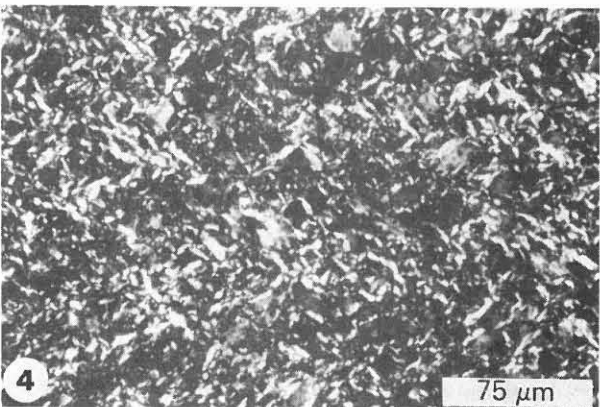
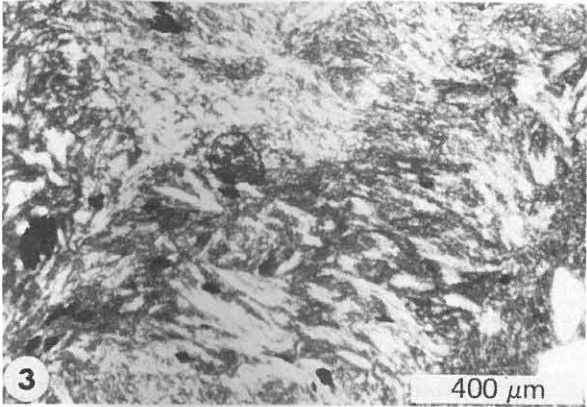
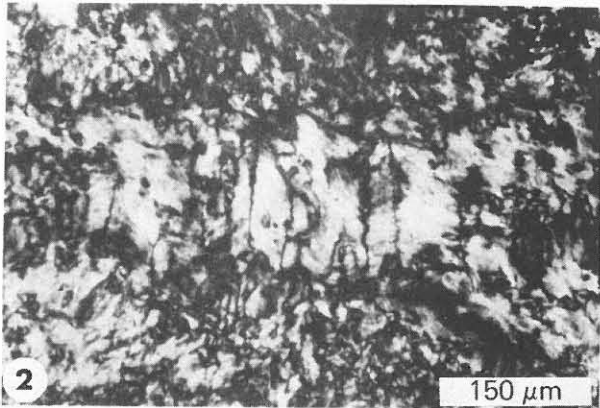
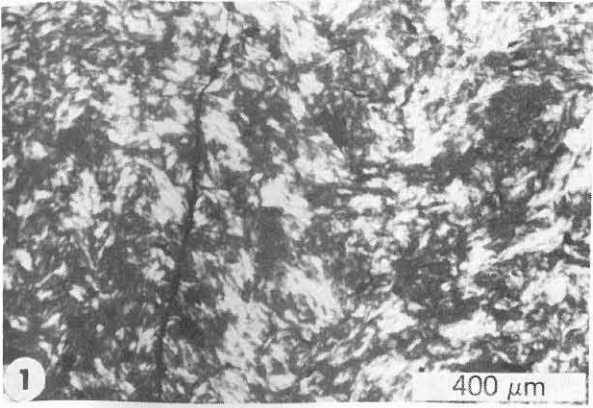
4 cm

ts. La  
sges).  
nt, la  
lle se  
sges).  
rs, le  
te.  
sges).  
dules  
sges).  
ches).  
détail  
sges).  
trace  
sges).

## PLANCHE II

## Microfaciès caractéristiques des « zones violettes »

- 1 — Quartzine en texture feutrée (nicols croisés). Cette texture rappelle les faciès évaporitiques sulfatés.  
Trias : Agémont (Vosges).
- 2 — Quartzine à texture en chevrons (nicols croisés). Les lignes noires verticales marquent les plans axiaux des microplis en chevrons. Cette texture, souvent associée à la précédente, est courante dans les nodules gypseux.  
Trias : Le Val-d'Ajol (Vosges).
- 3 — Association de fibres de calcédonite en flammèches contournées (nicols croisés). Quoique ce faciès rappelle celui de la première photographie, la minéralogie de la silice laisserait supposer un précurseur différent. Noter les quartz détritiques dans la fente de retrait (Pl. I, 5) située en bas à droite du cliché.  
Trias : Forêt de Longegoutte, Rupt-sur-Moselle (Vosges).
- 4 — Faciès siliceux attribué à l'épigénie de minéraux argileux (nicols croisés). Il passe latéralement à un faciès argileux à séparations plasmiques lattisépiques. L'assemblage des fibres de quartz est beaucoup plus fin que dans les faciès précédents ; cette différence d'échelle est systématique.  
Trias : Froideconche (Haute-Saône).
- 5 — Structure de type « micro-chickenwire » (lumière naturelle). Cette structure en grillage évoque un faciès évaporitique qui aurait été entièrement remplacé par de la quartzine.  
Trias : Forêt de Longegoutte, Rupt-sur-Moselle (Vosges).
- 6 — Remplissage colloforme d'une fissure par de la calcédonite (lumière naturelle). La base de la fissure, restée ouverte (flèche), montre que le remplissage, très coloré, présente une polarité d'écoulement. (Les granules dans le méat n'ont été introduits que lors de la confection de la lame mince).  
Trias : Fontenoy-le-Château (Vosges).
- 6 — Élément remanié dans un faciès silicifié (nicols croisés). Il s'agit d'un fragment de remplissage géodique dans lequel plusieurs couches de quartzine alternent avec de fines couches de calcédonite.  
Trias : Saint-Baslemont (Vosges).
- 8 — Rosettes de quartzine dans une dolospathite (nicols croisés). Ces rosettes semblent se développer préférentiellement aux contacts entre les cristaux de dolomite.  
Permien : La Goutte-du-Rupt, Saint-Dié (Vosges).



s).  
es  
es  
)  
s  
r

## PLANCHE III

## Minéraux caractéristiques des « zones violettes »

## Observation microscopique

- 1 — Inclusions d'anhydrite dans de grands cristaux de quartz néoformé (nicols croisés).  
Trias : Saint-Baslemont (Vosges).
- 2 — Epigénie d'un cristal d'anhydrite par du quartz (nicols croisés).  
Trias : Agémont (Vosges).
- 3 — Epigénie de cristaux de gypse lenticulaires en quartzine passant éventuellement au microquartz (nicols croisés).  
Trias : Forêt de Longegoutte, Rupt-sur-Moselle (Vosges).
- 4 — Epigénie de cristaux par la quartzine et le microquartz (lumière naturelle). Le grand nombre de sections à tendance hexagonale permet de penser que le minéral remplacé était du gypse plutôt qu'un carbonate.  
Trias : Saint-Baslemont (Vosges).
- 5 — Moulages de cristaux comblés par de la calcédonite (lumière naturelle). Les formes, généralement losangiques, évoquent des cristaux de carbonate, probablement de la dolomite. Le remplissage s'est effectué en deux temps : d'abord un fin liséré cryptocristallin sur toute la périphérie, puis une succession de fines couches concentriques autour d'un centre marginal de nucléation. L'orientation des remplissages ne montre aucune polarité commune.  
Trias : Saint-Baslemont (Vosges).
- 6 — Section déformée de rhomboèdre (lumière naturelle). La déformation a dû intervenir après dissolution du minéral primaire. La cavité a ensuite été incomplètement remplie par du microquartz.  
Permien : La Culotte, Saint-Dié (Vosges).
- 7 — Grain de quartz détritique préservé dans un encroûtement dolomitique (lumière naturelle). Le grain rond est entouré d'une auréole de fine spathite dont les cristaux sont parfois perpendiculaires à la surface du quartz (flèche). Cette auréole de spathite est exempte d'éléments détritiques.  
Trias : Oeting (Moselle).
- 8 — Grains de quartz corrodés dans une matrice de quartzine (nicols croisés). Le sédiment a d'abord été cimenté par développement d'auréoles de nourrissage syntaxique autour des grains de quartz détritiques (suture indiquée par la flèche). Les grains ont ensuite subi une corrosion contemporaine du dépôt d'un minéral que la quartzine a remplacé.  
Trias : Forêt de Longegoutte, Rupt-sur-Moselle (Vosges).

