

Structure de superposition et structure concentrique dans la formation ferrifère de Lorraine

Simonne Caillère, François Kraut

Résumé

Les assises ferrifères de Lorraine sont caractérisées par la coexistence d'une structure stratifiée commune à tous les sédiments marins et d'une structure particulière. Celle-ci se traduit par la disposition concentrique des minéraux dans un ordre déterminé. L'étude de la composition minéralogique des couches successives et de la répartition des constituants dans chacune d'elles permet de retracer l'histoire du dépôt.

Citer ce document / Cite this document :

Caillère Simonne, Kraut François. Structure de superposition et structure concentrique dans la formation ferrifère de Lorraine. In: Bulletin de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie, volume 77, 1-3, 1954. Soixante-quinzième anniversaire de la société française de minéralogie 1878-1953. pp. 631-643;

doi : <https://doi.org/10.3406/bulmi.1954.4913>

https://www.persee.fr/doc/bulmi_0037-9328_1954_num_77_1_4913

Fichier pdf généré le 17/08/2020

STRUCTURE DE SUPERPOSITION ET STRUCTURE CONCENTRIQUE DANS LA FORMATION FERRIFÈRE DE LORRAINE

PAR S. CAILLÈRE ET F. KRAUT,
Laboratoire de Minéralogie du Muséum, Paris.

Sommaire. — Les assises ferrifères de Lorraine sont caractérisées par la coexistence d'une structure stratifiée commune à tous les sédiments marins et d'une structure particulière. Celle-ci se traduit par la disposition concentrique des minéraux dans un ordre déterminé.

L'étude de la composition minéralogique des couches successives et de la répartition des constituants dans chacune d'elles permet de retracer l'histoire du dépôt.

L'histoire d'une formation éruptive pose au minéralogiste des problèmes difficiles. Il dispose, pour les résoudre, de la composition chimique et minéralogique des roches ou des gîtes étudiés. La connaissance des conditions géologiques lui sera également d'un précieux secours. Une grande incertitude subsiste cependant quant à la température, à la pression et aux autres facteurs physiques qui ont régné durant la mise en place de la formation.

Par contre, pour un dépôt sédimentaire, ces facteurs sont à peu près connus. Nous savons qu'il s'est élaboré dans un milieu aqueux dont la température ne dépassait pas une vingtaine de degrés, sous une pression déterminée par la masse d'eau recouvrant les couches en voie de formation. D'une façon générale, on peut faire appel aux données de l'océanographie, l'eau des mers n'ayant pas subi de grandes variations au cours des temps géologiques. D'autre part, les sédiments se construisent par accumulation de matériaux dans un bassin de sorte que nous pouvons suivre leur extension depuis le fond vers le haut.

Or, les propriétés physiques et chimiques du milieu marin

changent avec la profondeur; comme corollaire, le dépôt montrera lui-même des variations aux différents niveaux.

Les matériaux mis à contribution proviennent de l'eau de mer ou y sont amenés par les cours d'eau, et l'apport terrigène imprime aux sédiments l'image inverse de la composition du continent érodé. En effet, les substances provenant de la zone supérieure continentale se déposent les premières, tandis que les couches récentes sont constituées par les zones profondes du massif arasé.

En résumé, nous avons des changements verticaux d'une part dans la nature des éléments dissous dans l'eau, dans leurs propriétés physiques, et, d'autre part, dans les caractères minéralogiques de l'apport continental.

Mais, dans un dépôt sédimentaire, les variations ne sont généralement pas continues, on y distingue une série de couches minéralogiquement différentes et la question se pose de savoir quels sont les facteurs qui donnent l'individualité à chacune d'elles.

On peut envisager que la nature des éléments dissous dans l'eau de mer change brusquement, mais des changements sont plus probables encore dans l'apport continental, fonction de la lithologie des terrains érodés.

Avec l'apport, les conditions physico-chimiques du milieu se modifient. Les éléments clastiques ne changent pas au cours du dépôt mais, lorsqu'ils arrivent en grande quantité, ils influent sur le mécanisme de la sédimentation, celui-ci dépendant étroitement du volume de liquide disponible. Le rapport entre la masse quasi inerte des éléments clastiques et la masse susceptible d'évoluer a une importance déterminante.

De même, la nature et la quantité des organismes a non seulement une influence sur la composition des roches dans lesquelles ils peuvent s'incorporer, mais aussi sur les conditions physico-chimiques du milieu. Pendant leur vie et après leur mort, lorsqu'ils se décomposent, ils provoquent des modifications notables, en particulier dans le bilan O/CO_2 .

Si on veut envisager d'une manière très générale les roches

sédimentaires, on a plus ou moins de chance de reconstituer leur histoire.

Pour les grès et les arkoses, formés presque exclusivement par des éléments clastiques, la seule question qui se pose au point de vue génétique est celle de leur consolidation, mécanisme d'ailleurs peu connu.

Pour une autre catégorie de sédiments de composition simple, comme certains calcaires, nous pouvons trouver une explication facile de leur genèse. C'est le cas des calcaires dus à une cristallisation dans les eaux sursaturées en CO_3Ca .

Nous insisterons davantage sur une troisième catégorie à laquelle appartiennent les minerais de fer oolithiques. Des précipitations chimiques, avec formation sur place des minéraux, y jouent un rôle essentiel et le problème de la consolidation se ramène à nouveau à un problème de cristallisation.

Or, la cristallisation postule des conditions particulières, notamment, pour que les éléments puissent entrer en réaction il est nécessaire qu'ils se trouvent dans le bassin en proportions déterminées; mais d'une façon générale, ils y sont amenés en quantités quelconques, de sorte qu'à un moment donné, il existe des corps en excès, souvent sous forme instable. Par conséquent, la partie déjà consolidée du dépôt représente une masse en équilibre au-dessus de laquelle l'eau contient des éléments en excès. Une migration de bas en haut se produit, en quelque sorte opposée au mouvement de haut en bas des matériaux qui remplissent le bassin.

Sans que les conditions physico-chimiques varient, grâce au changement de l'apport continental, les éléments éliminés peuvent trouver à un moment leur équilibre et une couche arrive au terme de son évolution et achève son histoire.

Dans d'autres circonstances, un changement brusque et considérable de l'apport crée des conditions qui ne sont plus conformes au développement de la couche en formation, avant même que les éléments éliminés par elle aient trouvé leur équilibre. Ils peuvent alors être pris en charge par le dépôt suivant, cas souvent réalisé dans les gîtes de fer.

Nous avons eu la chance d'étudier des formations qui montrent une structure très logique. Des changements progressifs de composition dans le milieu générateur y vont de pair avec des variations régulières des conditions physico-chimiques. La composition de la masse continentale se retrouve, en outre, en sens inverse dans le sédiment. Nous avons, en dehors de cette structure de superposition, une structure concentrique dans chacun des niveaux.

Les minerais de fer sont constitués par des minéraux appartenant à trois familles, oxydes ou hydroxydes, carbonates et silicates, qui ont un élément commun : le fer. Nous admettons qu'il est apporté du continent par les cours d'eau, sous forme de gels ferriques.

Or, nous le trouvons dans le dépôt à des états d'oxydation différents et nous sommes conduits à distinguer trois zones dans le bassin lorrain.

Dans la zone inférieure, prédominent les silicates ferreux et la sidérose.

Dans la zone supérieure, le dépôt est formé principalement par la calcite et les hydroxydes de fer : stilpnosidérite et goethite.

Dans la zone moyenne, coexistent les silicates, la calcite et la sidérose, les hydroxydes de fer auxquels s'ajoutent parfois l'hématite et la magnétite.

Reprenons successivement ces groupes de minéraux et voyons comment ils ont pu se déposer dans les trois zones.

Calcite. — La calcite peut se former avec les éléments de l'eau de mer sans aucun apport continental, soit par la remise en mouvement du calcaire des organismes, soit par cristallisation à partir de l'eau saturée en CO_3Ca .

Le premier de ces mécanismes dépend de l'action dissolvante du CO_2 , plus abondant au fond que dans les couches supérieures. Il ne peut avoir un rôle important dans les minerais lorrains où la calcite diminue de haut en bas. Remarquons qu'une grande partie du gaz carbonique est liée au fer ferreux dans la zone inférieure riche en sidérose.

Le second mode de formation explique mieux l'enrichissement en calcite de bas en haut, la saturation en CO_3Ca étant facilement atteinte dans les zones supérieures où CO_2 est moins soluble.

Sidérose. — La sidérose, contrairement à la calcite, a besoin pour se former de la contribution du continent. Il lui faut un apport en fer qui, en outre, doit être à l'état réduit.

C'est à une combinaison simple que la sidérose doit son existence, le fer ferreux instable se liant facilement au CO_2 .

Le carbonate de fer abonde dans la zone inférieure, il joue encore un rôle important dans la zone moyenne, mais n'est qu'accessoire ou fait défaut dans la zone supérieure.

Silicates. — Les silicates sont presque entièrement tributaires du continent d'où leur arrivent Si, Al et Mg. Comme ils exigent, en dehors de ces éléments, la présence du fer ferreux, la zone inférieure, très réductrice, est leur domaine préférentiel.

Dans la zone moyenne, ils accompagnent encore la sidérose en quantité notable, mais ils subissent une diminution brusque ou disparaissent totalement dans la zone supérieure.

Hydroxydes de fer. — Les oxydes de fer se forment uniquement grâce à l'apport continental. Il n'existe aucun oxyde ou hydroxyde libre dans la zone inférieure caractérisée par un potentiel réducteur élevé.

Par contre, dans la zone supérieure, riche en oxygène, le fer reste à l'état ferrique. La goethite cristallise et la stilpno-sidérite s'y dépose en abondance.

Dans la zone moyenne, où le fer n'est qu'en partie réduit, nous avons à la fois des oxydes et hydroxydes ferriques : goethite, hématite, et de la magnétite, minéral ferrosoferrique.

Ce schéma, qui montre l'évolution minéralogique du dépôt, a été établi sans qu'il ait été nécessaire de tenir

compte de la structure oolithique. Si cette structure, que nous devons expliquer, semble d'abord compliquer la tâche qui nous incombe, elle nous permettra, en réalité, de pénétrer plus avant dans le mécanisme de la formation du dépôt.

Nous allons considérer maintenant des propriétés négligées jusqu'à présent, en commençant par le degré de cristallinité des minéraux. Certains sont colloïdaux ou cryptocristallins, d'autres donnent des individus ou des agrégats largement cristallisés.

Les minerais de fer lorrains sont constitués par une gangue phyllitheuse et carbonatée qui englobe des oolithes, des organismes et des fragments clastiques. On a considéré que les ovoïdes se sont formés dans les couches superficielles des eaux marines agitées. Lorsqu'ils ont atteint leur taille définitive, par suite de leur poids, ils sont tombés au fond de l'eau où ils ont été incorporés dans un sédiment en voie de formation. Certains auteurs admettent même qu'ils ont pris naissance et achevé leur développement hors du bassin de sédimentation.

Contrairement à cette hypothèse de la dualité, nous avons été conduits à admettre que les oolithes et la gangue se forment simultanément, dans un même milieu et au même niveau. Parmi les arguments qui nous ont amenés à ces conclusions, rappelons que de nombreux ovoïdes se sont développés autour d'un fragment de gangue.

Des observations d'un ordre différent viendront plus loin appuyer l'idée que les gîtes de fer oolithiques sont le résultat d'une sorte de différenciation. A partir d'une même masse s'effectuent deux processus concomittants : concentration d'éléments doués d'une certaine mobilité autour des centres d'attraction dispersés dans le milieu et, dans les espaces inter-oolithiques, dépôt simultané d'une charpente largement cristallisée.

Ainsi, le degré de cristallinité désigne la place des constituants dans le minerai.

Considérons le cas d'un minerai complexe, nous avons en présence : des hydroxydes, des carbonates et des phyllithes.

Lequel de ces minéraux montre le plus de facilité à réaliser le mouvement de concentration générateur des oolithes ?

Les carbonates, les plus largement cristallisés, resteront certainement dans la gangue.

Le silicate, en grande partie cryptocristallin, possède suffisamment de mobilité pour être entraîné dans le mouvement vers le noyau. Quant au fer, qui est en partie réduit, il se combine soit avec CO_2 pour précipiter sous forme de sidérose, soit avec la silice et l'alumine pour donner la phyllithe. Cependant, une certaine quantité de fer resté à l'état colloïdal, est facilement adsorbée par la phyllithe et peut contribuer, avec elle, à la formation des oolithes. Ceci se produit dans les zones moyennes où les oolithes sont silicatés et ferrugineuses.

Partant de l'enveloppe oolithique cryptocristalline et en partie amorphe, on traverse successivement dans la gangue la phyllithe, la calcite et la sidérose, minéraux de plus en plus largement cristallisés. L'existence d'une telle continuité entre les oolithes et le ciment est un argument de plus en faveur de l'origine commune de ces deux milieux.

Dans la plupart des cas, l'aspect que présente, sous le microscope, un minerai de fer oolithique, est dominé par deux traits contradictoires. Les ovoïdes donnent l'impression de corps plastiques, tandis que le ciment apparaît comme un milieu rigide. Dans les oolithes, nous voyons figée, l'image du mouvement de convection par lequel le ciment semble tout d'abord n'être pas affecté, mais nous venons de constater qu'un examen plus attentif révèle là encore une disposition concentrique.

Nous avons accumulé des observations qui tendent à montrer qu'il n'est pas possible de parler d'une évolution proprement dite, les différents éléments du dépôt procédant d'un même milieu, et que les événements dont nous constatons les résultats ne se succèdent pas dans le temps dans un ordre progressif. Si certains épisodes semblent s'être déclenchés avant d'autres, ceux-ci sont en jeu avant que les premiers soient achevés.

L'état d'oxydation va en croissant de bas en haut dans le dépôt, ceci est vrai, non seulement lorsqu'on prend la composition globale des minerais des différents niveaux, mais aussi si on considère à part les oolithes et le ciment.

Dans la zone supérieure, les oolithes sont formées en grande partie par la stilpnosidérite et la goethite.

Dans la zone moyenne, elles sont à la fois silicatées et ferrugineuses et uniquement phyllitheuses dans la zone inférieure.

Il n'existe pas de fer dans la gangue essentiellement calcaire de la zone supérieure. Le fer ferreux et le fer ferrique peuvent coexister dans les espaces interoolithiques de la zone moyenne, tandis que le ciment de la zone inférieure est constitué par le silicate et le carbonate ferreux.

Il ressort, en outre, de ce qui précède, qu'à tous les niveaux, le fer est à un degré d'oxydation plus élevé dans les oolithes que dans la gangue.

Dans la zone inférieure, des silicates et un carbonate ferreux forment la plus grande partie du ciment, tandis que, dans les oolithes, la phyllithe est plus ou moins imprégnée par la stilpnosidérite.

Dans la zone supérieure où l'hydroxyde ferrique constitue les oolithes, le fer ferreux est très accessoire et on ne le trouve que dans la gangue.

Dans la zone moyenne, les oolithes, à la fois silicatées et ferrugineuses, sont plus oxydées que le ciment où le fer n'existe qu'à l'état ferreux. Dans les accidents magnétiques de cette zone, la goethite et l'hématite se concentrent généralement dans les oolithes, cependant que la magnétite se dépose de préférence dans le ciment.

Dans le bassin ferrifère de Lorraine, on distingue six couches minéralisées qui, de haut en bas, sont : les couches rouge, jaune, grise, brune, noire et verte. Nous rangeons dans la zone inférieure : la couche verte, dans la zone moyenne : les couches noire, brune et grise, dans la zone supérieure : les couches jaune et rouge.

Ces couches minéralisées ne sont pas en contact direct ; en général, un dépôt stérile, pauvre en fer et riche en éléments

clastiques, les sépare. Ces « intercalaires » ne renferment que peu d'oolithes et constituent une anomalie dans le dépôt. Alors que dans les couches elles-mêmes, les constituants sont bien séparés, occupant chacun des aires continues, dans les intercalaires, ils ne montrent pas un agencement aussi ordonné et forment, au contraire, une sorte de mosaïque à petits éléments.

D'après leur composition minéralogique, on peut les grouper en plusieurs types dont nous décrirons brièvement les quatre principaux :

Faciès à oolithes ferrugineuses et gangue calcaire. — Seul le nombre restreint des oolithes distingue ce faciès d'un minerai de la couche rouge.

Faciès à oolithes ferrugineuses et gangue complexe. — Une gangue formée par le silicate et les deux carbonates caractérise ce type d'intercalaire.

Faciès à oolithes silicatées. — Les oolithes sont constituées par la phyllithe ; dans la gangue, la sidérose et la calcite accompagnent le silicate, parfois imprégné d'hydroxyde.

Faciès gréseux. — Parmi tous les intercalaires, c'est le plus caractéristique, il accuse par rapport aux couches minéralisées le maximum de différence ; sa majeure partie étant constituée par des fragments clastiques.

Voyons la répartition de ces différents types dans les niveaux successifs.

Par sa composition, le faciès à oolithes ferrugineuses et gangue calcaire, se place théoriquement dans la zone supérieure. Le plus souvent, on a observé ce faciès au-dessus de la couche rouge. Il n'existe pratiquement pas dans les zones moyenne et inférieure.

Il se distingue de la zone sous-jacente principalement par la régression des oolithes et souvent par une plus grande

richesse en éléments clastiques. Au point de vue génétique, sa présence traduit une diminution de l'apport continental en éléments dissous. La calcite, qui se dépose directement de l'eau de mer, prédomine dans ces conditions.

Le faciès à oolithes ferrugineuses et à gangue complexe est le plus répandu parmi les intercalaires. Dans la grande majorité des cas il se situe au-dessus de la couche grise, au seuil d'une zone où les propriétés du milieu générateur tranchent nettement sur celles de la couche sous-jacente.

Les oolithes deviennent ferrugineuses et la stilpnosidérite se fixe dans les parties silicatées de la gangue. La grande quantité d'éléments clastiques constitue des obstacles au mouvement de convection du gel ferrique, de sorte que les oolithes sont relativement peu nombreuses.

Une remarque s'impose. D'une façon générale, le silicate augmente de haut en bas dans le dépôt et l'on croirait trouver toujours, au-dessous d'un intercalaire, une couche plus silicatée. Cependant il n'en est rien, la moitié des stériles de ce type renferment davantage de phyllithe que les minerais sur lesquels ils reposent ; mais il faut remarquer que ceux-ci sont généralement riches en calcite et constituent par conséquent des anomalies dans la zone moyenne. L'intercalaire a dû bénéficier d'un apport provenant par élimination de la couche sous-jacente.

Les caractères minéralogiques des intercalaires à oolithes silicatées et à gangue complexe correspondent à la composition de la partie inférieure de la zone moyenne et, effectivement, ils se placent souvent entre les couches verte et noire. Ils s'en distinguent par la grande quantité des éléments clastiques et par la structure chaotique de leur gangue.

Deux accidents gréseux existent dans le bassin, l'un au-dessus de la couche noire, l'autre au-dessus de la couche rouge. Mais quel que soit le niveau où il se dépose, ce type de stérile s'est formé dans des conditions très voisines. L'abondance des fragments clastiques laisse peu de place pour l'eau et les éléments dissous ou en suspension. Elle entrave

le mouvement indispensable à la formation des oolithes dont le nombre est très limité, souvent même elles font défaut.

Nous avons vu que les intercalaires reflètent, dans une certaine mesure, la composition des couches minéralisées. Cependant, on distingue sans hésitation un minerai d'un intercalaire contigu grâce à leur structure. Dans la gangue du minerai, les constituants sont, comme nous l'avons déjà vu, bien séparés, tandis que, dans les stériles, ils s'assemblent en une masse de petits éléments disposés sans ordre.

En particulier, l'association silicate-sidérose présente dans les stériles, un aspect caractéristique.

Dans les couches minéralisées à structure oolithique normale, le carbonate de fer forme de petits agrégats ou des masses assez considérables. Par contre, dans la plupart des intercalaires, nous voyons ce même carbonate en cristaux isolés, englobés par la phyllithe. Il existe en outre, dans les niveaux minéralisés, des portions riches en éléments clastiques, par exemple en mica, où les oolithes sont rares ou manquent totalement. Dans ces cas aussi la sidérose se présente en cristaux isolés ou en groupements de deux ou trois individus.

Quels sont les facteurs qui déterminent ces deux matières d'être d'un même minéral, formé apparemment dans des conditions analogues ?

La force de cristallisation de la sidérose lui permet de croître malgré la résistance de son entourage. Lorsqu'elle forme des agrégats, ceux-ci sont très compacts, une forte cohésion existant entre les cristaux. La sidérose ne laisse jamais cristalliser un autre minéral dans « son espace vital » et, si elle en englobe, il s'agit toujours de fragments clastiques.

Tout différent est le comportement des phyllithes, peu ou à peine cristallisées. Elles sont entraînées dans le mouvement de concentration de sorte que ces minéraux se placent dans les ovoïdes ou près d'eux. Les agrégats silicatés sont des assemblages très lâches où la cohésion des individus est faible.

Il résulte de ces considérations que la phyllithe peut englo-

ber la sidérose, mais que le contraire est impossible. On peut comparer cette association avec un mélange de galets et de cire où celle-ci formera nécessairement le liant.

Dans un dépôt dont la formation est commandée par le mécanisme oolithique, la séparation du carbonate et du silicate est assurée par l'obéissance de la phyllithe aux forces de concentration auxquelles la sidérose oppose sa propre force de cristallisation. Mais, dans les intercalaires où le phénomène de concentration n'a qu'une portée très limitée, cette séparation ne se réalise pas.

En dehors de ce raisonnement d'ordre mécanique, nous pouvons donner une explication physico-chimique du rapport phyllithe-sidérose.

Admettons la formation d'un dépôt non oolithique. Il s'effectue sous le contrôle de la pesanteur. Les éléments dissous ou en suspension se déposent de haut en bas, ils s'accumulent au fond du bassin, de sorte que la sédimentation s'effectue progressivement de bas en haut. Au fur et à mesure que s'épaissit et se consolide au fond le dépôt, la plus grande partie de l'eau remonte au-dessus de la couche en croissance. En même temps remontent, comme nous l'avons déjà vu, les éléments en excès. C'est le cas notamment de la silice et de l'alumine. Pendant que la cristallisation progresse, l'espace dont dispose l'eau diminue de plus en plus et, avant qu'elle ne soit complètement chassée, elle assure la présence de plus ou moins de CO_2 dans la solution. Tant qu'il existe du fer ferreux dans les eaux interstitielles, il se formera de la sidérose.

Conclusion.

Remplissage d'un bassin avec des matériaux amenés du continent, dépôt simultané des minéraux précipités directement de l'eau de mer, accumulation d'organismes morts, tels sont dans les grandes lignes, les facteurs qui interviennent dans la formation des gîtes de fer lorrain. Ceux-ci apparaissent en dernière analyse comme une œuvre de la pesanteur.

Quant au processus de la sédimentation, il est essentielle-

ment la recherche d'un équilibre d'éléments d'origine et de propriétés différentes. Certains d'entre eux, fragments classiques et une partie des fossiles, ne subissent pas de changement dans le milieu générateur, tombés au fond, ils ont leur place assurée dans le dépôt. D'autres éléments n'obéissent pas aussi passivement à la force de gravitation ; arrivés à l'état instable, ils réagissent entre eux et constituent différents minéraux dont la nature reflète à la fois la composition de l'apport continental et les conditions physico-chimiques du milieu.

En même temps que s'agglomèrent les minéraux de la charpente cristalline, les produits colloïdaux sont entraînés vers des centres d'attraction et ainsi se forment les oolithes et la gangue.

Équilibre mécanique, équilibre chimique et équilibre physique déterminent la structure stratifiée et concentrique de ces sédiments.
