



HAL
open science

Le skarn à magnétite tardi-hercynien de Diélette (Massif armoricain, France)

Eric Marcoux, Erwann Lebrun, Elsa Bages

► To cite this version:

Eric Marcoux, Erwann Lebrun, Elsa Bages. Le skarn à magnétite tardi-hercynien de Diélette (Massif armoricain, France). *Géologie de la France*, 2012, 2, pp.5-25. insu-00809475

HAL Id: insu-00809475

<https://insu.hal.science/insu-00809475>

Submitted on 9 Apr 2013

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

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

Le skarn à magnétite tardi-hercynien de Diélette (Massif armoricain, France)

Eric MARCOUX (1),
Erwann LEBRUN (1),
Elsa BAGES (1)

The Diélette late-Hercynian magnetite skarn (Armorican massif, France)

Géologie de la France, n° 2, 2012, p. 5-25, 14 fig.

Mots-clés : Diélette, skarn, magnétite, oolithe, grenatite, Massif armoricain

Keywords: Diélette, skarn, magnetite, oolithe, grenatite, Armorican massif

Résumé

Le « skarn ferrifère » de Diélette (Massif armoricain) s'est développé dans l'auréole de métamorphisme de contact du massif de granodiorite hercynien de Flamanville. L'encaissant grés-pélimitique dévonien inférieur s'est transformé en un ensemble de cornéennes, les niveaux carbonatés se transformant en grenatites à grossulaire ($Gr_{64}Ad_{27}Py_9$ à $Gr_{84}Ad_9Py_7$) et en pyroxénites à diopside – hedenbergite ($Di_{65}Hd_{35}$ à $Di_{20}Hd_{80}$) accompagnés d'un peu d'anorthite. Cette transformation se réalise lors de l'étape prograde, entre 390° et 525 °C, pour une pression estimée à 1 kbar. Cette étape a aussi transformé l'hématite primaire des bancs de grés oolithiques en magnétite, par métasomatose dès 500 °C, et sous des fO_2 comprises entre 10^{-18} et 10^{-24} donnant naissance à la minéralisation ferrifère économique ; ce phénomène a pu se poursuivre lors de l'étape rétrograde.

L'étape rétrograde est discrète et ne semble donner que des disséminations de sulfures de Fe-Cu-Mo. Elle se réalise sous des $aS_2 = 10^{-8}$ à 10^{-13} et des $aO_2 = 10^{-25}$ à 10^{-35} pour des températures inférieures à 390°- 400 °C. Ces très faibles valeurs, associées aux fortes valeurs de $\delta^{18}O$ de la magnétite (+ 7,4 et + 10,7), suggèrent que la formation du skarn s'est réalisée sans la participation de fluides superficiels. On peut estimer à 20 000 ans la durée de vie du système hydrothermal à l'origine du skarn, un laps de temps cohérent avec la durée de refroidissement du massif (100 ans), et le volume de silice transporté (13 Mt). Diélette n'est pas un skarn ferrifère à proprement parler dans la mesure où un thermométamorphisme a simplement provoqué la transformation par métasomatose de niveaux ferrifères

préexistants. La minéralisation véritablement de type skarn se limite aux disséminations et filonnets à molybdénite – scheelite observés sporadiquement dans l'auréole de contact.

Extended abstract

The iron-skarn of Diélette (Armorican massif) was formed within the contact metamorphic aureole of the Flamanville Hercynian granodioritic massif. The Devonian host-rocks turned into a hornfels series, the limestone layers giving rise to grossular garnetites ($Gr_{64}Ad_{27}Py_9$ to $Gr_{84}Ad_9Py_7$) and diopside – hedenbergite ($Di_{65}Hd_{35}$ to $Di_{20}Hd_{80}$) pyroxenites, with small amounts of anorthite. This change occurred during the prograde stage, between 390° and 525 °C, and at an estimated pressure of 1 kbar. This stage has also turned the hematite of the oolitic sandstone layers into magnetite by a metasomatic process since 500 °C and at fO_2 ranging from 10^{-18} and 10^{-24} , giving the economic iron ore deposit. This metasomatic process could have been going on during the retrograde stage.

The retrograde stage is more discrete, and seems to generate only Fe-Cu-Mo sulfides disseminations. This stage occurs under $aS_2 = 10^{-8}$ to 10^{-13} , at $aO_2 = 10^{-25}$ to 10^{-35} and at temperatures lower than 390°- 400 °C. This low values associated to high $\delta^{18}O$ of the magnetite (+ 7.4 and + 10.7), suggest that skarn formation underwent without participation of surficial fluids. We estimate to about 20 000 years the duration of the hydrothermal system generating the skarn, a time duration fitting fairly well with the estimated duration of the cooling of the massif (100 000 years), and the volume of transported silica (13 Mt). Diélette is not truly

(1) Université d'Orléans – OSUC/ISTO - UMR 7327 CNRS, Bâtiment ISTE, Campus géosciences, 1a rue de la Férollerie, 45071 Orléans cedex 2, France

eric.marcoux@univ-orleans.fr

* Manuscrit présenté le 26 janvier 2012, accepté le 15 avril 2012

an iron-bearing skarn since the thermometamorphism has only transform preexisting iron layers by a metasomatic process. The only true type-skarn mineralization is represented by molybdenite – scheelite veinlets and disseminations, sparsely observed in the contact metamorphic aureole.

Introduction

Située face aux îles Anglo-Normandes et à une vingtaine de kilomètre au sud-ouest de Cherbourg, la mine de Diélette fut la plus importante mine de fer française après celles de Lorraine, avec une production de 50 Mt de minerai entre 1840 et 1962. Considérée comme l'élément principal du fameux « skarn de Diélette », cette ancienne mine a cependant fait l'objet de très peu de travaux géologiques, les skarns étant eux-mêmes peu représentés et mal connus en Armorique. Les rares travaux se sont concentrés sur la minéralisation polymétallique et la pétrographie de son encaissant (Chauris, 1965, 1977 et 1979 ; Chauris et Guigues, 1969), ou la structure générale du granite de Flamanville, adjacent au Port de Diélette (Brun *et al.*, 1990).

Ce travail a pour objectif de combler partiellement cette lacune par un examen détaillé du skarn *sensu stricto* et de ses conditions de genèse.

Contexte géologique et métallogénique

Histoire géologique du Massif armoricain

Le Massif armoricain est un des massifs principaux de la chaîne varisque. C'est un puzzle de terrains anciens rassemblant la Bretagne, le Cotentin, une grande partie de la Vendée et qui s'étend jusqu'au Choletais et l'Anjou. Ce puzzle est le résultat d'une histoire tectonique polyphasée amorcée dès le Précambrien, mais construite pour l'essentiel à l'Hercynien.

On divise habituellement le Massif armoricain en trois ensembles structuraux séparés par des accidents tectoniques majeurs à valeur de décrochements cisailants, le long desquels ces ensembles ont coulissé : les zones nord-armoricaine, centre armoricaine et sud-armoricaine. Ces accidents majeurs de la géologie armoricaine sont le cisaillement dextre nord-armoricain (CNA) et le cisaillement sud-armoricain (CSA), faisceau à plusieurs branches, avec un jeu résultant également dextre estimé à plus de 200 km. Ces ensembles recouvrent cinq domaines distingués sur la base de leurs natures pétrographiques, de leurs successions lithostratigraphiques, de leurs styles de plissement et de déformation, ainsi que de leur âge (Cogné, 1974) :

- l'ensemble **nord-armoricain**, avec un domaine **domnonéen** au nord, constitué d'un socle précambrien

polymétamorphique et polyorogénique, plissé et écaillé mais peu schistosé, globalement assez peu affecté par l'orogénèse varisque et un domaine **mancellien**, composé de terrains du Néoprotérozoïque, appelés briovériens (de la Briovera gauloise, actuellement Saint-Lô), plissés et granitisés lors de l'orogénèse cadomienne, puis recouverts de séries sédimentaires paléozoïques modérément déformées à l'Hercynien ; ce domaine traduit pour l'essentiel la fermeture de l'océan Celtique de 600 à 560 Ma (Chantraine *et al.*, 2001) ;

- l'ensemble **centre-armoricain** dominé par des séries sédimentaires épicontinentales paléozoïques déposées sur un socle briovérien, borné au sud par l'anticlinorium de Lanvaux ; c'est un domaine fortement déformé montrant des intrusions granitiques hercyniennes d'importance croissante vers l'ouest ;
- l'ensemble **sud-armoricain**, pays d'un puissant empilement de nappes repris par les décrochements majeurs. Il est composé du domaine **ligérien** constitué d'une succession paléozoïque soumise à un métamorphisme de faible intensité, limité au sud par une des branches de la zone de cisaillement sud-armoricaine et injecté de lames de leucogranites syntectoniques, et d'un domaine **méridional**, fréquemment appelé ouest-vendéen ou de l'anticlinal de Cornouaille, essentiellement migmatitique.

Ces grands accidents ont guidé la mise en place par injection entre 335 et 300 Ma, de différentes lignées granitiques armoricaines, respectivement les leucogranites sud-armoricains, les monzogranites centre-armoricains. Le granite de Flamanville appartient à la lignée des « granites rouges nord-armoricains », indépendante des deux accidents nord et sud-armoricains. Ces plutons se distribuent selon un axe orienté N50°E de l'Aber-Ildut à Barfleur dans le Cotentin, sur près de 300 km.

Géologie du Cotentin et de la région de Diélette

La région de Flamanville-Diélette fait partie du domaine domnonéen du Massif armoricain aussi appelé domaine Nord-est-armoricain (Butaeyea *et al.*, 2001) ou encore normano-breton par Chauris (1977) et issu de la superposition de l'orogénèse varisque sur l'orogénèse cadomienne, et en fait très peu affecté par l'orogénèse hercynienne (Chauris, 1977) (fig. 1). Le port de Diélette se situe dans la partie septentrionale du département de la Manche (Cotentin), au Sud-ouest de Cherbourg, sur le contact nord du granite de Flamanville.

Le contexte géologique est constitué un ensemble de séries grésopélitiques, rarement calcaires, cambriennes à dévoniennes, reposant sur un socle protérozoïque de gneiss et de schistes peu métamorphiques (Brun *et al.*, 1990). Cette série dessine le synclinal de Siouville, d'axe ENE-WSW, et déversé vers le Sud, dénotant une tectonique de couverture (Graindor, 1998).

Sur la côte ouest du Cotentin, la granodiorite de **Flamanville** forme un petit massif elliptique de 7,4 par 4,5 km intrusif dans les séries sédimentaires paléozoïques du flanc Sud du synclinal de Siouville (fig. 1). C'est une granodiorite porphyrique à hornblende et biotite à phénocristaux d'oligoclase zoné (26 à 15 % An), d'orthose et de microcline (Chauris, 1965, 1979 ; Chauris et Guigues, 1969) avec quelques enclaves pluridécimétriques d'encaissant et de xénolites mafiques, non skarnifiées. La scheelite et la molybdénite décrites par Chauris (1965) dans des filonnets intragranitiques et dans l'auréole de contact, sont des attributs intrinsèques de la lignée granitique S décrite par Pitcher (1983) et associée à un contexte de collision continentale. La granodiorite de Flamanville est syntectonique, mise en place à moins de 5 km de profondeur en contexte transpressif dans une croûte superficielle froide et peu résistante (Brun *et al.*, 1990), très probablement au Carbonifère supérieur. Des dykes stériles de microgranites et d'aplites à disposition radiale sont présents dans et en bordure de la granodiorite. Le magma, hybride, résulterait d'un mélange partiel en base de croûte entre deux magmas, crustal et mantellique, ce dernier attesté par la présence d'enclaves basiques, et qui aurait déclenché la fusion partielle de la croûte. Une chambre magmatique, après élévation dans la croûte inférieure, serait restée bloquée à l'interface croûte inférieure ductile/croûte supérieure fragile et des injections se seraient propagées jusqu'en surface, créant le massif de Flamanville (Brun *et al.*, 1990). Les failles NNW-SSE, injectées de dykes felsiques, observables au Sud du synclinal de Siouville, auraient alors permis l'ascension du magma.

Auréole de métamorphisme et minéralisations

Une auréole de métamorphisme de contact se développe sur 500 m à 1 km autour de la granodiorite, transformant les roches encaissantes en cornéennes et en skarns à pyroxénites et grenatites, particulièrement bien exposées sur l'estran aux environs du port de Diélette (fig. 2). Les formations dévoniennes des « schistes et calcaires de Néhou », qui comportent par endroits des grès oolithiques ferrugineux, y sont presque totalement transformées, et recoupées par des dykes de microgranites et d'aplites. L'ancienne mine de Diélette, étudiée en détail plus loin, appartient à cette auréole de contact. Elle exploitait les « skarns ferrifères » développés près de la granodiorite aux dépens de niveaux gréseux riches en oolithes ferrugineuses, métasomatisés en niveaux riches en hématite ± magnétite massive (Caillère et Kraut, 1965 ; Graindor, 1998).

Cadre structural

La structuration régionale montre une succession d'anticlinaux et de synclinaux avec une orientation

d'ensemble N70°E. Les plans axiaux de ces plis d'amplitude kilométrique sont légèrement recourbés aux abords du massif de Flamanville (Brun *et al.*, 1990). Des plis d'ordre inférieur, isopaques à semblables, d'amplitude métrique à hectométrique, sont visibles dans les cinq cents premiers mètres autour du granite et forment au Nord-Ouest de celui-ci trois synclinaux successifs ayant des axes faiblement plongeants. Les travers-bancs de l'ancienne mine de fer de Diélette recoupaient ces trois synclinaux. Les axes de plis orientés N118°W en moyenne et la linéation d'intersection mesurée sont fortement plongeants (60°) par rapport aux mesures prises plus près de la granodiorite.

Les formations de la **gare maritime** montrent ainsi des S_0 nettement replissées en antiforme avec un axe mesuré moyen plongeant de 38° vers 76°W. Certaines diaclases se disposent autour de cet axe, d'autres perpendiculairement. Le **Mont Saint-Gilles** (S_0 : N73°E à pendage NO de 71° en moyenne) montre sur les nombreuses surfaces structurales des linéations d'intersection similaires aux axes de plis de la gare maritime ainsi que l'axe d'un pli d'amplitude hectométrique. La stratification de la **zone de la centrale nucléaire** est peu visible en raison de l'abondance de grenats et de pyroxènes néoformés. La seule linéation observable ici est orientée 56°W avec un plongement de 26°. Aucune schistosité n'est visible dans cette zone.

Le niveau à **magnétite** a très bien conservé sa stratification, globalement orientée N48°E à pendage NO de 59°. La linéation d'allongement orientée N63°W plonge de 22°. Les plans de stratification sont légèrement replissés et leur polaires s'alignent selon un plan d'orientation N153°W 67 ce qui donne un axe de plis de 63W plongeant de 23°, en accord avec les linéations mesurées. Aucune schistosité n'est clairement exprimée dans cette zone. La linéation mesurée dans le port de Diélette est très semblable : 90 W à plongement de 29°.

Plus au nord, la stratification autour du **Mont Saint-Pierre**, globalement orientée N35°E à pendage 65° vers le NO, mais est fortement replissée localement, avec des plis de gaufrage de longueur d'onde décamétrique, dissymétriques similaires à isoclinaux, inclinés à déversés et à axe plongeant. Ces plis sont parfois faillés à la charnière et évoluent localement en kink. À l'échelle du Mont Saint-Pierre, on remarque un léger plissement des S_0 ayant un axe calculé orienté 149 W plongeant de 63°, parallèle aux autres axes et linéations mesurés.

Nos mesures sur des sites localisés à des distances variables du massif montrent que la mise en place de la granodiorite de Flamanville provoque une horizontalisation des axes de plis qui viennent alors mouler la granodiorite quand on se rapproche de celle-ci (fig. 3). Cette horizontalisation s'explique par la forme actuelle du pluton en goutte d'eau retournée et tronquée par l'érosion,

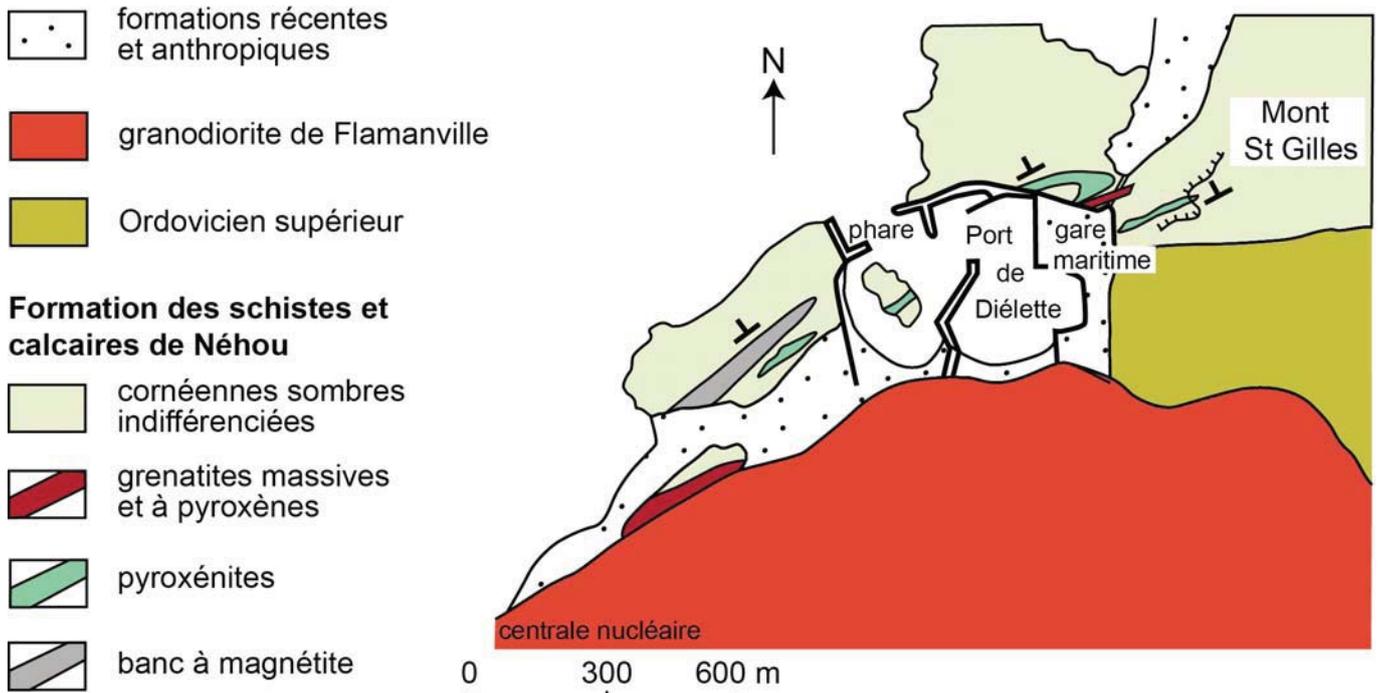


Figure 2 - Carte géologique détaillée du secteur de Diélette et situation des sites mentionnés dans le texte. Les mesures stratigraphiques essentielles du skarn sont indiquées.

Figure 2 - Detailed geological map of Diélette sector with location of sites called in the text. Major stratigraphic data of the skarn are mentioned.

cohérente avec la forme déterminée par géophysique (Brun *et al.*, 1990).

La schistosité associée aux plissements carbonifères est mal exprimée sur le terrain où elle se manifeste parfois sous forme d'une schistosité de fracture assez fruste (gare maritime) ou par des plans de dissolution vacuolaire (Mont

Saint-Pierre). Les diaclases, quand elles ne représentent pas des plans de schistosité mal exprimés, font un angle d'une soixantaine de degrés avec le contact de la granodiorite. La linéation observable un peu partout n'est donc pas une linéation d'intersection mais plutôt d'allongement. L'intensité de la déformation plicative n'est pas égale partout comme l'attestent les figures de charge

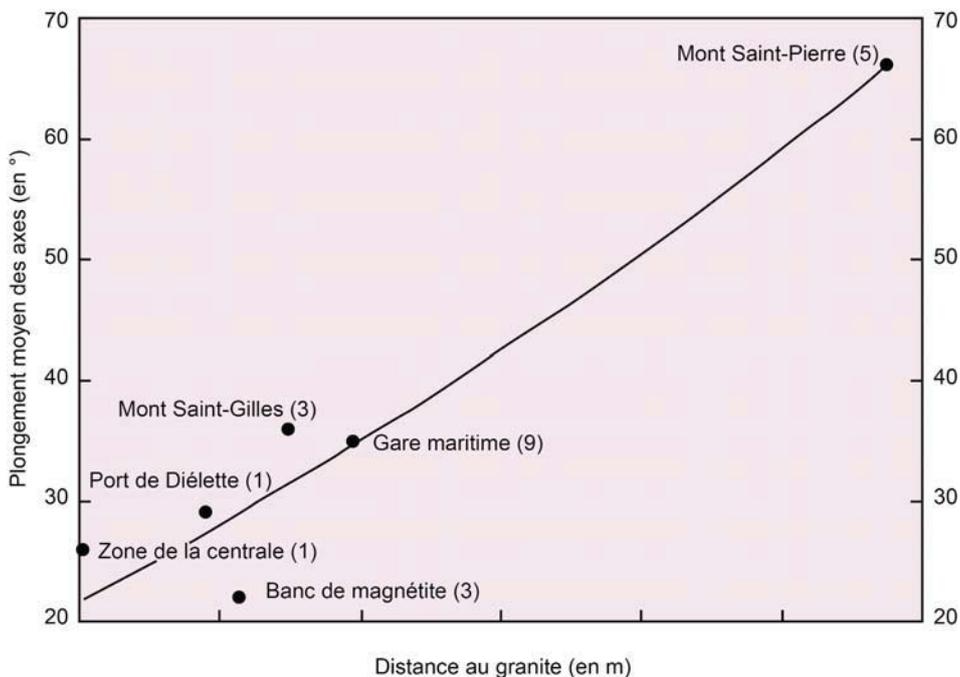


Figure 3 - Évolution du plongement des axes de plis avec l'éloignement à la granodiorite de Flamanville (graduations de 100 m sur l'abscisse). La courbe de tendance est pondérée du nombre de mesures, indiqué entre parenthèses pour chaque zone.

Figure 3 - Changes in the fold axis dipping with proximity of the granodiorite of Flamanville (each tag of the abscise represents 100 m). The tendency curve is weighted with the number of measurements (within brackets).

du Mont Saint-Pierre qui contrastent nettement avec les ombres de pression de la gare maritime. Cette différence d'intensité, marquée par la dysharmonie des plis, souligne aussi l'hétérogénéité primaire de compétence de la roche. Cette déformation se traduit aussi par un net aplatissement des oolites des formations ferrifères.

Minéralisations

Le « skarn de Diélette » a été exploité pour le fer par intermittence de 1840 à 1962 par la Société des Mines et Carrières de Flamanville (Bruneau, 1914 ; EDF, 2010). Le gisement, estimé à 70 millions de tonnes de fer (dont 50 Mt exploités) à teneur moyenne de 48 à 58 % Fe, constitue le plus gros gisement de fer de l'Ouest de la France. Plus de 10 km de galeries furent creusés sous la mer aux niveaux -90 m et -150 m et des réserves « importantes » seraient toujours en place, mais actuellement situées près de la centrale nucléaire de Flamanville. Ce gisement se présente sous la forme de sept couches parallèles, replissées en trois synclinaux, minéralisées en magnétite-hématite (fig. 4). Ces plis réduisent le volume de stérile et les plis faillés dédoublent l'épaisseur de certaines couches. Les couches ferrifères étaient initialement des grès à oolites ferrugineuses du Dévonien inférieur (Coblencien ~ 416-402 Ma), transformées en hématite-magnétite par métamorphisme de contact. Le nucléus des oolites est constitué de quartz, de pyroxène – épidote ou de calcite, la zone corticale est à lamelles d'hématite et cristaux automorphes de magnétite qui remplacent parfois des fossiles de brachiopodes.

Des sulfures fins (rarement en plages centimétriques) ont également été observés, assez systématiquement dans les pyroxénites ; ils se présentent en disséminations lenticulaires à contrôle structural de faible extension (20 cm

maximum) et en filonnets millimétriques sécants. Les couches à magnétite en sont dépourvues. Il s'agit essentiellement de pyrrhotite avec plus ou moins de pyrite et de chalcopryrite, avec exceptionnellement des lamelles de pentlandite (port de Diélette). Ces sulfures disséminés sont communs dans toutes les roches mafiques.

D'autres minéralisations, à Fe-Mo-W-Cu, résultent de la mise en place de la granodiorite de Flamanville. Il s'agit de minéralisations sulfurées (pyrrhotite, chalcopryrite, pyrite) avec magnétite, scheelite et molybdénite à contrôle structural portées par les pyroxénites, en plusieurs endroits de l'auréole de métamorphisme (Mont Saint-Gilles, mine de fer, sud-ouest de la jetée du port...), ainsi que de minces filons quartzeux intra-massif à molybdénite et/ou scheelite, ainsi que de pegmatites à scheelite (carrière au nord-ouest des Pieux). Ces minéralisations tardi-magmatiques ont été décrites comme le « skarn Mo-W de Flamanville » par Chauris (1965). Scheelite et molybdénite n'ont pas été retrouvées au cours de nos travaux.

Skarn de Diélette

L'auréole métamorphique de Diélette montre pour l'essentiel des cornéennes de teinte sombre, à texture finement gréseuse et cassure conchoïdale, présentant des alternances de niveaux grisâtres à noirs concordantes avec la stratification. Ces cornéennes à quartz et biotite dominants avec chlorite, muscovite, titanite, andalousite et zircon, sont d'anciens niveaux pélitiques. Localement, on observe des bancs parfois plurimétriques de silicates calciques dominants, caractéristiques des skarns, ainsi que des bancs de grès à magnétite, qui correspondent à d'anciens niveaux grés-carbonatés. Trois types de roches à silicates calciques dominants ont été distingués : les grenatites massives (plus de 80 % de grenat), souvent en

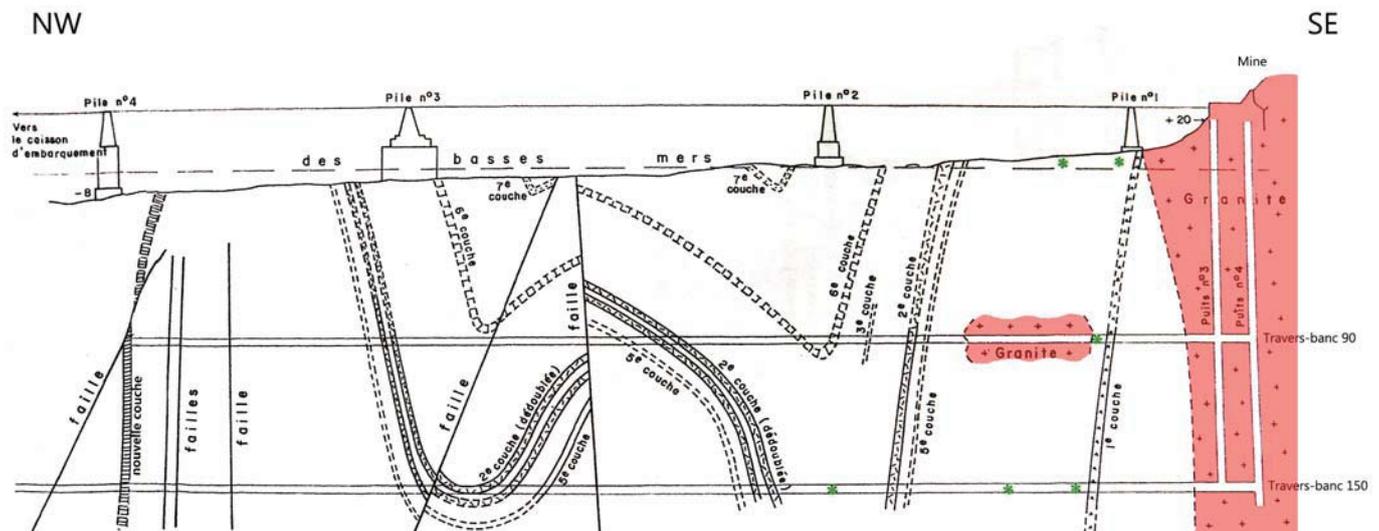


Figure 4 – La mine de fer de Diélette avec les couches plissées de minerai et en surface les piles servant au chargement du minerai (d'après Chauris, 1979). L'intervalle entre les deux niveaux d'exploitation est de 60 m.

Figure 4 - Iron mine of Diélette showing the folded ore layers and, at the sea level, the pillars used for carrying the ore into ships (from Chauris, 1979). Interval between the two mining levels is of 60 meters.

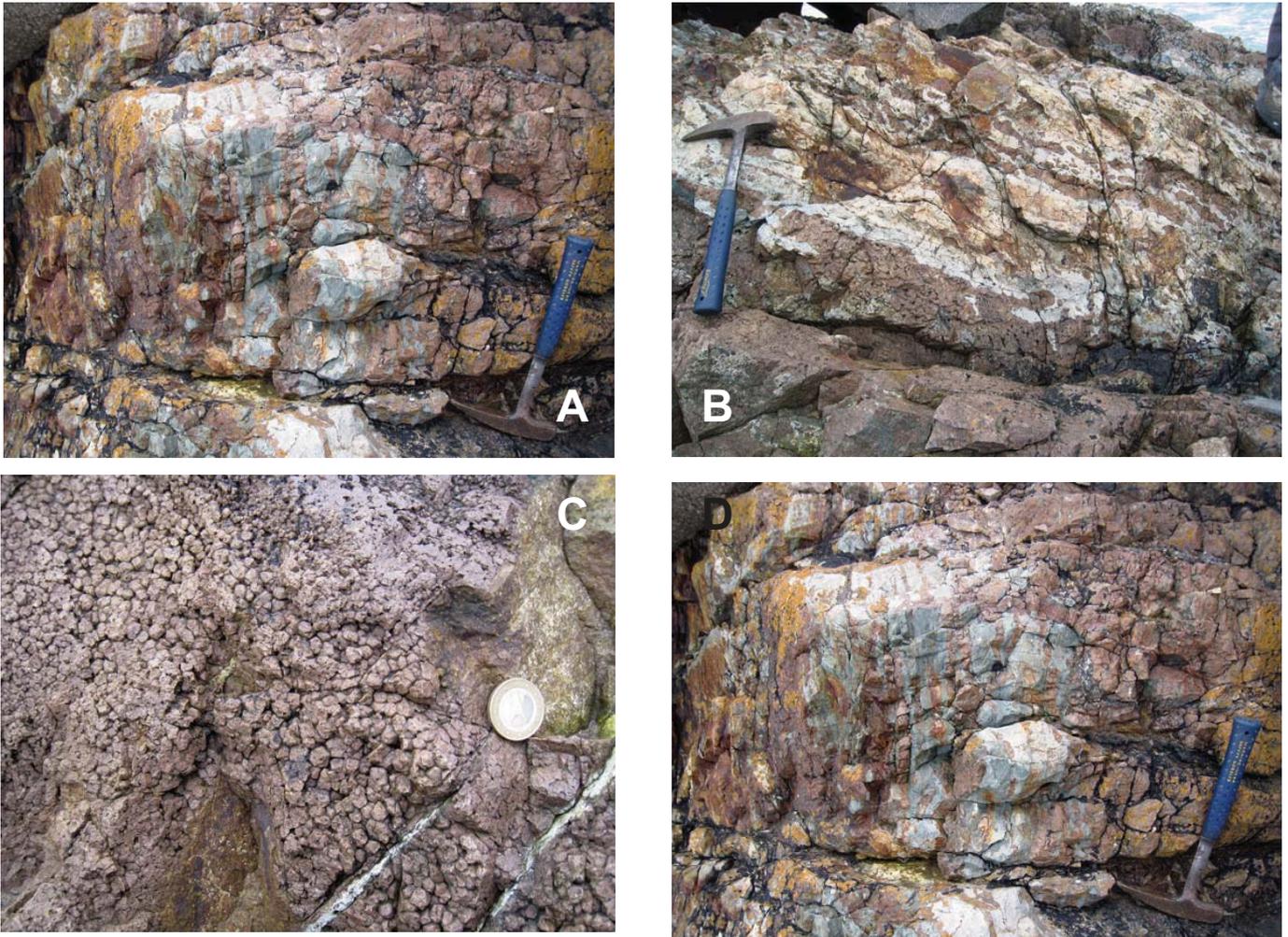


Figure 5 - Allure des bancs de silicates calciques près de la centrale nucléaire. A et B : alternance de grenatites (brun-rouge) et de pyroxénites (blanchâtres à verdâtres) ; C : détail des grenatites avec grenats automorphes ; D : contact granodiorite (à droite) – grenatite.

Figure 5 - Aspect of calcium silicates layers near the nuclear power station. A and B: garnetites (red-brown) and pyroxenites (whitish to greenish) alternation; C: focus on garnetite with idiomorphic garnets; D: contact granodiorite (on the right side) – garnetite.

association intime avec les grenatites à pyroxène (avec entre 10 et 30 % de pyroxène), et les pyroxénites, à dominance de pyroxène, avec ou sans grenat. Aucun banc de pyroxénite ni de grenatite n'a été observé à plus de 500 m de la granodiorite. Deux sites sont particulièrement remarquables pour étudier ces roches : le bord de mer au nord de la centrale nucléaire, et les rochers de la gare maritime de Diélette (fig. 5 et 6).

Les cornéennes sont absentes au contact entre le granite et les grenatites. Elles apparaissent sous forme lenticulaire à environ 20 m du contact puis deviennent dominantes à environ 30-40 m du granite, jusqu'à la gare maritime. On observe cependant dans le port même un niveau métrique de pyroxénite à grenat associé à deux niveaux plus minces de grenatites, orienté N51°E à pendage NO de 54°.

Les rochers au nord de la centrale nucléaire, en contrebas de la route qui longe la mer depuis le port de Diélette (le « chemin de la mine »), montrent le contact franc entre la granodiorite et les skarns (fig. 5). Le skarn est

composé de bancs parfois plurimétriques de grenatites massives (grenats millimétriques à 4 cm) qui alternent avec des bancs aussi puissants de grenatites à pyroxènes, et plus rarement de pyroxénites à grenat. Au niveau du contact, on observe ainsi un banc de grenatite massive de près de 8 m de puissance constituée de grenats automorphes centimétriques, alternant avec des bancs centimétriques plus riches en pyroxènes. En s'éloignant du contact, la grenatite s'enrichit progressivement en pyroxène, passant localement à des bancs de grenatites à pyroxénites. La stratification S_0 est globalement N40°E avec un pendage de 39° à 60° nord. Dans la zone de contact, des dykes de pegmatites et d'aplite émis par le granite recoupent à l'emporte-pièce les skarns. Cependant, aucune enclave de skarn n'a été observée dans le granite. Enfin, des dykes de microgranite porphyrique d'épaisseur parfois plurimétrique à biotite, hornblende et titanite, presque conformes à la stratification, ainsi que des filons d'aplite, recoupent granites et skarns.

Les rochers de la gare maritime se situent à environ 400 m au nord de la granodiorite (fig. 6). La stratification S_0

est globalement orientée N70°E avec un pendage NNO de 60°. La lithologie est dominée par les cornéennes sombres mais admet des bancs de pyroxénites et de grenatites, bien visibles de chaque côté de la cale. On remarque notamment sur la gauche en descendant un banc très oxydé de grenatite massive (0,2 à 0,6 m de puissance) à pyroxènes interstitiels, encadrée par deux bancs minces (0,10 m) de pyroxénites rubanées de teinte vert pâle à vert émeraude. Ces alternances grenatite-pyroxénite se prolongent de part et d'autre de la cale sur plus de 100 m. On y observe des plis et la prédominance des bancs de pyroxénites qui deviennent plurimétriques et prennent une teinte gris verdâtre.

En allant vers le nord, on ne retrouve plus que des cornéennes avec quelques minces niveaux de pyroxénites. L'orientation générale de la stratification est similaire (N60°E à pendage NNO de 70°). Les cornéennes fortement plissées

présentent localement des structures sédimentaires de type slump ou des figures de charges, et sont recoupées par deux filons de microgranites de puissance métrique, de direction N150°E.

Au-dessus de la cale, dans la carrière du Mont Saint-Gilles, des bancs décimétriques de pyroxénites et d'autres plus minces de grenatites à pyroxènes peuvent être suivis sur presque 25 m. La stratification est alors de N75°E avec un pendage NNO de 70-75°. Les grenatites sont plus développées près de la granodiorite, alors que les pyroxénites s'expriment davantage à quelque distance, une disposition conforme à la zonalité minérale habituelle des skarns (Einaudi and Burt, 1982).

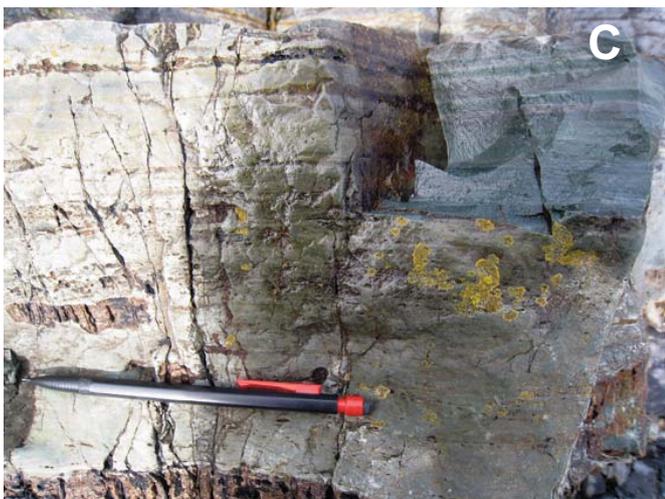
Outre ces grenatites et pyroxénites, l'auréole de métamorphisme admet également sept couches gréseuses à **magnétite**, anciennement exploités pour le fer. L'appellation usuelle de « skarn » de ces couches ferrifères métamorphisées sera discutée plus loin. L'envoyage de la



A



B



C



D

Figure 6 - Allure des bancs à silicates calciques près de la gare maritime. A : banc oxydé de grenatite au sein de cornéennes ; B : bloc montrant une alternance de banc de grenatite (oxydé), de pyroxénite (blanchâtres) et de cornéennes (gris) ; C : détail d'un banc de pyroxénite montrant le rubanement ; D : banc de pyroxénite (blanc verdâtre) au sein des cornéennes (gris sombre).

Figure 6 - Aspect of calcium silicate layers near the maritime station. A: oxidized layer of garnetite within hornfels; B: block showing (oxidized) garnet-bearing layer, pyroxenites (whitish) and hornfels (grey); C: detail of a pyroxenite layer showing banding; D: pyroxenite layer (greenish white) within hornfels (dark grey).

mine et la construction de l'EPR de la centrale nucléaire de Flamanville interdisent tout accès aux travaux miniers. Une de ces couches à magnétite est superbement exposée à l'Ouest du port de Diélette, au sud du phare, à environ 200 m de la granodiorite, et reste accessible à l'observation à marée basse (fig. 7). Elle est orientée N 48-60°E avec un pendage NNO de 59 à 75°, interstratifiée dans les cornéennes. D'allure lenticulaire, elle se suit sur près de 150 m avant de disparaître sous le sable (extrémité SO) ou de se pincer (extrémité NE). Sa puissance réelle est d'environ 10 m et elle est recoupée, ainsi que les cornéennes, par des filons aplitiques. Une petite couche annexe, bien plus réduite, affleure une cinquantaine de mètres au sud-est de la précédente, au contact d'un banc de pyroxénite.

Minéralogie et géochimie du skarn

Au microscope optique, les **grenatites massives** montrent une roche majoritairement (plus de 80 %) composée de grenats automorphes de taille variable (200 µm à plus de 1 cm) généralement non zonés. Des clinopyroxènes, xénomorphes à sub-automorphes sont également présents, dans les fractures et interstices des grenats, associés à du quartz. De la titanite et de la séricite, un peu de pyrite (intra-grenat), et de la préhnite (gare maritime) complètent la paragenèse.



Figure 7 - Banc métrique de magnétite sur l'estran au sud du phare de Diélette. Noter le pendage très fort du banc. Au fond : l'EPR de Flamanville.

Figure 7 - Magnetite layer of metric thickness on the seaside, at the south of the Diélette lighthouse. Notice the very steep dipping of the layer. In the foreground: the Flamanville nuclear power station.

Les **grenatites à pyroxènes** (10 à 30 % de clinopyroxènes) possèdent une texture plus nettement rubanée, due à l'alternance millimétrique à centimétrique de lits à clinopyroxènes xénomorphes dominants et de lits à grenats (xénomorphes à sub-automorphes) dominants. Du quartz est présent notamment dans les lits à clinopyroxènes, et l'on observe également de l'anorthite (Na_2O comprise entre 0,25 et 0,98 % - cf. annexe 1) et de la pyrite. Des fissures (de l'ordre de 500 µm de puissance) remplies de quartz et de clinopyroxènes recoupent les grenats.

Les **pyroxénites** offrent davantage de variations. La pyroxénite « standard » est massive, de teinte blanc verdâtre, majoritairement constituée d'une matrice à quartz, biotite et clinopyroxènes, portant des cristaux sub-automorphes à automorphes de clinopyroxène (50 à 100 µm en moyenne) et de titanite. Les grenats, inframillimétriques à centimétriques, sont présents dans certains bancs. D'autres pyroxénites sont rubanées suite à l'alternance de lits de compositions minéralogiques différentes. La pyroxénite bordant la grenatite de la gare maritime, est ainsi composée d'une alternance de lits millimétriques vert-grisâtre (très riches en clinopyroxène) et gris-violacé (clinopyroxène moins abondant au profit du quartz). Des fractures sécantes sur le rubanement recoupent l'échantillon et sont remplies de quartz et de lawsonite. De l'anorthite (Na_2O comprise entre 0,39 et 0,95 % - cf. annexe 1), de la titanite et de la pyrite ont également été observées. Toujours à la gare maritime, sur le côté est de la cale, un

banc de pyroxénite particulière de teinte grise est essentiellement constituée de calcite, quartz, avec quelques rares clinopyroxènes, et des traces de chalcopyrite.

Les **grenats** de Diélette sont tous des grossulaires avec une fraction de pyralspite allant de 5 à 9 %. Leur chimisme varie cependant le long de la solution solide grossulaire – andradite, mais est indépendant de la nature de la roche : grenatite massive ou à pyroxène.

La composition des grenats de la centrale (grenatite massive et à pyroxène) varie entre $\text{Gr}_{64}\text{Ad}_{27}\text{Py}_9$ et $\text{Gr}_{82}\text{Ad}_{12}\text{Py}_6$, celle des grenats du port (grenatite à pyroxène) entre $\text{Gr}_{68}\text{Ad}_{25}\text{Py}_7$ et $\text{Gr}_{81}\text{Ad}_{13}\text{Py}_6$, et ceux de la gare maritime (grenatite massive) entre $\text{Gr}_{76}\text{Ad}_{17}\text{Py}_7$ et

Minéralogie des formations ferrifères

Gr₈₄Ad₉Py₇ (fig. 8 ; tableau 1). Une légère zonation cœur – bordure a été observée au MEB dans des grenats de la gare maritime. Cette zonation résulte de variations des teneurs en MgO (0,6 à 2,0 %) dans les termes les plus ferrifères, et des teneurs en MnO (0,4 à 2,6 %) dans les termes les plus alumineux (fig. 9).

Les **clinopyroxènes** se situent dans la zone médiane de la solution solide diopside – hédénbergite. Les compositions des clinopyroxènes sont indépendantes de la nature de la roche et varient de : Di₄₀Hd₆₀ à Di₆₀Hd₄₀ dans les grenatites à pyroxènes et pyroxénites à grenat de la centrale, de Di₆₅Hd₃₅ à Di₃₀Hd₇₀ dans la pyroxénite sans grenat du Mont Saint-Gilles, de Di₅₅Hd₄₅ à Di₂₀Hd₈₀ pour les pyroxénites de la gare maritime, et se situent vers Di₅₅Hd₄₅ dans la grenatite à pyroxène du port. L'homogénéité ou l'hétérogénéité des compositions varie selon les sites.

L'**anorthite** observée à la gare maritime, au Mont Saint-Gilles, au port et près de la centrale, est associée aux clinopyroxènes les plus ferrifères. La **titanite** est commune en cristaux automorphes submillimétriques, parfois en teneurs de quelques pourcents. Son analyse à la microsonde (annexe 1) montre des teneurs significatives en vanadium (1,8 % V₂O₃). La wollastonite n'a jamais été observée, ni signalée à Diélette.

Le gisement de fer de Diélette était composé de sept niveaux plissés de grès à oolites ferrugineuses, transformés en bancs riches en magnétite par le métamorphisme de contact (Caillère et Kraut, 1965). La puissance de ces bancs n'est pas mentionnée dans les travaux mais celle de la couche affleurant sur la grève (8-10 m) peut être extrapolée. L'accès aux anciennes exploitations est actuellement impossible, mais un banc affleure au sud du phare et les volantes du minerai exploité sont communes sur les grèves et le platier rocheux. Ces volantes ont permis l'observation d'anciennes oolites, de taille comprise habituellement entre 0,3 et 0,8 mm, et de forme pseudo-losangique qui témoigne d'un aplatissement modéré lors du plissement hercynien (fig. 10). Leur couronne est constituée de lamelles d'hématite disposées en cocardes aplaties. Le nucléus est composé de quartz ou de quartz – hématite en proportions variables, plus rarement de fragments lithiques.

La magnétite envahit les niveaux à oolites de cristaux automorphes trapus disséminés, qui peuvent s'agglomérer jusqu'à former des agrégats coalescents effaçant totalement la texture oolithique. Les analyses modales réalisées sur plusieurs stations du niveau ferrifère affleurant montrent que la quantité de magnétite varie : 52 % au toit, 33 % au centre, et 40 % au mur, le plus proche de la granodiorite. La magnétite présente cependant une évolution texturale significative, passant de cristaux sub-automorphes au toit, à une texture granoblastique

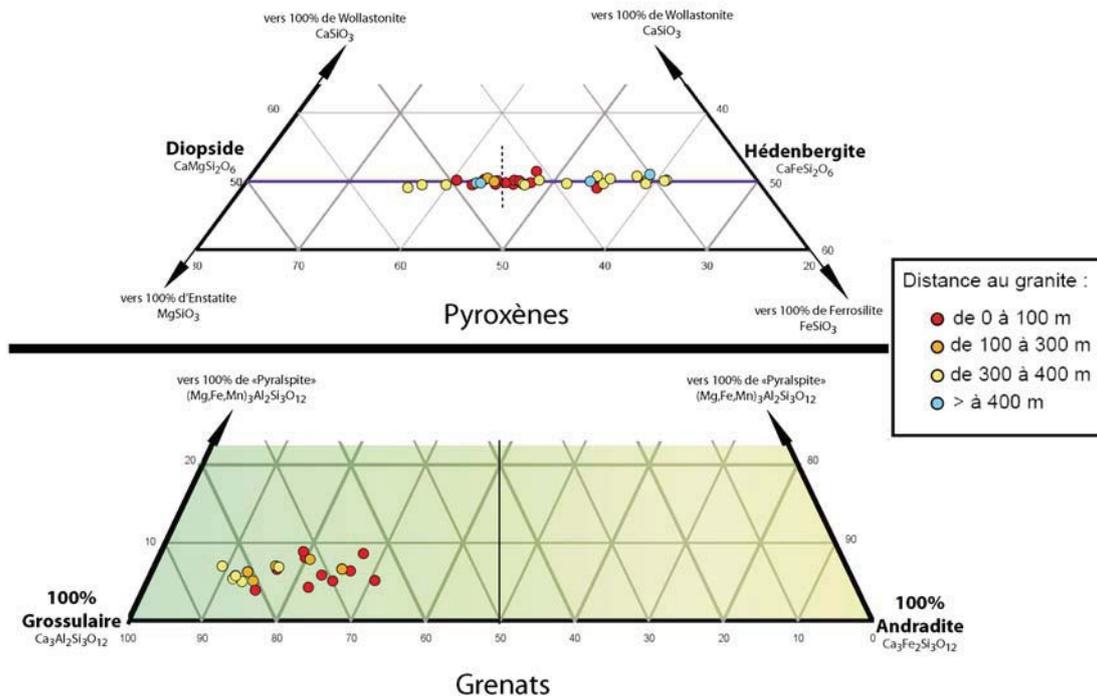


Figure 8 - Diagrammes ternaires illustrant la composition des pyroxènes et des grenats en fonction de la distance à la granodiorite (voir analyses en annexe 1).

Figure 8 - Ternary diagrams showing the compositions of pyroxenes and garnets as a function of the distance with the granodiorite (see annex 1 for analyses).

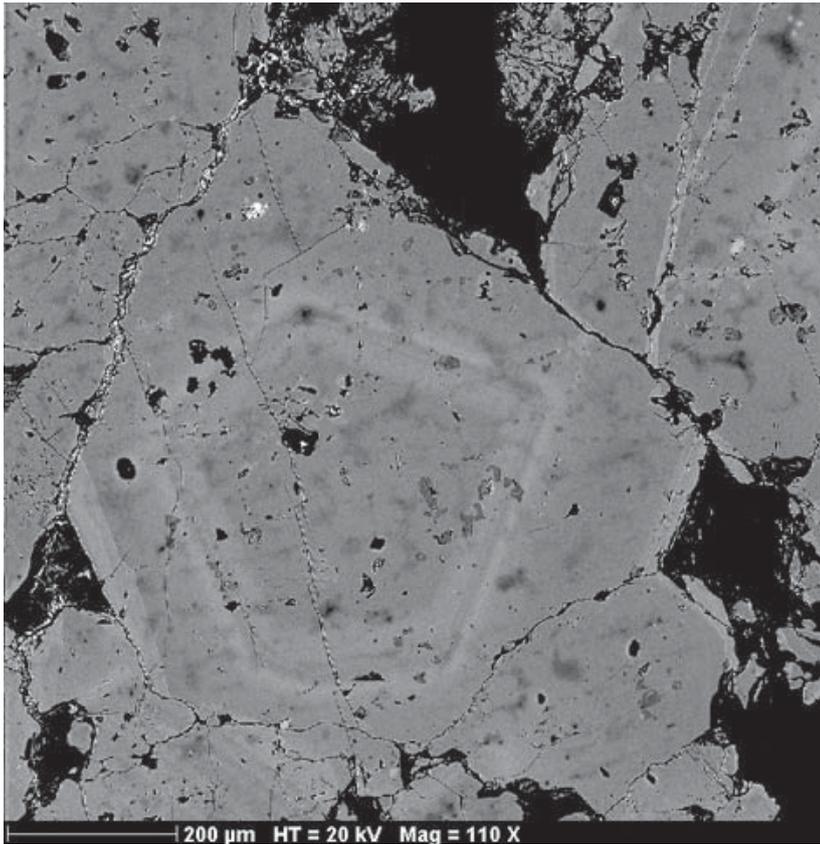


Figure 9 - Zonation chimique dans un grenat grossulaire (grenatite de la gare maritime). Les bandes les plus claires ont 2,6 % MnO contre 0,4 % MnO au cœur (photo MEB JEOL, ISTO).

Figure 9 - Chemical zoning in a grossular garnet (gare maritime garnetite). Lightest bands have a MnO content of 2.6 %, black zones 0.4 % MnO (JEOL MEB photograph, ISTO).

équigranulaire à angles dièdres proches de 120° au mur. La roche conserve toujours sa texture gréseuse et présente une légère fabrique soulignée par les baguettes d'hématite. Les pseudomorphoses claires d'hématite par la magnétite sont rares.

Les analyses à la microsonde électronique révèlent l'homogénéité chimique des compositions des cristaux de magnétite (tableau 2). On note des traces d'Al (jusqu'à 1,24 %), de Mn (jusqu'à 1,31 %) et d'autres faibles mais systématiques de V (0,08 à 0,23 %), mais pas de silice. L'hématite, presque toujours associée à la magnétite se présente sous forme de lattes automorphes de quelques centaines de microns qui soulignent la stratification. Au sein du niveau ferrifère affleurant, l'hématite passe de 6 % au toit, à 22 % au centre et n'apparaît qu'en traces au mur, le plus proche de la granodiorite. On la trouve parfois incluse et automorphe dans la magnétite qui la remplace. L'analyse à la microsonde révèle des traces de titane, d'aluminium et de vanadium. L'ilménite, xénomorphe, est un minéral accessoire présent au sein des rubans à magnétite (1 % au toit à plus de 3 % au mur).

Localement, dans des fissures tardives recoupant la petite lentille de magnétite, on observe de la ferrocapholite millimétrique en remplissage de fractures tardives, et de la monazite contenant un peu de calcium et de thorium (tableau 2). L'épidote, la tourmaline, ainsi que l'apatite, décrites par Caillière et Kraut (1965) le long des travers-bancs de l'ancienne mine de Diélette, n'ont pas été retrouvées dans les échantillons prélevés.

Deux analyses isotopiques d'oxygène ont été réalisées sur deux échantillons de magnétite. Les valeurs de δ¹⁸O sont de + 7,4 et + 10,7.

Discussion

Les éléments géologiques et structuraux obtenus sur le terrain ainsi que les analyses minéralogiques, permettent de préciser les conditions de formation de l'auréole métamorphique à skarn de Diélette.

Étape prograde

L'auréole thermométamorphique synchrone des plissements carbonifères, transforme les « Schistes et calcaires de Néhou » en

Grenat		% Ad, Gr, Py
centrale nucléaire	$(Ca_{2,77}Fe^{2+}_{0,26}Mn_{0,04}Ti_{0,04})_{3,11}(Al_{1,29}Fe^{3+}_{0,55})_{1,84}(SiO_4)_3$	Gr ₆₄ Ad ₂₇ Py ₉
	$(Ca_{2,90}Fe^{2+}_{0,17}Mn_{0,01}Ti_{0,05})_{3,13}(Al_{1,60}Fe^{3+}_{0,25})_{1,85}(SiO_4)_3$	Gr ₈₂ Ad ₁₂ Py ₆
port	$(Ca_{2,84}Fe^{2+}_{0,17}Mn_{0,03}Ti_{0,02})_{3,06}(Al_{1,40}Fe^{3+}_{0,52})_{1,92}(SiO_4)_3$	Gr ₆₈ Ad ₂₃ Py ₇
	$(Ca_{2,90}Fe^{2+}_{0,17}Mn_{0,04}Ti_{0,08})_{3,19}(Al_{1,54}Fe^{3+}_{0,26})_{1,80}(SiO_4)_3$	Gr ₈₁ Ad ₁₃ Py ₆
gare maritime	$(Ca_{2,84}Fe^{2+}_{0,17}Mn_{0,04}Ti_{0,03})_{3,08}(Al_{1,55}Fe^{3+}_{0,34})_{1,89}(SiO_4)_3$	Gr ₇₆ Ad ₁₇ Py ₇
	$(Ca_{2,84}Fe^{2+}_{0,18}Mn_{0,02}Ti_{0,03})_{3,07}(Al_{1,70}Fe^{3+}_{0,19})_{1,89}(SiO_4)_3$	Gr ₈₄ Ad ₉ Py ₇
Pyroxène		% Di et Hd
centrale nucléaire	$Ca_{0,96}(Mg_{0,32}Fe_{0,68}Al_{0,04}Mn_{0,01})_{1,05}(Si_2O_6)$	Di ₄₀ Hd ₆₀
	$Ca_{1,00}(Mg_{0,38}Fe_{0,41}Al_{0,03}Mn_{0,01})_{1,03}(Si_2O_6)$	Di ₆₀ Hd ₄₀
port	$Ca_{0,95}(Mg_{0,52}Fe_{0,47}Al_{0,04}Mn_{0,01})_{1,04}(Si_2O_6)$	Di ₅₅ Hd ₄₅
gare maritime	$Ca_{0,99}(Mg_{0,18}Fe_{0,81}Al_{0,02}Mn_{0,02})_{1,03}(Si_2O_6)$	Di ₂₀ Hd ₈₀
	$Ca_{0,97}(Mg_{0,54}Fe_{0,44}Al_{0,04}Mn_{0,01})_{1,03}(Si_2O_6)$	Di ₅₅ Hd ₄₅
mont Saint-Gilles	$Ca_{0,98}(Mg_{0,30}Fe_{0,69}Al_{0,02}Mn_{0,01})_{1,02}(Si_2O_6)$	Di ₃₀ Hd ₇₀
	$Ca_{0,96}(Mg_{0,68}Fe_{0,31}Al_{0,06}Mn_{0,01})_{1,06}(Si_2O_6)$	Di ₆₅ Hd ₃₅

Tableau 1 - Formules structurales extrêmes des grenats et pyroxènes des différents sites du skarn de Diélette. Pourcentage de grossulaire (Gr), d'andradite (Ad) et de pyralspite (Py) pour les grenats (Mn a été négligé), de diopside (Di) et d'hedenbergite (Hd) pour les pyroxènes (Al et Mn ont été négligés). Voir annexe 1 pour le détail des analyses.

Table 1 - Structural formulas of garnet and pyroxene in different localities of the Diélette skarn. Pourcentage de grossular (Gr), andradite (Ad) and pyralspite (Py) for garnets (Mn has been neglected), of diopside (Di) and hedenbergite (Hd) for pyroxenes (Al and Mn have been neglected). See annexe 1 for analyses.

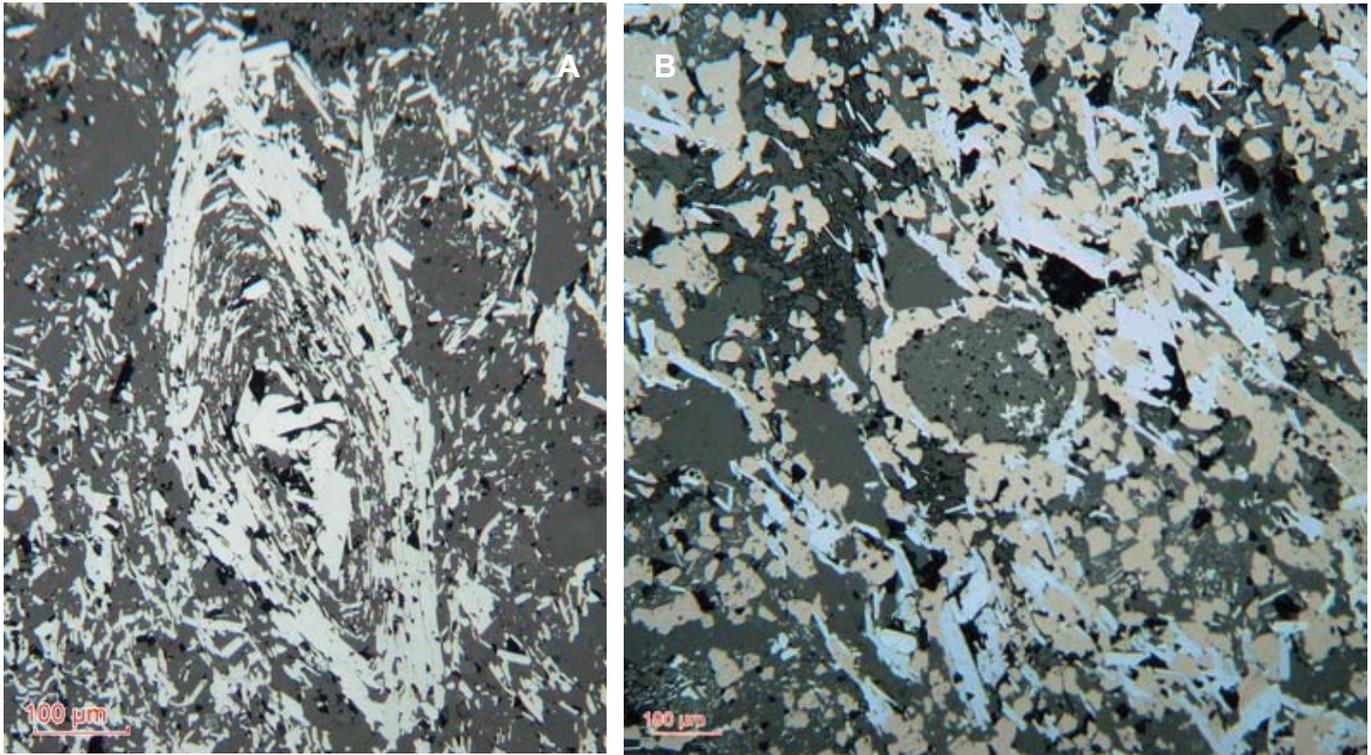


Figure 10 - Minerai de fer de Diélette. A : oolithe aplatie à lamelles d'hématite entièrement pseudomorphosées en magnétite (gris brunâtre) ; B : minerai interstitiel pseudo-oolithique à hématite (lamelles gris-bleuté) et magnétite (cristaux gris-brun).

Figure 10 - Iron ore of Diélette. A: flattened oolithe made of hematite lamellae fully pseudomorphosed after magnetite (brownish grey); B: pseudo-oolithic interstitial iron ore with hematite (grey bluish lamellae) and magnetite (grey-brown crystals).

magnétite														
TiO ₂	0,25	0,43	0,19	0,05	0,00	0,03	0,00	0,07	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	1,02	0,50	0,48	0,09	0,20	0,10	0,59	1,24	0,41	0,02	0,21	0,65	0,26	0,27
V ₂ O ₃	0,14	0,12	0,11	0,14	0,23	0,08	0,18	0,10	0,06	0,10	0,05	0,11	0,17	0,11
FeO	31,60	31,56	31,42	31,14	31,04	31,14	29,68	29,84	29,56	29,67	31,16	31,06	31,11	31,07
MnO	0,17	0,11	0,07	0,00	0,06	0,00	1,26	1,19	1,59	1,31	0,09	0,26	0,14	0,10
Fe ₂ O ₃	68,61	69,06	68,92	68,87	68,55	68,96	67,70	66,88	68,56	68,74	69,07	68,47	68,88	68,74
total	101,79	101,78	101,19	100,29	100,08	100,31	99,41	99,32	100,19	99,84	100,59	100,55	100,56	100,29

ilménite			
FeO	40,10	40,73	38,90
TiO ₂	50,50	50,29	50,94
MnO	8,91	8,48	11,01
V ₂ O ₃	2,16	2,36	2,30
Total	101,66	101,85	103,15

magnétite					
Fe ₂ O ₃	98,94	99,10	99,38	96,15	99,22
TiO ₂	0,55	0,75	0,51	1,44	magnétite
Al ₂ O ₃	1,03	0,98	0,65	0,65	0,96
V ₂ O ₃	0,20	0,14	0,15	0,21	0,09
Total	100,71	100,95	100,68	98,45	100,27

monazite	
P ₂ O ₅	34,83
La ₂ O ₃	15,51
CaO	1,08
CeO ₂	36,07
Nd ₂ O ₃	10,12
ThO ₂	2,39
Total	100,00

Tableau 2 - Composition de magnétite, ilménite et hématite et monazite de Diélette (analyses à la microsonde électronique CAMECA SX 50, laboratoire BRGM-ISTO, Orléans, France). Les éléments P, Si, F, Na, Ca, Mg n'ont pas été détectés dans les oxydes, ni Mg et Mn dans la monazite.

Table 2 - Electronic microprobe composition of magnetite, ilmenite, hematite and monazite from Diélette. P, Si, F, Na, Ca, Mg have been detected in oxydes, nor Mg and Mn within monazite. (CAMECA SX 50, BRGM-ISTO laboratory, Orléans, France).

cornéennes (à andalousite du Mont Saint-Pierre) et en skarns à grenat – pyroxène lorsqu'il y a métasomatose. La dissipation de la chaleur apportée par la granodiorite de Flamanville s'opère essentiellement par advection forcée de fluides et non par conduction. Une dissipation thermique par conduction impliquerait un métasomatisme par diffusion chimique qui conduirait à la formation d'un endoskarn et rendrait très improbable la formation de niveaux skarnifiés

isolés comme le pli décimétrique à bancs de pyroxénites de la gare maritime. L'étape de skarnification prograde est principalement marquée par l'apport de silice magmatique. Ces fluides siliceux à l'origine des skarns silico-calciques à pyroxène et grenat, percolent à travers l'encaissant grâce à sa forte porosité primaire, réagissent avec lui augmentant ainsi la fraction de fluides métamorphiques (riche en calcium et en CO₂ issus de la décarbonatation), et finissent

par former les minéraux du skarn. Ces réactions forment des vacuoles généralement comblées à leur tour lors de l'étape rétrograde ou supergène (Meinert *et al.*, 2005). Il est probable que la scheelite relève également de ce stade prograde.

Les variations de composition observées dans les grenats et les pyroxènes sont peu dépendantes de la distance à la granodiorite, tout au plus peut-on noter une légère tendance pour les hédénbergites les plus ferrifères (Hd > 65 %) à se situer loin du granite, et pour les grossulaires les plus ferrifères à se situer au plus près du granite (cf. fig. 8).

Ces résultats soulignent le rôle déterminant de la composition primaire de l'encaissant. Les grenats sont ainsi d'autant plus proches du pôle grossulaire, alumineux, que la fraction pélitique du protolite est importante. La zonalité grenat – pyroxène est dictée par la distance à la granodiorite, les grenats cristallisant généralement en majorité aux abords de l'intrusion. L'hétérogénéité lithologique initiale de l'encaissant, décrite par Caillère et Kraut (1965), est le principal responsable des variations de compositions des silicates calciques.

L'ensemble des observations minéralogiques faites à Diélette permet de remonter aux conditions de pression, température et de fugacité en oxygène lors de la formation des skarns. Les conditions limites de formation du « skarn de Diélette » sont de 5 kbars maximum, pour des températures allant de 350° à 650 °C environ (fig. 11). Les variations de pression ayant une influence limitée lors du métamorphisme des roches carbonatées, l'utilisation du diagramme $t^{\circ}\text{C}-f\text{O}_2$ permet de resserrer l'éventail des températures de l'étape prograde, entre 390° et 525 °C (fig. 12) pour des $f\text{O}_2$ inférieures à 10-15. Ces températures sont en accords avec la température théorique calculée au contact entre granodiorite et encaissant de 525 °C (tableau 3). La pression régnant lors de la formation du skarn peut être estimée proche de celle calculée par Brun *et al.* (1990) pour la mise en place du granite de Flamanville soit environ 1 kbar.

La position des courbes de réaction est cependant sujette à modifications en fonction de la pression totale et de la pression partielle de CO_2 du fluide responsable de la skarnification. Aucune analyse d'inclusion fluide n'a pu être réalisée pour remonter à la composition du fluide de l'étape prograde. La fraction de CO_2 dans le fluide ne peut donc être estimée qu'à partir des valeurs moyennes généralement considérée dans la littérature : $x\text{CO}_2 \approx 0,1$ (Meinert *et al.*, 2005), une valeur faible qui est cohérente avec la rareté des carbonates dans le skarn.

Par ailleurs, l'étape prograde est anhydre mais contrairement à d'autres skarns ferrifères (Meinert, 1984 ; Meinert *et al.*, 2005 ; Lingang *et al.*, 2010), l'étape rétrograde est elle aussi anhydre (pas d'amphibole, très

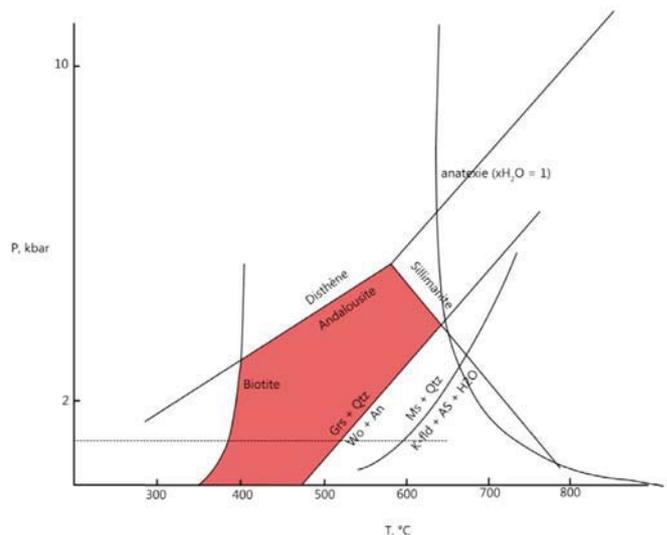


Figure 11 - Diagramme pression-température illustrant les conditions de formation de l'étape prograde du skarn de Diélette. La paragenèse prograde s'inscrit dans le champ de stabilité rouge. An : anorthite ; AS : silicate d'alumine ; Grs : grossulaire ; K-fld : feldspath potassique ; Ms : muscovite ; Qtz : quartz ; Wo : wollastonite. La droite en pointillé représente la profondeur théorique de mise en place de la granodiorite de Flamanville, selon Brun *et al.* (1990). Modifié de Bucher et Frey (1994) et Wyckler (1976).

Figure 11 - PT diagram illustrating the genetic conditions of the Diélette skarn prograde stage. Mineralogical association of this stage is included in the red stability field. An: anorthite; AS: alumina silicate; Grs: grossular; K-fld: K-feldspar; Ms: muscovite; Qtz: quartz; Wo: wollastonite. Dotted line illustrates the theoretical depth of emplacement of Diélette granodiorite (after Brun *et al.*, 1990). Modified from Bucher and Frey (1994), and Wyckler (1976).

peu de chlorite et d'épidote). Les rares minéraux hydratés (ferrocarpholite) sont très localisés et probablement issus de l'altération supergène. La silice est cependant dissoute en solution aqueuse et, à partir d'une estimation du volume total des skarns prograde, de leur teneur en silice et de la solubilité de la silice dans l'eau (Eldursi *et al.*, 2009 ; Labotka, 1991), on peut calculer le volume de fluide fourni par la granodiorite de Flamanville, soit : $4,32 \cdot 10^{12} \text{ m}^3$, (pour un volume de l'intrusion de l'ordre de $24 \cdot 10^{12} \text{ m}^3$ si l'on admet une épaisseur de 1 km), et le tonnage de silice transporté à 13,8 Mt. On néglige dans ce calcul l'apport de silice primaire, provenant de l'encaissant (tableau 4), et on admet une salinité des fluides faible. Cette quantité de silice est donc vraisemblablement un minimum.

L'importance de ce volume d'eau se heurte a priori à l'absence de minéraux hydratés aux stades prograde et rétrograde. Ce résultat implique donc un système ouvert permettant une migration facile des fluides aqueux n'ayant pas réagi avec l'encaissant ou cristallisé, aucun filon notable de quartz n'ayant été observé dans les schistes et calcaires, métamorphisés ou non.

température moyenne d'une granodiorite (T)	900 °C
gradient géothermique	30 °C/km
profondeur de mise en place	5 km
température de l'encaissant (τ)	150 °C
température au contact (T_c)	525 °C
$T_c = \tau + (T - \tau)/2$	

Tableau 3 - Température théorique calculée au contact granodiorite-encaissant (d'après Durand, 2006 ; Kornprobst, 2007).

Table 3 - Theoretical temperature calculated at the contact granodiorite – host rocks (after Durand, 2006 ; Kornprobst, 2007).

Bancs ferrifères oolithiques : paléo-environnement et transformations métamorphiques

Les bancs ferrifères à magnétite montrent des reliques plus ou moins bien conservées d'oolithes qui confirment une origine du minerai par transformation de grès oolithiques ferrifères dévoniens (cf. fig. 10). Les fossiles de brachiopodes, la lithologie argilites – calcaires – grès des « Schistes et calcaires de Néhou », les zircons détritiques tracent un paléo-environnement marin littoral, parfois agité, et une profondeur inférieure à celle de compensation des carbonates (CCD). La genèse des oolites en milieu littoral, conséquence des va-et-vient des courants en fin de période régressive, semble maintenant bien établie (Vatan, 1967 ; Young, 1989 ; Sturesson *et al.*, 1999 ; Mücke et Farshad, 2005 ; Cojan et Renard, 2006).

Le minéral ferrifère primaire du minerai oolithique de Diélette n'est pas clairement identifié. Les oolites les mieux conservées ne montrent que de l'hématite dans leur zone périphérique, mais bien que l'hématite primaire constitue parfois des oolites (Oggiano et Mameli, 2006), ce minéral peut résulter d'une transformation diagénétique précoce de chamosite (Sturesson, 1995). La présence avérée d'hématite primaire apporterait de nouvelles contraintes sur la genèse, en termes d'état d'oxydation et de pH. La magnétite peut cependant être écartée des possibles minéraux ferrifères primaires, de par son champ de stabilité limité aux hautes températures et aux pH très élevés (Olowe *et al.*, 1989).

L'impact du métamorphisme de contact sur la formation des « Schistes et calcaires de Néhou » a été forte sur ses niveaux ferrifères. Dans les conditions de pression retenues précédemment, l'hématite se transforme en magnétite (transformation dite muschketovite) par métasomatisme lors de l'étape prograde dès 500 °C et une fO_2 comprise entre 10^{-18} et 10^{-24} (fig. 13) et se poursuit lors de l'étape rétrograde. Cette transformation a aussi pu avoir lieu en totalité à basse température (fig. 13), mais à condition que la fraction de CO_2 ait été suffisamment faible pour ne pas transformer l'hématite et la magnétite déjà présente en sidérite, d'autant plus qu'une fraction non négligeable de CO_2 peut conduire à l'oxydation de la magnétite (Sangster, 1969). Le nucléus des oolites, le plus

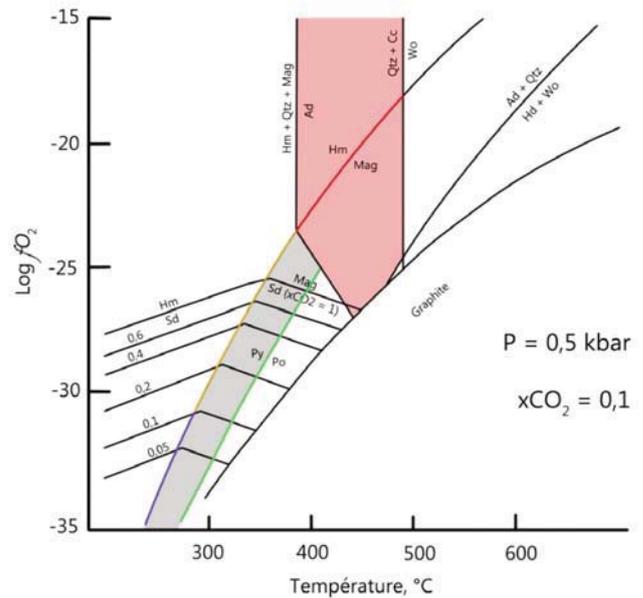


Figure 12 - Diagramme température – fO_2 et champs de stabilité des associations minéralogiques de Diélette. Le champ rouge correspond aux conditions de l'étape prograde. Les courbes rouge, orange et bleue représentent la courbe de stabilité univariante de l'assemblage hématite – magnétite. La courbe verte représente la courbe de stabilité univariante de l'assemblage pyrite – pyrrhotite. Ad : andradite ; Cc : calcite ; Hd : hedenbergite ; Hm : hématite ; Mag : magnétite ; Po : pyrrhotite ; Py : pyrite ; Qtz : quartz ; Sd : sidérite ; Wo : wollastonite. Modifié de Meinert (1982), Ushida et Iiyama (1982), Meinert *et al.* (2005), Oyman (2010).

Figure 12 - Diagram temperature – fO_2 and stability field of mineralogical associations at Diélette. Red field represents stability conditions of the prograde stage. Red, orange and blue curves represent the monovariant stability curve of hematite – magnetite association. Green curve represents the monovariant stability curve of the pyrite – pyrrhotite association. Ad: andradite; Cc: calcite; Hd: hedenbergite; Hm: hematite; Mag: magnetite; Po: pyrrhotite; Py: pyrite; Qtz: quartz; Sd: siderite; Wo: wollastonite. Modified from Meinert (1982), Ushida and Iiyama (1982), Meinert *et al.* (2005), Oyman (2010).

souvent quartzeux et donc très pauvre en calcium, explique l'absence de grenats et de pyroxènes dans les bandes à magnétite. Les fortes valeurs de $\delta^{18}O$ de la magnétite soulignent que les interactions entre le minerai et d'hypothétiques fluides météoriques ($\delta^{18}O$ négatif) ont été nulles ou faibles (Rose *et al.*, 1985).

Étape rétrograde

La particularité du « skarn de Diélette » est la rareté des silicates calciques symptomatiques de l'étape rétrograde (épidote, vésuvianite, amphiboles...), représentée aussi par de rares sulfures (pyrrhotite et chalcopyrite dominantes), disséminés dans l'ensemble de l'auréole de contact (Chauris, 1979). La cristallisation des sulfures nécessite en effet des fugacités de soufre élevées qui ne sont atteintes qu'en fin de processus, lors de l'étape rétrograde (Meinert *et al.*, 2005). L'activité en soufre peut être estimée d'après la paragenèse vers $aS_2 = 10^{-8}$ à 10^{-13} pour des températures inférieures à 390°-400 °C (fig. 13). Les conditions d'activité en O_2 de l'étape rétrograde sont quant

	% vol du skarn	masse molaire (g/mol)	masse molaire de SiO ₂ (g/mol/minéral)	densité	masse totale (kt)	nombre total de moles (mol)	masse totale de SiO ₂ (kt)
grenat (Gr ₇₅ -Ad ₂₅)	30%	464,88	180,25	3,6	8821,5	189,759.10 ⁸	3 420,47
pyroxène (Di ₅₀ -Hd ₅₀)	70%	232,32	120,17	3,5	20011,7	861,387.10 ⁸	10 351,17
Total							13 771,64

rayon polaire moyen (m)	3 500
rayon équatorial moyen (m)	2 250
ellipsité	0,77
épaisseur moyenne du skarn (m)	500
surface de la sphère prolata (m ²)	32,67.10 ⁶
volume du skarn (m ³)	81,68.10 ⁸

coefficient d'expansion thermique	2,10.10 ⁻⁴
T (°C)	450
T (°K)	723,15
solubilité de SiO ₂ dans H ₂ O pure à 450 °C et 1,5 kbar	0,29%
volume H₂O pure (m³)	4,32.10¹²

Tableau 4 - Calcul du volume d'eau et de la quantité silice théoriques impliqués dans l'étape prograde. On considère la granodiorite de Flamanville comme une sphère prolata (a < c) de surface égale à : $S = 2 \cdot \pi \cdot a^2 + (2 \cdot \pi \cdot a \cdot c \cdot \sin^{-1} e) / e$, avec : a = rayon équatorial, c = rayon polaire et e = ellipsité définie par : $e = \sqrt{1 - a^2/c^2}$.

Table 4 - Calculation of the theoretical water volume and silica amount involved at the prograde stage. Flamanville granodiorite is considered as a prolata sphere (a < c), with a surface equal to: $S = 2 \cdot \pi \cdot a^2 + (2 \cdot \pi \cdot a \cdot c \cdot \sin^{-1} e) / e$, with: a = equatorial radius, c = polar radius and e = ellipsity defined by: $e = \sqrt{1 - a^2/c^2}$.

à elles comprises entre $aO_2 = 10^{-25}$ et 10^{-35} (courbe verte de la figure 12). Ces très faibles valeurs, en accord avec les fortes valeurs de $\delta^{18}O$, montrent que le système était isolé des fluides superficiels durant la formation du skarn.

L'absence de vésuvianite et d'épidote peut s'expliquer par un défaut de silice des fluides magmatiques lors de l'étape rétrograde (Grammatikopoulos et Clark, 2006), ou par un apport insuffisant de fluides météoriques aqueux limitant ainsi la formation des minéraux rétrogrades hydratés (Meinert, 2005 ; Einaudi et Burt, 1982). La porosité, suffisamment importante pour que les skarns à grenat – pyroxène se développent, a pu être colmatée lors de cette étape prograde, ce qui a limité les infiltrations.

Durée de vie du système hydrothermal

On peut considérer le gradient thermique comme unique moteur de circulation des fluides magmatiques et estimer la durée de vie du système hydrothermal responsable des skarns de Diélette grâce aux équations de la chaleur en milieux poreux. Eldursi *et al.* (2009) ont ainsi pu déterminer les vitesses d'advection de fluides magmatiques en milieux poreux, dans les mêmes conditions thermobarométriques que Diélette (environ 1 kbar et 525 °C), soit une vitesse théorique calculée de $7 \cdot 10^{-10}$ m/s (tableau 5).

L'étendue du skarn à grenat et pyroxène ne dépasse pas 500 m d'extension horizontale mais les fluides ont pu

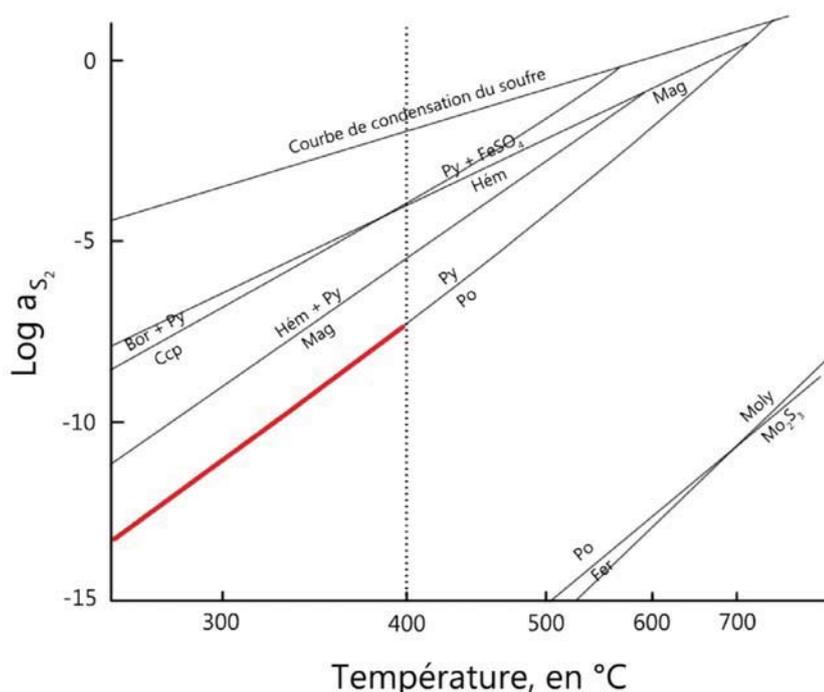


Figure 13 - Diagramme température – aS_2 . La courbe rouge représente les conditions de l'étape rétrograde. Bor : bornite ; Ccp : chalcopyrite ; Hém : hématite ; Mag : magnétite ; Moly : molybdénite ; Po : pyrrhotite ; Py : pyrite. L'isotherme 400 °C fait référence à la température minimale de l'étape prograde. Modifié de Vaughan et Craig (1978) et de Jébrak et Marcoux (2008).

Figure 13 - Diagramme temperature – aS_2 . Red curve represents the conditions during the retrograde stage. Bor: bornite; Ccp: chalcopyrite; Hém: hematite; Mag: magnetite; Moly: molybdenite; Po: pyrrhotite; Py: pyrite. 400 °C isotherm is the minimum temperature for retrograde stage. Modified from Vaughan and Craig (1978), and Jébrak and Marcoux (2008).

épaisseur du skarn (m)	vitesse de percolation des fluides magmatiques (m/s)	temps minimum pour développer le skarn (s)	temps (milliers années)
500	7.10^{-10}	$7,14.10^{11}$	22,6

Tableau 5 - Valeurs des paramètres régissant la durée minimum de percolation des fluides magmatiques lors de la skarnification prograde (vitesse de percolation d'après Eldursi *et al.*, 2009).

Table 5 - Values of parameters ruling the minimum duration of the fluid percolation at the prograde stage of the skarn-process (speed of percolation after Eldursi *et al.*, 2009).

circuler plusieurs fois. Le temps minimum de mise en place du skarn est donc de l'ordre de 20 000 ans, ce qui est cohérent avec la durée de 100 000 ans estimée pour le refroidissement de la granodiorite de Flamanville (Brun *et al.*, 1990).

Comparaison avec d'autres skarns ferrifères

Aucun skarn à minerai oolithique n'a pu être retrouvé dans la littérature scientifique, ce qui ferait de Diélette un cas unique.

Les skarns du sud-ouest de la Colombie britannique (Canada), datés du Mésozoïque inférieur, présentent la même minéralogie qu'à Diélette : magnétite dominante, grenat et pyroxènes plus ou moins ferrifères, sulfures mais aussi wollastonite et épidote (Sangster, 1969 et Meinert, 1984). Cependant, l'origine du fer est magmatique avec un apport volcanosédimentaire. Les intrusions en relations avec les skarns sont de type I, oxydantes (Pitcher, 1983). Le skarn s'est formé entre 800° à 450 °C pour l'étape prograde et 500° à 350 °C pour l'étape rétrograde, pour des pressions de l'ordre de 3 kbars, soit des conditions plus sévères qu'à Diélette. Les conditions d'activité d'O₂, comprises entre 10⁻¹⁷ et 10⁻³⁰, et celles d'aS₂, sont similaires à celles proposées pour Diélette. La magnétite, qui remplit les pores et remplace partiellement les grenats, aurait été déposée suite à l'augmentation du pH par réaction des fluides à complexes ferro-chlorurés avec l'encaissant calcaire. La majorité des gisements ferrifères sont contrôlés structuralement par des charnières anticlinales.

Bien que situé dans un contexte géodynamique différent, le skarn ferrifère de Mengku (Xinjiang Altai, Nord-ouest de la Chine) présente de fortes analogies minéralogiques avec Diélette (Lingang *et al.*, 2010). Le fer est d'origine magmatique avec un apport volcano-sédimentaire. Les conditions de skarnification, bien que non détaillées en termes d'activité d'O₂ et de S₂, semblent identiques à celles de Diélette avec des températures de 500° à 250 °C pour l'étape prograde.

Conclusion

Les skarns de Diélette sont les témoins d'une dissipation par advection de la chaleur provenant de la granodiorite de Flamanville mise en place au Carbonifère supérieure, à une profondeur de ~ 5 km dans un environnement transpressif (fig. 14). Sa température initiale de mise en place dépasse les 550 °C.

L'étape **prograde**, d'une durée minimum de l'ordre de 20 000 ans, s'effectue en système ouvert mais isolé des fluides superficiels et voit l'apparition de grenats et pyroxènes métasomatiques, avec anorthite accessoire, à des températures comprises entre 525° et 390 °C et des activités d'O₂ comprises entre 10⁻¹⁸ et 10⁻²⁴. Cette première étape résulte des échanges chimiques entre l'encaissant marno-calcaire, les « Schistes et calcaires de Néhou », et les fluides magmatiques siliceux, issus de la granodiorite de Flamanville, qui ont circulé à travers la porosité primaire de l'encaissant. Une porosité secondaire de fracture et de dissolution, par calcination et décarbonatation, se développe alors. Les variations de composition des grenats et pyroxènes reflètent la nature hétérogène de l'encaissant. L'étape rétrograde, de plus basse température (< 390 °C), est à pyrrhotite et chalcopirite dominantes. Les conditions d'activité d'O₂ y sont plus faibles : entre 10⁻²⁴ et < 10⁻³⁵ pour des conditions d'aS₂ comprises entre 10⁻⁸ et 10⁻¹³. Les fluides, également d'origine magmatique, utilisent majoritairement la porosité secondaire de fracture et de dissolution.

Le **minerai de fer oolithique du « skarn de Diélette »** a pu commencer sa transformation d'hématite en magnétite dès l'étape prograde sous l'influence des fluides métasomatiques. Cependant, la présence de sulfures, même rares, durant l'étape rétrograde implique des activités d'O₂ plus faibles que celles nécessaires à la

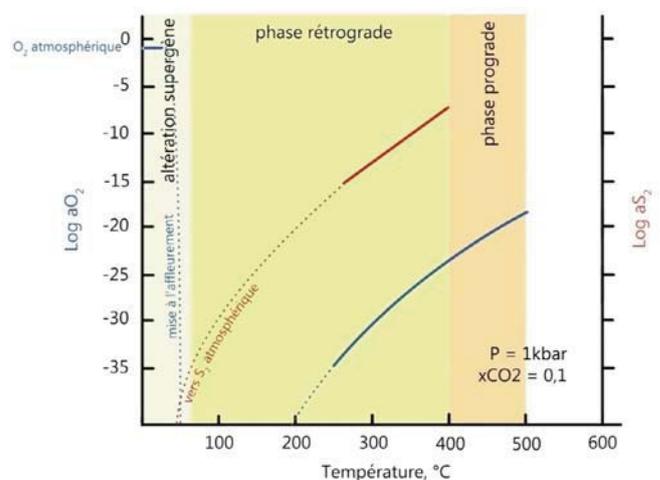


Figure 14 – Synthèse des variations aO₂ – aS₂ en fonction de la température lors de la formation du skarn à Diélette.

Figure 14 – Synthesis of the aO₂ – aS₂ variation as a function of temperature during skarn ore-process at Diélette.

stabilité de l'hématite (cf. fig. 12) et donc plus favorables à sa transformation en magnétite.

Bien que la minéralisation résulte de l'action des fluides métasomatiques issus de la granodiorite de Flamanville, le « skarn » de Diélette exploité pour le fer oolithique n'est pas un vrai skarn ferrifère puisqu'aucun grenat ou pyroxène n'a été observé au sein du minerai et que le fer a, au moins dans une très grande majorité, une origine sédimentaire. La texture oolithique parfois conservée du minerai, démontre la source sédimentaire du fer qui constitue un gîte de type Clinton mais métasomatisé.

La présence d'intrusion(s) ne constitue donc pas un métallotecte pour ce type de gisements de fer : les métallotectes pour le fer oolithique de type Clinton (eustatisme et stratigraphie notamment) restent donc les plus pertinents. Cependant, l'intrusion a fortement contribué à l'élaboration d'un gisement en provoquant d'une part une

métasomatose, qui a augmenté la teneur en fer du minerai par la transformation hématite - magnétite, et d'autre part un thermométamorphisme qui a provoqué une recristallisation et augmenté la taille moyenne des grains de magnétite, relevant notablement la maille de libération et rendant le traitement du minerai moins coûteux. La présence d'intrusion aux proches alentours de gîtes ferrifères oolithiques peut donc conduire à leur transformation en gisement.

Remerciements

Les auteurs tiennent à remercier Michel Jébrak, pour sa relecture constructive du manuscrit, ainsi que les deux reviewers anonymes.

Références

- Brun J.P., Gapais D., Cogne J.P., Ledru P., Vignerresse J.L.** (1990) - The Flamanville Granite (Northwest France): an unequivocal example of a syntectonically expanding pluton. *Geological Journal*, 25, p. 271-286.
- Bruneau L.** (1914) - L'Allemagne en France : enquêtes économiques : mines, métallurgie, produits chimiques, colles, gélatines et engrais, Plon-Nourrit et Cie, Paris, 343 p.
- Bucher K., Frey M.** (1994) - Petrogenesis of metamorphic rocks – 6th édition, Springer-Verlag, Allemagne, 318 p.
- Butaeyea D., Lavillea E., Le Gall J.** (2001) - Géométrie et cinématique des chevauchements varisques du Nord-Est du Massif armoricain (France). *Earth and Planetary Sciences*, 332, p. 283-289.
- Caillière S., Kraut F.** (1965) - Les minerais de fer d'âge primaire de Normandie et de l'Anjou, Mémoires du muséum national d'histoire naturelle, série C. *Sciences de la Terre*, XII, 2, 102 p.
- Chantraine J., Egal E., Thiéblemont D., Le Goff E., Guerrot C., Ballèvre M., Guennoc P.** (2001) - The Cadomian active margin (North Armorican Massif, France) : a segment of the North Atlantic Panafrican belt. *Tectonophysics*, 331, p. 1-18.
- Chauris L.** (1965) - Les minéralisations pneumatolytiques de Massif Armoricain. *Mémoires du BRGM*, 31, 252 p.
- Chauris L., Guigues J.** (1969) - Massif Armoricain – Gîtes minéraux de la France Vol.1, *Mémoires du BRGM*, 74, 69 p.
- Chauris L.** (1977) - Les associations paragenétiques dans la métallogénie varisque du Massif armoricain. *Mineral. Deposita* (Berl.), 12, p. 353-371.
- Chauris L.** (1979) - Les grandes lignes de la métallogénie normande. Bull. trim. Soc. Géol. Normandie et Amis Muséum Havre, France, LXVI, 4, 6 p.
- Cogné J.** (1974) - Le Massif armoricain - Zn. *Géologie de la France*. J. Debelmas Ed. Vol. 1, p. 105-161.
- Cojan I., Renard M.** (2006) - Sédimentologie – 2^e édition, Éditions Dunod, Paris, 444 p.
- Durand C.** (2006) - Circulations fluides, transferts de matière et évolution minéralogique entre deux réservoirs à géochimie contrastée – Les septa carbonatés dans les granites du Quérigut (Pyrénées, France), (Thèse de doctorat – Université de Besançon), [en ligne]. http://tel.archives-ouvertes.fr/docs/00/13/44/63/PDF/Cyril_DURAND_-_These_-_2006_.pdf
- EDF, Sous-chapitre 2.5 – Géologie générale du site, synthèse géologique du granite de Flamanville commandée par EDF [en ligne]. <http://www.edf.fr/html/epr/rps/chap02/chap02-3.pdf> (consulté le 27/02/2010).
- Einaudi M.T., Burt D.M.** (1982) - A special issue devoted to skarn deposits – Introduction-Terminology, Classification, and Composition of Skarn Deposits. *Economic Geology*, 77, 4, p. 745-754.
- Eldursi K., Branquet Y., Guillou-Frottier L., Marcoux E.** (2009) - Numerical investigation of transient hydrothermal processes around intrusions: Heat-transfer and fluid-circulation controlled mineralization patterns. *Earth and Planetary Science Letters*, 288, p. 70-83.
- Graindor M.J.** (1998) - Carte géologique de la France au 1/50 000 – Feuille Cherbourg. Éditions BRGM.
- Grammatikopoulos T.A., Clark A.H.** (2006) - A comparative study of wollastonite skarn genesis in the Central Metasedimentary Belt, southeastern Ontario, Canada. *Ore Geology Reviews*, 29, p. 146-161.

- Jébrak M., Marcoux E.** (2008) - Géologie des ressources minérales. Editions Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, 668 p.
- Kornprobst J.** (2007) - Métamorphisme et roches métamorphiques – signification géodynamique – 3^e édition. Editions Dunod, Paris, 235 p.
- Labotka T.C.** (1991) - Chemical and physical properties of fluids. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 26, 1, p. 43-104.
- Lingang X., Jingwen M., Fuquan Y., Hennig D., Jianmin Z.** (2010) - Geology, geochemistry and age constraints on the Mengku skarn iron deposit in Xinjiang Altai, NW China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39, 5, p. 423-440.
- Meinert L.D.** (1982) - Skarn, manto, and breccia pipe formation in sedimentary rocks of the Cananea mining district, Sonora, Mexico. *Economic Geology*, 77, p. 919-949.
- Meinert L.D.** (1984) - Mineralogy and petrology of iron skarns in western British Columbia, Canada. *Economic Geology*, 79, p. 869-882.
- Meinert L.D., Dipple G.M., Nicolescu S.** (2005) - World Skarn Deposits. *Economic Geology*, 100th Anniversary Volume, p. 299-336.
- Mücke A., Farshad F.** (2005) - Whole-rock and mineralogical composition of Phanerozoic ooidal ironstones: Comparison and differentiation of types and subtypes. *Ore Geology Reviews*, 26, p. 227-262.
- Oggiano G., Mameli P.** (2006) - Diamicite and oolitic ironstones, a sedimentary association at Ordovician–Silurian transition in the north Gondwana margin: New evidence from the inner nappe of Sardinia Variscides (Italy). *Gondwana Research*, 9, p. 500-511.
- Olowe A.A., Rezel D., Génin J.M.R.** (1989) - Mechanism of formation of magnetite from ferrous hydroxide in aqueous corrosion processes. *Hyperfine Interactions*, 46, p. 429-436.
- Oyman T.** (2010) - Geochemistry, mineralogy and genesis of the Ayazmant Fe–Cu skarn deposit in Ayvalik, (Balikesir), Turkey. *Ore Geology Reviews*, 37, 3-4, p. 175-201.
- Pitcher W.S.** (1983) - Granite type and tectonic environment, *in*: Hsu, K.(Ed.), Mountain building process, Academic Press, Londres, p. 19-40.
- Rose A.W., Herrick D.C., Deines P.** (1985) - An oxygen and sulfur isotope study of skarn-type magnetite deposits of the Cornwall type, Southeastern Pennsylvania. *Economic Geology*, 80, p. 418-443.
- Sangster D.F.** (1969) - The contact metasomatic magnetite deposits of Southwestern British Columbia. Geological survey of Canada, 172, Ottawa, 45 p.
- Sturesson U.** (1995) - Llanvirnian (Ord.) iron ooids in Baltoscandia: element mobility, REE distribution patterns, and origin of the REE. *Chemical Geology*, 125, p. 45-60.
- Sturesson U., Dronov A., Saadre T.** (1999) - Lower Ordovician iron ooids and associated oolitic clays in Russia and Estonia: a clue to the origin of iron oolites? *Sedimentary Geology*, 123, p. 63-80.
- Ushida E., Iiyama J.T.** (1982) - Physico-chemical study of skarn formation in the Shinyama iron-copper ore deposit of the Kamaishi mine, Northeastern Japan. *Economic Geology*, 77, p. 809-822.
- Vatan A.** (1967) - Manuel de sédimentologie. Éditions Technip, Paris, 397 p.
- Vaughan D.J., Craig J.R.** (1978) - Mineral chemistry of metal sulfides. Cambridge University Press, États-Unis, 493 p.
- Wynkier H.G.F.** (1976) - Petrogenesis of metamorphic rocks – Fourth edition, Springer-Verlag, New-York, 334 p.
- Young T.P.** (1989) - Phanerozoic ironstones: an introduction and review. *In*: Young, T.P. et Taylor, W.E.G., 1989. Phanerozoic Ironstones, Geological Society Special Publication, 46, p. 9-25.

