

Les gisements de type skarn

Les skarns constituent l'un des types de minéralisations parmi les plus abondants au sein de la croûte terrestre. Ils sont de fait présents sur tous les continents dans des environnements géologiques variés, et ce au niveau de roches dont les âges s'étalent depuis le Précambrien jusqu'au Tertiaire récent. Ce sont des gîtes dits du métamorphisme de contact, caractérisés par une minéralogie souvent dominée par des minéraux calco-silicatés tels que les grenats et les pyroxènes. Ils peuvent en outre développer un large panel de métaux économiques, qui définissent par ailleurs les sept grands types de skarns : skarns à Fe, Au, Cu, Zn, W, Mo et Sn.

Ce chapitre se veut le rappel des généralités sur les skarns ; il s'appuie essentiellement sur les travaux de EINAUDI et de MEINERT (EINAUDI *et al.*, 1981 ; EINAUDI & BURT, 1982 ; MEINERT, 1992, 1995 ; MEINERT *et al.*, 2005), largement reconnus par la communauté métallogéniste. Tout au long de cette synthèse, l'accent sera porté plus particulièrement sur la famille des skarns ferrifères qui constitue l'objet de la présente étude. Exploités pour leur contenu en magnétite (bien qu'ils contiennent quelques traces de Cu, Co, Ni voire Au), beaucoup de ces skarns ont un tonnage supérieur à 1000 Mt de minerai, dont plus de 500 Mt de Fe (*e.g.* Musan, en Corée du Nord, contient non moins de 5200 Mt de Fe).

4.1 Les skarns : terminologie et classifications

4.1.1 Entre métamorphisme et métasomatisme, la place de la skarnification

Le métamorphisme de contact doit son nom à son association spatiale directe avec un corps chaud, généralement une intrusion magmatique, qui se met en place dans un encaissant froid. L'anomalie thermique induite par la différence de température provoque ainsi des transformations à la fois minéralogiques, texturales et chimiques qui se produisent à l'état solide et forment une auréole métamorphique dont l'extension dépend de la taille du corps intrusif. D'autres paramètres entrent également en jeu, tels que les compositions chimiques du protolithe et du magma, la pression, etc.

Dès lors que des fluides circulent au cours de la mise en place de l'intrusion, le métamorphisme de contact perd son caractère isochimique. Par leur intermédiaire, le système s'ouvre à la métasomatose, *i.e.* aux échanges cationiques pervasifs entre les roches encaissantes (l'intrusion et son protolithe) et le milieu extérieur. Les fluides impliqués s'articulent autour de trois pôles : les fluides d'origine purement magmatique, ceux provenant de la déshydratation de l'encaissant ou encore les fluides météoriques. Selon qu'ils sont immobiles ou en mouvement, les transferts métasomatiques se font, respectivement (1) par

diffusion, lent processus dont le moteur est un gradient de potentiels chimiques des constituants, et facilité par de hautes températures ; (2) par percolation, lorsqu'un gradient de pression met le fluide en mouvement au travers d'une roche fortement perméable.

La skarnification est un processus dynamique dans le temps et dans l'espace, qui évolue à l'interface entre le métamorphisme et la métasomatose et qui se produit en environnement carbonaté (et donc riche en CaCO_3). Les forts gradients de température et les larges cellules de circulation de fluides générées par l'ascension d'un magma contribuent à provoquer un métamorphisme précoce de haute température (jusqu'à $600\text{-}800^\circ\text{C}$) associé à un métasomatisme continu du système. Le phénomène se poursuit par une altération rétrograde à mesure que les températures baissent et que la composition chimique des fluides évolue.

4.1.2 Les différents types de skarns

Il semble qu'à l'origine, le terme « skarn » ait désigné pour les mineurs suédois de Persberg l'assemblage de silicates calciques sans valeur constituant la gangue du minerai de fer exploité. Aujourd'hui, les skarns qualifient plus généralement les roches métasomatiques développées aux dépens d'un encaissant carbonaté, et dont l'assemblage minéral de granulométrie grossière est caractérisé par une dominance de silicates calciques (grenats, pyroxènes). On y distingue l'endoskarn de l'exoskarn, selon que le métasomatisme affecte l'intrusion ignée ou l'encaissant sédimentaire qui est à proximité.

La mixité de protolithes, de fluides, d'environnement géologique, etc. voit les skarns *s.l.* se distribuer entre deux pôles, des simples cornéennes calco-silicatées métamorphiques aux skarns *s.s.* métasomatiques (Figure 4.1). Les cornéennes calco-silicatées sont des roches finement grenues issues du métamorphisme d'unités carbonatées « impures » telles que des calcaires silteux ou schistes calcareux. Les skarns dits de réaction résultent du métamorphisme isochimique de fins niveaux contrastés de schistes et de carbonates, et où des transferts chimiques peuvent se produire localement à petite échelle au niveau des alternances. Enfin, les skarnoïdes désignent des roches calco-silicatées à grains relativement fins, pauvres en Fe et conservant en partie la composition chimique de leur protolithe.

4.1.3 Des classifications multiples

La grande variété de faciès des skarns se reflète dans la pluralité des classifications qui ont été proposées pour les distinguer. Certains les séparent, sur la base de leur composition chimique, en skarns calciques et magnésiens, selon qu'ils se sont formés par remplacement de calcaires ou de dolomies (EINAUDI *et al.*, 1981 ; BURT, 1982, et références incluses). L'état d'oxydation du skarn peut aussi être pris en compte (EINAUDI *et al.*, 1981) : ainsi les assemblages des skarns oxydés, riches en Fe^{3+} , sont dominés par une association à andradites, diopsides, épidotes, chlorites, calcites, quartz et pyrites. A l'inverse, les skarns réduits sont riches en Fe^{2+} et Mn^{2+} . Ils présentent un assemblage à grossulaire, pyroxènes, biotites, plagioclases et pyrrhotite.

Le processus de skarnification s'accompagne souvent du dépôt et de la concentration de substances métalliques, qui dépend de nombreux paramètres évoqués précédemment, dont la géochimie de l'intrusion ou l'état d'oxydation. En conséquence, la classification la plus

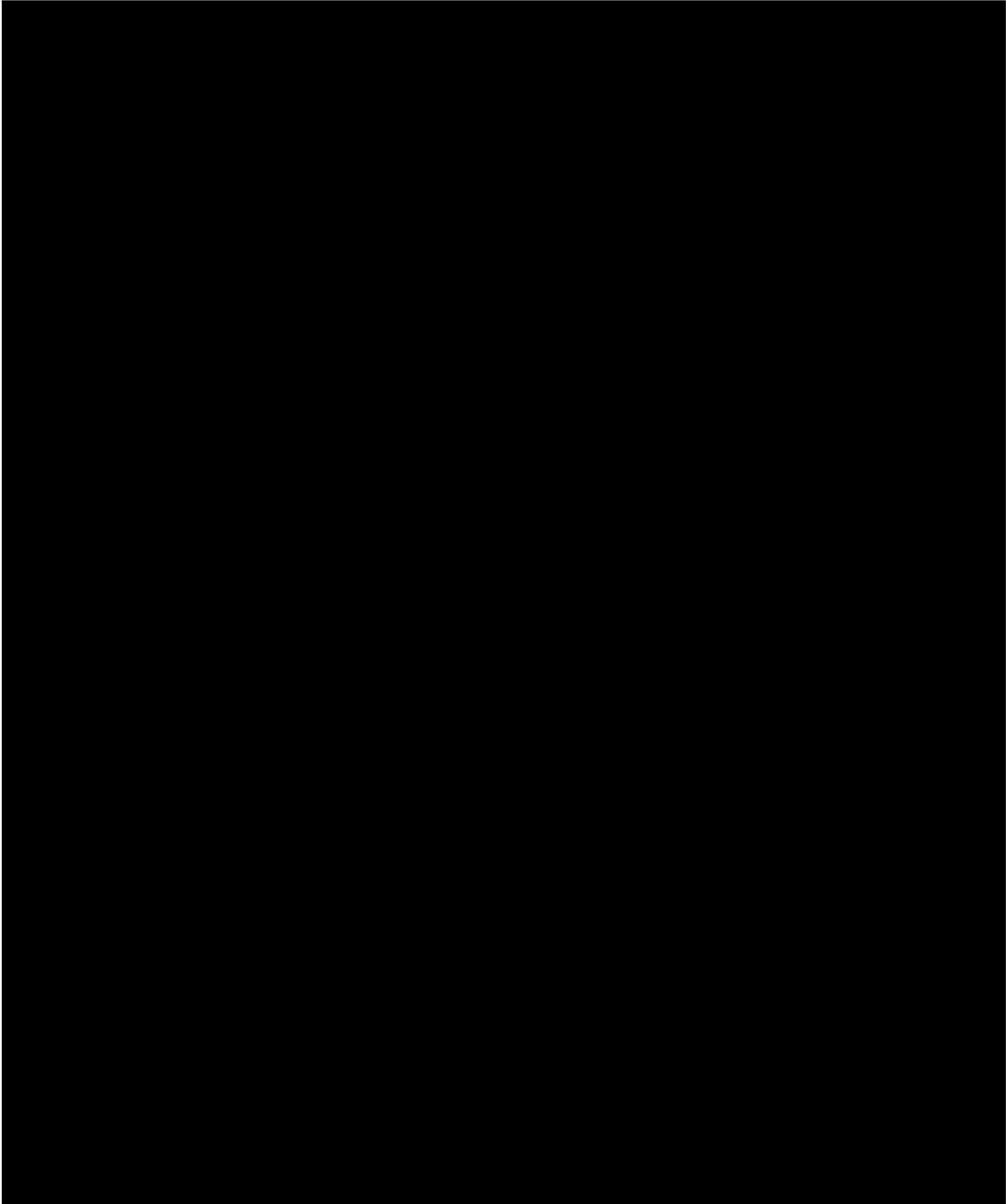


Figure 4.1 : les différentes formations des skarns (MEINERT *et al.*, 2005). (A) Métamorphisme isochemique : recristallisations et changements des stabilités des minéraux, sans transfert de masse significatif ; (B) Skarn de réaction : métamorphisme de lithologies alternées avec transfert de masse à petite échelle entre les couches ; (C) Skarnoïde : métamorphisme de lithologies impures avec léger transfert de masse par de petites circulations fluides ; (D) Skarn *s.s.* : contrôlé par des circulations fluides plus importantes, la composition chimique et la texture sont modifiées.

économique et la plus usitée repose sur le métal dominant (EINAUDI & BURT, 1982 ; MEINERT *et al.*, 2005) : Fe, Au, Cu, Zn, W, Mo ou Sn. Leurs caractéristiques respectives ont été synthétisées par JEBRAK & MARCOUX (2008 ; Table 4.1).

D'autres classifications, moins utilisées, prennent en compte la nature du minéral calcique dominant, la profondeur ou la taille du système, l'origine de l'intrusion, ou encore la position du skarn (proximal ou distal) par rapport à cette dernière.

4.2 Carte d'identité des skarns

Si la valeur économique des skarns soulève l'intérêt, ces gisements ne représentent qu'un modèle métallogénique parmi tant d'autres. Il convient donc de reporter la liste des caractères qui permettent de les reconnaître.

4.2.1 Traits morphologiques

La morphologie théorique d'un skarn est simple au regard du processus qui en est l'origine. Comme nous l'avons spécifié plus tôt, c'est l'ascension d'une intrusion magmatique au sein d'un encaissant comportant une fraction carbonatée qui induit métamorphisme et métasomatisme au sein de son environnement immédiat. Les niveaux carbonatés sont ainsi skarnifiés, tandis que les niveaux silico-alumineux deviennent des cornéennes (Figure 4.2).

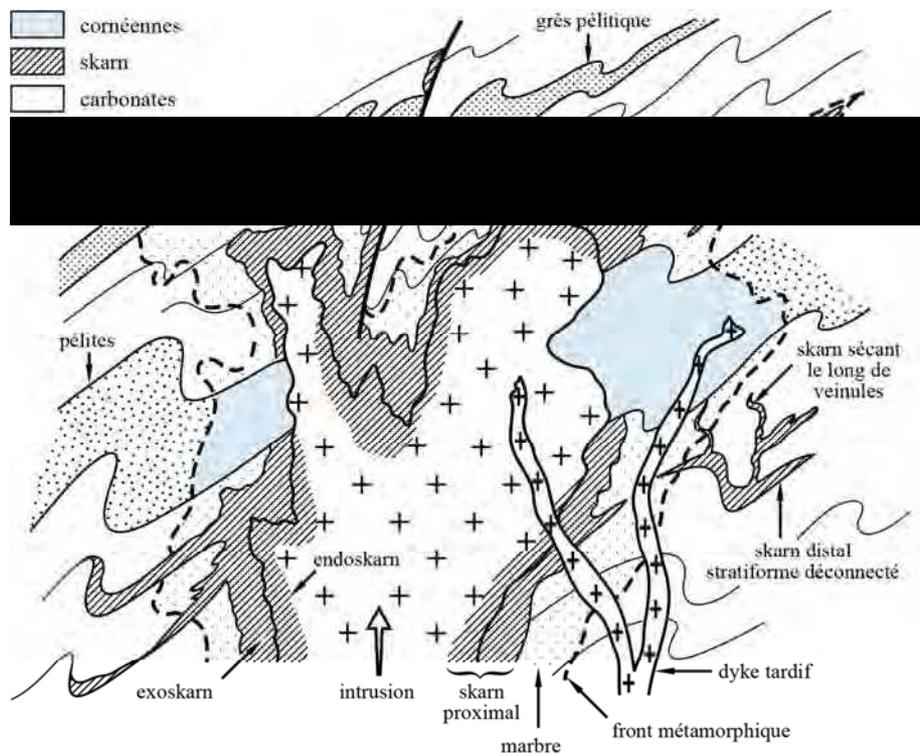


Figure 4.2 : morphologie idéale du gisement de type skarn (JEBRAK & MARCOUX, 2008).

Chapitre 4 – Les gisements de type skarn

	Skarn Fe	Skarn Au et Au-(Cu)	Skarn Cu	Skarn Zn-(Pb-Ag)	Skarn W	Skarn Mo	Skarn Sn
MAGMATISME							
Contexte géodynamique	arcs insulaires océaniques (skarns calciques à Fe-Cu) ; marge continentale et contextes variés (skarns magnésiens)	arcs magmatiques en zone de subduction sous croûte continentale ; bassins d'arrière-arc	arcs magmatiques en zone de subduction océanique et continentale	subduction ou rifting en contexte continental	arcs magmatiques en zone de subduction ; rifting continental	subduction continentale ; magmatisme intracontinental	rifting en contexte de croûte continentale
Magmatisme habituel	granite à diorite, gabbro, syénite ; magmatisme méta-alumineux ; Mg, Fe, Ni, V et Sc forts ; K et Si faibles	diorite à granodiorite ; magmatisme méta-alumineux, Mg et Fe forts ; Ni, V, Y, K et Si faibles	granodiorite à monzonite quartzique ; magmatisme calco-alcalin (série à magnétite) ; Si, K, Ba, Sr, La Fe ³⁺ /Fe ²⁺ forts ; Ni, Mg, V, Cr, Sc faibles	granite siliceux à diorite, souvent monzonites quartziques ; diorite à syénite ; tardi-orogéniques à post-orogéniques	diorite quartzique à monzonite quartzique ; plutons calco-alcalins avec pegmatites et aplites	granites leucocrates et leucogranites	granites très siliceux
Niveau de mise en place	superficiel	superficiel à profond	superficiel	profond à sub-surface	profond	superficiel	superficiel à profond
CONTEXTE DE DEPOT							
Etat d'oxydation	réduit	réduit, rarement oxydé	oxydé	réduit	réduit, parfois oxydé	réduit	réduit
Eléments associés	Cu, Co, Ni, Au	Bi, Te, As, Co	Mo, Au, Bi, Pb, Zn	Pb, Ag, Cu, Fe, Mn	Mo, Cu, Zn, Pb, Bi, As	W, Cu, Zn, Pb, Bi, Sn, U	F, B, Be, Li, W, Mo, Rb
Caractéristiques	endoskarn souvent plus important qu'exoskarn	sulfures abondants ; milieu de calcaires détritiques ; fréquentes cornéennes à feldspaths potassiques	stockwerks et brèches fréquents ; intense altération hydrothermale ; endoskarns rares	minéralisation essentiellement distale en mantos et cheminées ; pas d'aurole métamorphique centrée sur le skarn	vastes auroles de métamorphisme	forte teneur en F ; carbonates argileux et calcaires détritiques	minéralisation essentiellement distale avec zonalité nette ; présence de greisen ; forte activité en F
Principal minéral économique	magnétite	or natif, chalcopryrite (avec porphyre) ; bornite et chalcocite (sans association avec porphyre)	chalcopryrite (avec porphyre) ; bornite et chalcocite (sans association avec porphyre)	sphalérite, galène, chalcopryrite, sulfosels d'argent	scheelite	molybdénite, scheelite	cassitérite
GISEMENTS							
Grands gisements	Musan (Corée du Nord), Kachar, Sokolovsk (Russie)	Ertsberg, Lucing Liar (Indonésie), Ok Tedi (Papouasie-Nouvelle-Guinée)	Antamina (Pérou), Twin Buttes (Arizona)	Santa Eulalia (Mexique), Tintic (Utah)	Shyzhuyuan (Chine), Logtung (Yukon)	Little Boulder Creek (Idaho)	Renison Bell (Australie)

Table 4.1 : principales caractéristiques des skarns selon leur métal dominant (JEBRAK & MARCOUX, 2008).

Ce modèle idéal se produit à différentes échelles : c'est la profondeur de mise en place du pluton qui contrôle le plus la taille du système. En effet, de la profondeur dépend le gradient géothermique, qui définit lui-même la température de l'encaissant. La chaleur ajoutée par l'activité plutonique locale augmente le volume de roches affecté par des températures entre 400 et 700°C, et le système restera dans ces conditions de température d'autant plus longtemps que le skarn sera profond. Si la profondeur agit directement sur l'extension et l'intensité du métamorphisme, ces variables affectent à leur tour la perméabilité de l'encaissant, et peuvent donc réduire la quantité de carbonates disponibles pour réagir avec les fluides.

Au travers de la température, la profondeur joue également un rôle sur les propriétés mécaniques de l'encaissant. La déformation ductile rend les intrusions profondes subparallèles à la stratification, et le skarn reste confiné en zone étroite autour du contact. En subsurface, les contacts des intrusifs sont abrupts et en discordance nette sur la stratification. La fracturation y augmente la perméabilité et le skarn se développe plus largement, jusqu'à atteindre l'envergure du pluton lui-même.

4.2.2 Minéralogie

Comme nous l'avons déjà évoqué plus tôt, la minéralogie d'un skarn est composée pour l'essentiel de grenats, pyroxènes et autres pyroxénoïdes, olivines, amphiboles, épidotes et carbonates. Selon EINAUDI & BURT (1982), les compositions de ces phases minérales peuvent cependant varier selon le type de skarn (Figure 4.3) ; elles dépendent également de facteurs comme la lithologie des protolithes, la température, la perméabilité ou encore le degré d'oxydation des solutions impliquées.

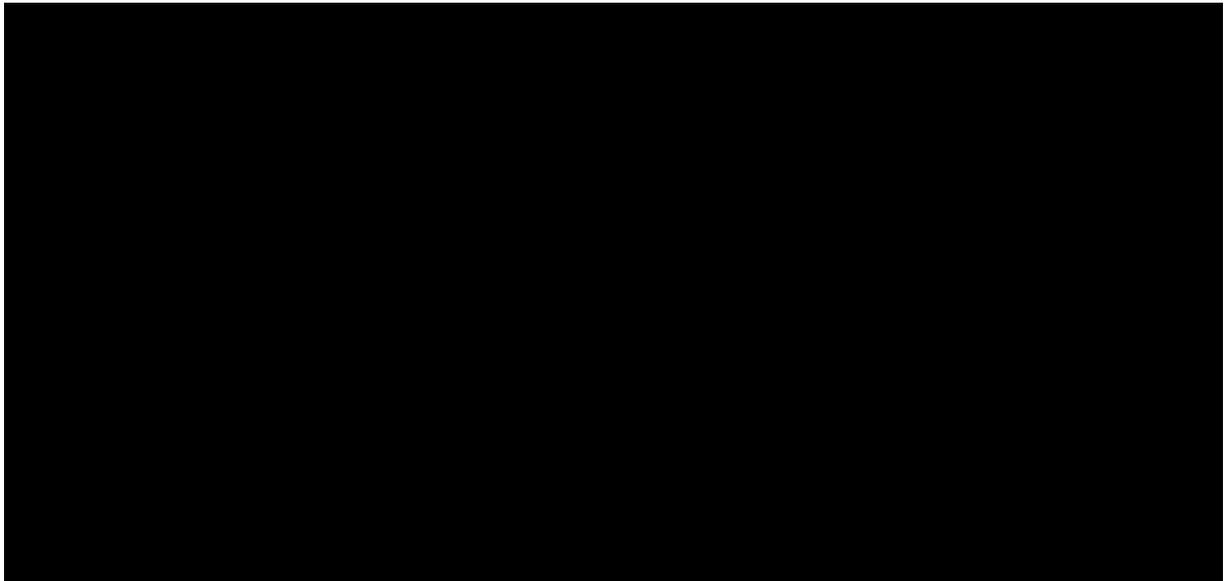


Figure 4.3 : compositions des (A) pyroxènes et (B) grenats des gisements de skarns calciques. Analyses à la microsonde électronique classées par métal dominant (EINAUDI & BURT, 1982).

La zonation minérale est l'une des caractéristiques qui rend les skarns remarquables : spatio-temporelle, elle peut considérablement compliquer la compréhension du système en cas

de superpositions. A l'échelle du terrain, la zonation se développe d'abord spatialement depuis l'intrusion ou les conduits des fluides (échelle micrométrique à kilométrique). Lorsque ces derniers passent au travers de la zone de réaction, leur composition chimique et celle de l'encaissant changent conjointement, provoquant la propagation de fronts de réactions correspondant aux différentes transformations minérales. De l'intrusion au marbre, la zonalité classique (Figure 4.4) présente des grenats proximaux suivis de pyroxènes plus distaux, puis de la wollastonite (\pm vésumianite) au contact entre la zone transformée et le marbre. Ces silicates calciques représentent la phase prograde du processus de skarnification. A mesure que la température du système baisse et que les saumures magmatiques se mêlent aux fluides de leur environnement (issus de la déshydratation de l'encaissant ou météoriques), la minéralogie change pour se décliner en épidotes, amphiboles, chlorites et autres phases hydratées. Contrôlée structuralement par les failles et les contacts stratigraphiques et intrusifs, cette phase rétrograde hydrothermale se superpose à l'assemblage prograde. Si le skarn est superficiel, la perméabilité accrue rend les circulations fluides plus intenses et plus pervasives ; l'altération rétrograde peut alors occulter complètement les minéraux progrades. A l'inverse, les températures ambiantes plus fortes en profondeur la minimisent si le skarn ne peut refroidir sous le domaine de stabilité des grenats et pyroxènes.

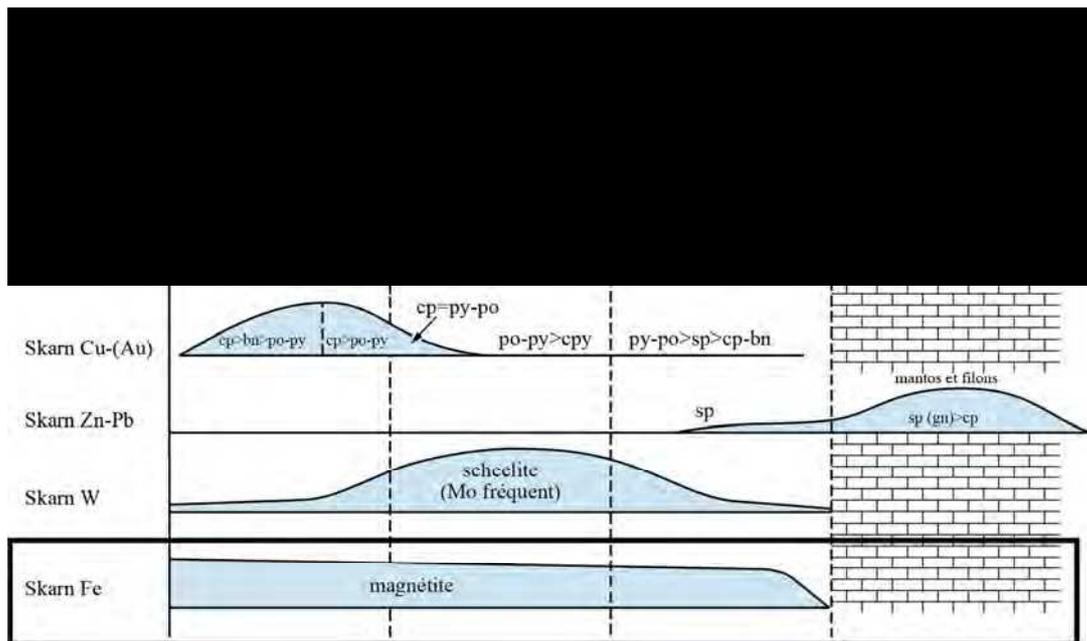


Figure 4.4 : principaux minéraux de la zonalité pour différents types de skarns (JEBRAK & MARCOUX, 2008). Les variations dans cette tendance générale reflètent les différences de chimie du magma, de composition de l'encaissant, de profondeur du système et de son état d'oxydation.

Il faut par ailleurs souligner que les réactions qui dessinent la zonalité minérale ne sont pas seulement des enregistrements passifs du passage des fluides. En agissant sur la porosité, la perméabilité et la pression fluide de leur environnement, elles exercent ainsi un contrôle de premier ordre sur la taille et la géométrie du système.

A l'échelle microscopique, les minéraux eux-mêmes peuvent être zonés, et notamment les grenats qui enregistrent deux périodes de croissance : un cœur poecilitique et une bordure souvent plus homogène (VLASOVA *et al.*, 1985), ou alors montrant plusieurs zonations

oscillatoires (JAMTVEIT *et al.*, 1993). Le cœur reflète la composition en éléments majeurs du protolithe et enregistre la réaction progressive avec l'infiltration des fluides hydrothermaux ; il s'agit souvent de grossulaire, riche en Ca, Al, Ti, Mn et pauvre en Fe et LREE. Les bordures se rapprochent davantage du pôle andraditique et s'avèrent appauvries en Ca, Al, Ti, Zr, Y, Mn et riches en Fe, LREE, W, Mo, As, Cu, Zn.

4.3 Conditions de genèse

Maintenant que sont définis les principaux traits de caractères des gisements de type skarn, nous nous intéresserons ici à leurs conditions de genèse. Les exemples s'appuieront plus particulièrement sur la famille des skarns à Fe qui constitue l'objet de la présente étude.

4.3.1 Environnement de mise en place

4.3.1.a Pétrogenèse des intrusions

En 1995, MEINERT fait la synthèse des variations compositionnelles des roches ignées associées aux minéralisations dérivées des skarns. Il observe une corrélation systématique entre la composition du magma et le métal associé, et en déduit l'existence d'un lien génétique entre les processus magmatiques et la minéralisation. Ainsi la chimie des éléments majeurs montre-t-elle au sein des roches plutoniques une variation des abondances selon l'élément dominant de la minéralisation (Figure 4.5 A). Les diagrammes de Harker, reflets de la différenciation des magmas, donnent une corrélation négative pour le MgO, et positive pour le K₂O ; l'ordre des minéralisations est cependant respecté pour les deux éléments : Fe, Au, Cu, Zn, W, Sn et Mo. **Les magmas associés aux minéralisations à Fe s'avèrent moins différenciés que les autres. Ils dérivent donc d'une source plus primitive, à contribution mantellique plus importante.**

De la même façon, l'affinité géochimique des magmas peut être estimée au moyen des éléments majeurs (Figure 4.5 B). La synthèse de MEINERT (1995) montre que les intrusions liées aux skarns sont en grande majorité d'affinité calco-alcaline, et ce quel que soit le métal dominant de la minéralisation. L'indice de saturation en Al (Figure 4.5 C) est plus discriminant : si les intrusions se regroupent à la frontière entre les roches métalumineuses et les roches peralumineuses, on y retrouve le classement par métaux dévoilé précédemment. **Ainsi, les plutons associés aux skarns calciques à Fe sont les moins saturés en Al et reflètent donc les magmas les plus métalumineux.**

Enfin, la spéciation du Fe (ferreux réduit Fe²⁺ ou ferrique oxydé Fe³⁺) renseigne sur l'état d'oxydation du magma. Celui-ci a une influence prépondérante sur le contenu métallique des skarns associés (MEINERT, 1995, et références incluses). En effet, il contrôle d'une part l'apparition de certains minéraux qui vont « repousser » les métaux de base (magnétite, titanite dans les magmas oxydés) ou bien au contraire les incorporer (sulfures dans les magmas réduits). L'état d'oxydation détermine également la spéciation des sulfures, qui seront sous la forme SO₂ dans les magmas oxydés et HS₂ dans les magmas réduits. Le premier complexe est relativement insoluble dans les liquides silicatés, et les sulfures seront donc plus susceptibles de partitionner dans les fluides hydrothermaux. HS₂ est lui beaucoup

plus soluble dans les liquides silicatés, laissant plus de marge aux sulfures pour incorporer des métaux. La Figure 4.5 D présente la distribution des intrusions associées aux différents skarns métallifères autour de la limite oxydé-réduit sans qu'une tendance ne se dégage comme dans les cas précédents.

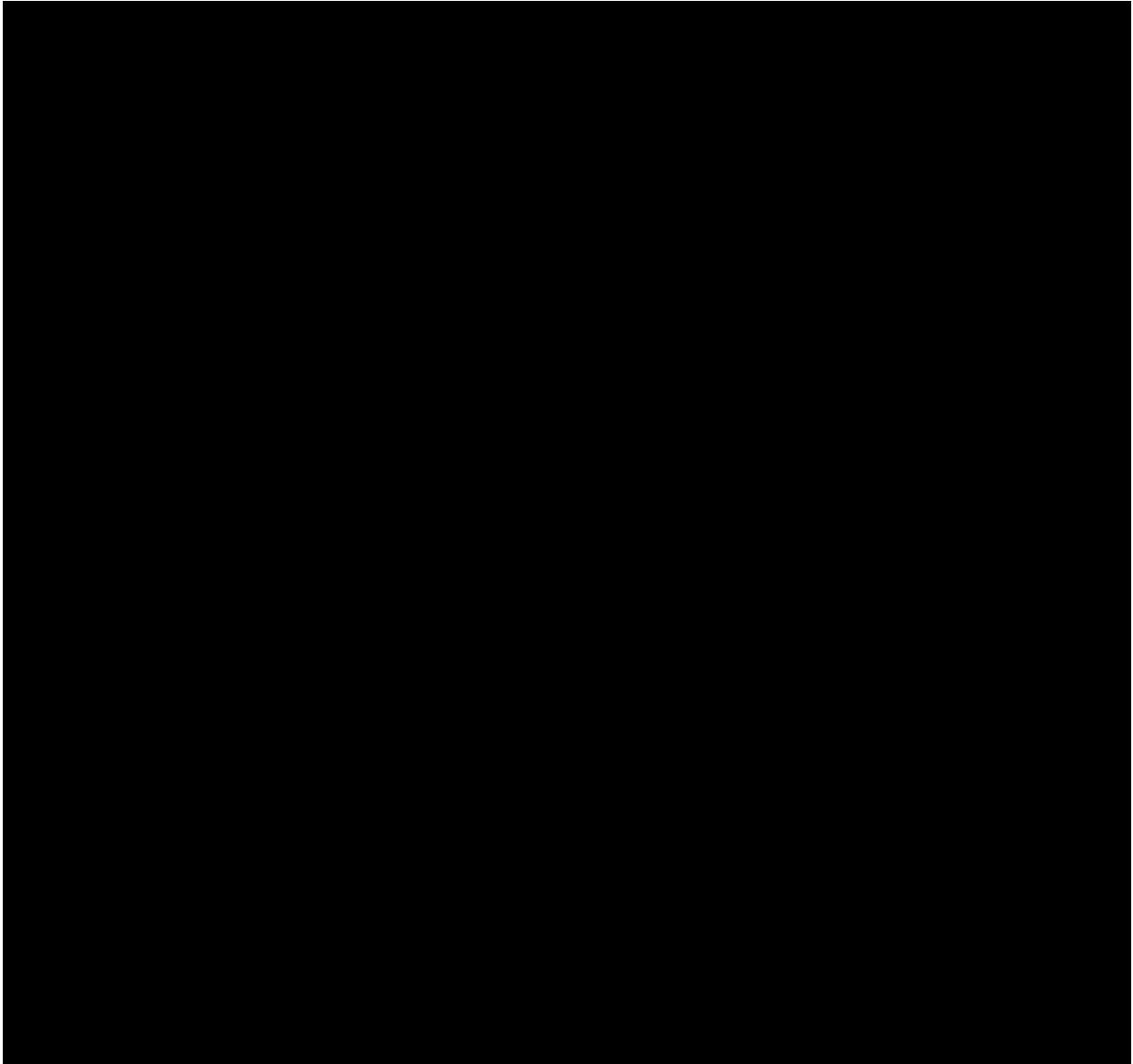


Figure 4.5 : chimie des éléments majeurs dans les intrusions associées aux skarns (MEINERT, 1995). Les points noirs représentent les moyennes des roches plutoniques associées à chaque élément dominant des minéralisations. (A) Diagrammes de Harker : MgO et K₂O vs SiO₂; (B) Diagrammes illustrant les affinités chimiques des magmas; (C) Indice de saturation en Al; (D) Etat d'oxydation du magma.

L'examen de la distribution des éléments traces apporte également son lot de caractères discriminant les magmas en fonction de leur association avec un métal dominant. Les teneurs en Rb et Sc reflètent ainsi les substitutions du K lors de la cristallisation et la différenciation des magmas, respectivement dans les feldspath potassiques et/ou micas tardifs et dans les pyroxènes précoces. De même, les éléments V et Ni se substituent l'un dans les

phases oxydées telles que la magnétite ou l'ilménite, l'autre dans l'olivine des liquides basaltiques, et doivent donc conjointement diminuer avec la cristallisation et la différenciation des magmas. La confrontation deux à deux de ces éléments traces (Figure 4.6 A et B) renvoie de nouveau au classement désormais classique des métaux. L'importance relative des processus de différenciation se quantifie également par la comparaison du ratio Rb/Sr, éléments lithophiles fortement sensibles à la différenciation, vs Zr, dont le contenu moyen varie peu en fonction du type du skarn (Figure 4.6 C). **Ces diagrammes sont une évidence supplémentaire du faible degré d'évolution des magmas des intrusions associées aux minéralisations ferrifères.**



Figure 4.6 : chimie des éléments traces dans les intrusions associées aux skarns (MEINERT, 1995). Les points noirs représentent les moyennes des roches plutoniques associées à chaque élément dominant des minéralisations. (A) Diagramme de corrélation Rb vs Sc ; (B) Diagramme de corrélation V vs Ni ; (C) Diagramme de corrélation Rb/Sr vs Zr .

MEINERT (1995) dresse la conclusion qu'il existe deux grands groupes de plutons associés aux gisements de type skarn, dont la distinction tient à la source du magma (fusion de matériaux mantelliques ou crustaux) et à son évolution (degré d'assimilation de croûte continentale, fusion de l'encaissant, cristallisation fractionnée). Ainsi les plutons associés aux minéralisations à Sn, Mo et W possèdent une forte signature crustale que n'ont pas ceux associés aux minéralisations à Fe, Au, Cu et Zn ; **les magmas des skarns calciques à Fe sont les plus proches d'une source tholéiitique de type MORB.** Malgré tout, et quel que soit l'élément dominant de la minéralisation, aucun magma n'est directement issu de la fusion mantellique.

4.3.1.b Lithologie des encaissants

Pour ce qui est de l'encaissant, la condition *sine qua non* à la skarnification est la présence d'une fraction carbonatée dans la séquence sédimentaire. Il peut donc être composé de calcaires, dolomies ou d'alternances de l'un des deux avec des marnes, schistes... Pour rappel, la différence entre les skarns calciques et les skarns magnésiens provient du remplacement de calcaires ou de dolomies, respectivement.

Si la pétrogenèse de l'intrusion est plébiscitée par les auteurs pour son action sur la présence d'une minéralisation d'ampleur économique, l'encaissant y tient également un rôle

prépondérant. En effet, si le CO₂ est une phase commune au sein des mélanges magmatiques mantelliques, il y est bien moins soluble que H₂O dans les mélanges granitiques (MEINERT *et al.*, 2005, et références incluses). Or, la saturation en eau des magmas associés aux skarns n'est pas affectée uniquement par H₂O, mais aussi par d'autres volatils dont le CO₂. L'assimilation de roches carbonatées et les réactions de décarbonatation qui en résultent contribuent donc grandement à augmenter le contenu en CO₂ des mélanges silicatés, et par là même, la saturation en eau. Tout magma qui intrude une séquence sédimentaire comportant des roches carbonatées provoque la dévolatilisation du CO₂ de son encaissant. Il est donc plus susceptible de produire les fluides hydrothermaux nécessaires aux processus minéralisateurs.

Plusieurs travaux ont été menés sur l'assimilation de carbonates dans les magmas (*e.g.* complexe igné de Hortavær (Norvège) par BARNES *et al.*, 2005 ; région volcanique des Monts Albains (Italie), par IACONO MARZIANO *et al.*, 2007). **Par ailleurs, GANINO (2008) et GANINO *et al.* (2008) proposent que ce processus soit responsable de l'extraction du fer depuis l'intrusion minéralisatrice dans le gisement à Fe-Ti-V de Panzhihua (Chine).**

4.3.1.c Contexte tectonique des gisements de type skarn

Les skarns sont le résultat de processus qui peuvent intervenir dans des contextes tectoniques multiples, et dont les conditions P-T-X seront détaillées plus loin (cf. § 4.3.2). La grande majorité des plutons qui leur sont associés sont de composition dioritique à granitique, soit typique d'un contexte de subduction sous une croûte continentale (MEINERT *et al.*, 2005). Les différences dans le métal dominant du skarn reflèteraient donc l'environnement géologique local (profondeur de la formation, structures...) plus que des différences fondamentales de pétrogenèse.

L'abondance des éléments traces au sein du magma permet également de discriminer le type de province géologique auxquels ils sont rattachés (PEARCE *et al.*, 1984 ; [Figure 4.7](#)). A la lumière de ces diagrammes, les magmas dont sont issues les intrusions minéralisatrices proviennent majoritairement d'arcs volcaniques, voire de contexte intraplaque. **Les skarns ferrifères sont eux exclusivement formés dans des environnements d'arcs volcaniques.**

4.3.2 Conditions P-T-X du processus de skarnification

Le processus à l'œuvre dans le système skarnifère est le transfert de masse. Celui-ci se produit à l'interface entre le magma et son environnement carbonaté, et les éléments concernés dépendent bien évidemment de leur chimie initiale (cf. § 4.3.1.a et b). Dans les skarns, et particulièrement ceux associés à des minéralisations sulfurées ou oxydées, des appauvrissements marqués en CO₂ et en Ca coïncident avec des enrichissements en Si, Al, Fe, etc. (LENTZ, 2005 ; [Figure 4.8](#)).

4.3.2.a Détermination des conditions P-T-X

Au sein d'un système aussi réactif que celui d'un skarn, c'est essentiellement la géochimie qui permet d'estimer les conditions P-T-X de la skarnification. Trois méthodes en particulier le



Figure 4.7 : détermination par les éléments traces du contexte tectonique des intrusions liées aux minéralisations de type skarn (MEINERT, 1995). Abréviations – syn-COL : syn-collision ; VA : arc volcanique ; WP : intraplaque ; OR : ride océanique. D’après les diagrammes de PEARCE *et al.* (1984).

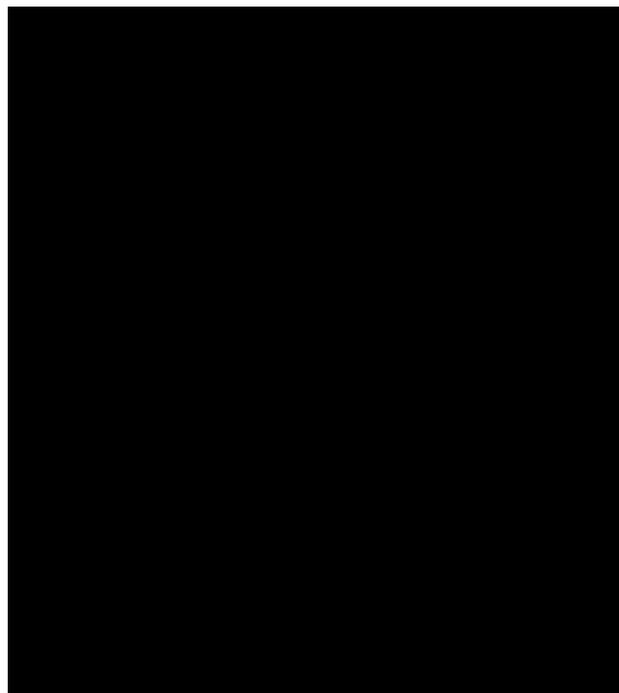


Figure 4.8 : variations géochimiques et variations du bilan de masse à volume constant dans les calcaires de la formation d’Oswaldo (Etats-Unis d’Amérique ; NIELSON, 1970, *in* LENTZ, 2005).

peuvent : l’étude (1) de l’équilibre entre les phases minérales, (2) des inclusions fluides, et (3) des isotopes stables. Il est néanmoins essentiel de bien connaître la séquence paragénétique du skarn étudié pour replacer les données obtenues dans l’évolution spatio-temporelle du système.

Selon les espèces minérales que l’on trouve à l’équilibre au sein d’un skarn donné, il est possible de remonter au système chimique dans lequel les réactions qui ont produit ces minéraux ont eu lieu. Des études expérimentales d’équilibre de phases recréent ainsi ces systèmes et ces réactions chimiques. Le fractionnement des éléments entre les minéraux (*e.g.*

Ca/Mg dans les carbonates, Fe/Mn dans les ilvaites... ; MEINERT *et al.*, 2005, et références incluses) est un autre indice pouvant renseigner sur les conditions de formation d'un skarn.

Pourvu qu'elles restent intactes, les inclusions fluides piégées dans le réseau cristallin d'un minéral-hôte constituent des témoins directs de la composition du paléofluide à partir duquel il s'est développé, et ce depuis les phases précoces de haute température jusqu'aux stades tardifs plus froids (ROEDDER, 1984). Les minéraux-pères les plus utilisés dans les systèmes skarnifères sont les quartz, carbonates et fluorines qui sont à la fois porteurs de beaucoup d'inclusions, relativement transparents et stables sur de grandes fourchettes de P-T-X (MEINERT *et al.*, 2005). Les minéraux de haute température, tels que les grenats ou les pyroxènes, sont idéaux puisque peu susceptibles de piéger les fluides tardifs de basse température s'ils ne sont pas altérés au cours de l'évolution du skarn.

L'étude des isotopes stables enfin, et notamment des isotopes de C, O, H et S, permet de documenter la source des fluides souvent multiples impliqués dans le processus de skarnification (MEINERT *et al.*, 2005, et références incluses).

4.3.2.b La pression

Si la pression joue un rôle prépondérant dans la skarnification, elle en est l'un des paramètres les plus difficiles à appréhender. En effet, elle dépend notamment de la profondeur de mise en place du système, et les skarns étudiés sont aujourd'hui à l'affleurement et souvent altérés par la phase rétrograde.

Certains caractères de terrain permettent cependant de distinguer qualitativement si l'environnement de mise en place est profond ou superficiel. Ils sont généralement relatifs à l'intrusion plutonique : morphologie, granulométrie, déformation (ductile ou fragile), bordures figées, etc. La géobarométrie quantitative fait intervenir les assemblages minéraux à l'équilibre et les inclusions fluides (MEINERT *et al.*, 2005, et références incluses). Les études montrent que la plupart des skarns se forment à des profondeurs de 1 à 4,5 km, où la calcite se décompose en $\text{CaO} + \text{CO}_2$ (EINAUDI *et al.*, 1981). Il est cependant possible de trouver des xénolithes de skarns de haute température remontés lors d'éruptions dans la région volcanique des Monts Albains, et dont la profondeur excéderait 5 km (IACONO MARZIANO *et al.*, 2007).

4.3.2.c La température

Certaines phases minérales peuvent être utilisées comme géothermomètre ; c'est le cas de la chlorite notamment, dont la température de cristallisation peut être estimée via la composition chimique (CATHELINÉAU & NIEVA, 1985 ; KRANIDIOTIS & MACLEAN, 1987 ; CATHELINÉAU, 1988 ; VIDAL *et al.*, 2005).

MEINERT *et al.* (2005) combinent dans la [Figure 4.9](#) les réactions minérales des minéraux généralement présents dans les skarns pour déterminer leurs champs de stabilité, et donc contraindre leur environnement. Ce diagramme permet par ailleurs de distinguer les différents types de skarn (oxydé, réduit...) en fonction des associations minérales qu'ils présentent.

Dans les inclusions fluides, la température d'homogénéisation T_h (disparition de la phase liquide) est interprétée comme la température initiale du fluide piégé. La T_h des

minéraux de la phase prograde renseigne donc sur la température de formation du skarn, qui s'avère supérieure ou égale à 700°C dans la plupart des skarns (MEINERT *et al.*, 2005). Bien sûr, ces températures varient selon la position du skarn par rapport à son intrusion (proximal 400-650°C vs distal 210-350°C ; KWAK, 1986), et elles diminuent également au cours du temps.

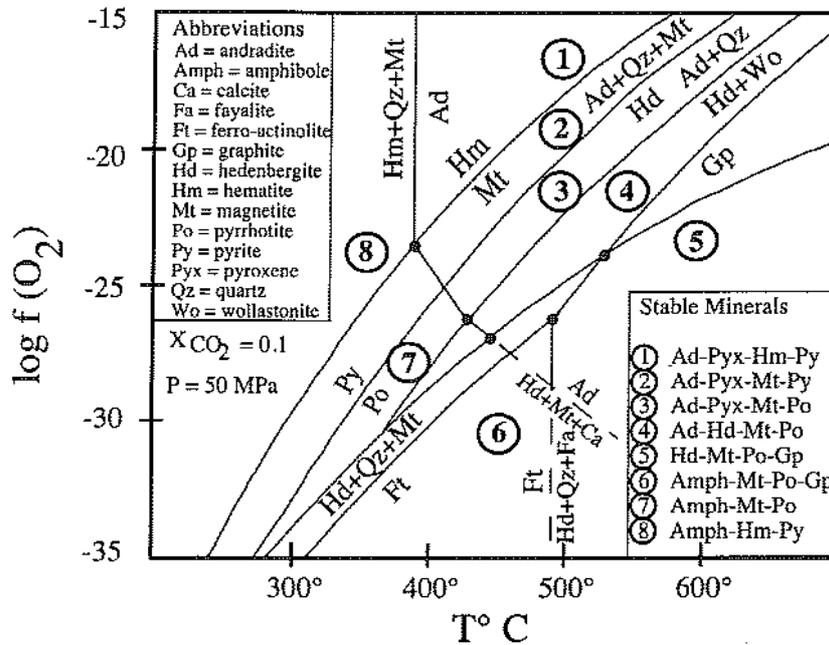


Figure 4.9 : champs de stabilité des minéraux classiques d'un skarn (MEINERT *et al.*, 2005). Les skarns oxydés présentent les associations minérales 1, 2 et 8 ; les skarns réduits présentent les associations minérales 3, 4 et 7.

4.3.2.d Les conditions chimiques

Les inclusions fluides dans les minéraux des skarns montrent que la salinité des fluides originels est élevée (35-60 % équivalent NaCl) et portée par plusieurs minéraux-filles tels que NaCl, KCl, $CaCl_2$, $FeCl_2$, $CaCO_3$, CaF_2 , C, $NaAlCO_3(OH)_2$, Fe_2O_3 , Fe_3O_4 , AsFeS, $CuFeS_2$ et ZnS (MEINERT, 1992 ; MEINERT *et al.*, 2005, et références incluses). La variation d'abondance de ces phases solides au sein des inclusions fluides renseigne sur la nature des fluides incriminés, ainsi que sur leur degré de mélange. La salinité, tout comme la température, tend en effet à diminuer au cours de l'évolution d'un skarn, à mesure que les saumures magmatiques se mélangent aux eaux issues de la déshydratation de l'encaissant, puis aux eaux météoriques.

Les inclusions fluides révèlent également la présence de volatils dont CO_2 , CH_4 , N_2 ou H_2S . Sans surprise le CO_2 domine, mais là encore les abondances relatives entre ces phases gazeuses fournissent des renseignements sur l'état d'oxydation du système (MEINERT *et al.*, 2005, et références incluses). Ce dernier paramètre, de même que le pH, est également renseigné par la composition chimique des grenats et pyroxènes, et plus particulièrement la nature du Fe qu'ils incorporent (Fe^{2+} ou Fe^{3+}), ou encore la nature de la minéralisation associée.

D'autres volatils comme les halogènes (F, Cl, B) ou encore l'eau jouent un rôle déterminant dans les processus minéralisateurs (transport, dépôt...). **Les travaux expérimentaux, parmi lesquels ceux de BARNES (BARNES, 1979) ou de HEMLEY (HEMLEY *et al.*, 1992), ont montré que le Fe se trouve dans les fluides hydrothermaux sous forme de complexes chimiques chlorurés. La nature de ces complexes dépend de la température : la forme Fe^{2+} est plus stable entre 50 et 200°C, FeCl^+ entre 200 et 300°C et enfin FeCl_2 pour des températures supérieures à 300°C.**

Si les fluides jouent un rôle majeur dans le processus de skarnification, l'étude des roches originelles n'est pas en reste quant à déterminer les conditions chimiques initiales du système, puis son évolution. Les investigations isotopiques ($\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$) menées sur les minéraux permettent ainsi de retracer les sources des fluides par comparaison entre les signatures isotopiques connues des différents réservoirs : *e.g.* le $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ des calcaires et dolomies est de 20-30 ‰ (KARIMZADEH SOMARIN, 2004 ; BASKARAN, 2011). Les grenats, pyroxènes et quartz de la plupart des skarns ont ainsi des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ comprises entre 4 et 9 ‰, typiques d'une dérive depuis des saumures magmatiques (MEINERT *et al.*, 2005, et références incluses), mais le plus souvent les minéraux marquent un mélange entre les sources magmatique, sédimentaire locale et météorique (Figure 4.10).

Les études isotopiques du soufre menées sur les sulfures des skarns (pyrite, pyrrhotite, molybdénite, chalcopyrite, sphalérite, bornite, arsénopyrite et galène) présentent une fourchette étroite de valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ qui suggère une source exclusivement magmatique (-12.2 à +0.7 ‰ ; SHIMAZAKI & YAMAMOTO, 1979).

Au-delà des analyses géochimiques, des expérimentations visant à contraindre les conditions de formation des différents minéraux du skarn (souvent pris individuellement et non en accord avec les assemblages) ont également été menées. Ces expériences ne seront cependant pas détaillées dans cette synthèse.

4.4 Exploration des gisements de type skarn

De la reconnaissance des traits caractéristiques à la compréhension des conditions de genèse d'un type de gisement, la recherche en géologie minière contribue à élaborer un modèle génétique (Figure 4.11) qui facilitera aux géologues l'exploration. Dans le cas des skarns métallifères, plusieurs métallotectes permettent de les reconnaître directement sur le terrain, puis de confirmer leur présence par des méthodes géochimiques et/ou géophysiques.

Ne l'oublions pas, la cartographie d'un skarn se base essentiellement sur sa minéralogie, à partir de laquelle on il est possible d'obtenir des informations sur la taille globale du système, ses caractéristiques ainsi que ses conditions de genèse. Ainsi en surface, la présence de zones étendues de cornéennes et autres silicates calciques est un indice évident d'un skarn potentiel. Par ailleurs, la couleur des minéraux forme un gradient pouvant renseigner sur la distance à la zone de contact avec l'intrusion magmatique ; les grenats donnent une couleur brun à rouge foncé aux roches à son niveau, tandis que l'apparition plus distale de chlorite et

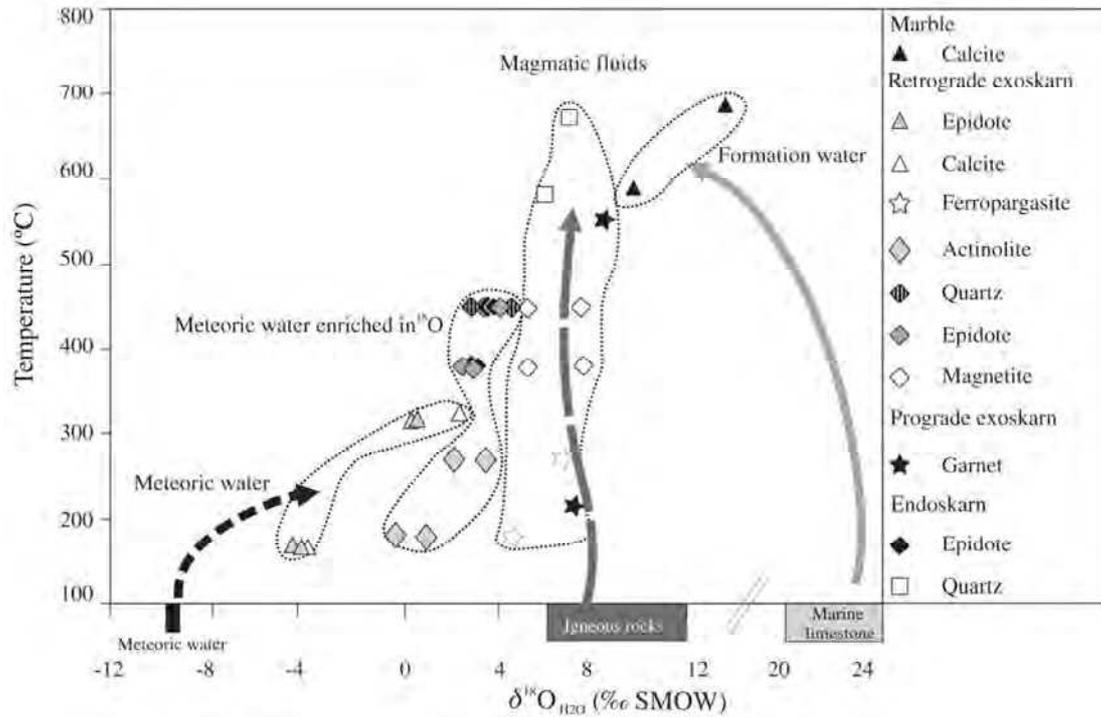


Figure 4.10 : températures vs $\delta^{18}\text{O}$ des eaux à l'équilibre avec les minéraux d'un skarn ferrifère associé à une diorite du district de Vegas Peladas (Argentine ; PONS *et al.*, 2009). Les flèches représentent les différentes sources des fluides impliqués.

d'épidote les rendent plus vertes et plus pâles. En l'absence de ces indices minéralogiques, le géologue peut repérer à proximité d'intrusions des brèches ou stockwerks, témoins d'une activité hydrothermale notable. **Les chapeaux de fer constituent également un bon indice dans le cas des skarns ferrifères.**

Les zones distales d'un skarn peuvent présenter des halos de dispersion, concentrations anormales de métaux traces détectables au moyen de la géochimie. Les valeurs décrites par MEINERT *et al.* (2005) comme généralement anormales pour les skarns sont : 75 ppb Au, 5 ppm Ag, 50 ppm As, 1 ppm Sb, 50 ppm Bi, 1 ppm Te, 5 ppm Se, 250 ppb Hg, 10 ppm Cd, 100 ppm Cu, 100 ppm Cu, 100 ppm Pb, 200 ppm Zn, 100 ppm W, 25 ppm Mo, 50 ppm Co, 75 ppm Ni, 25 ppm Cr. Chaque type de skarn présente cependant une suite d'éléments et des seuils qui lui sont propres. Dans certains cas, la prospection alluvionnaire peut se révéler utile (scheelite pour les skarns à W).

Les skarns présentent parfois également des anomalies géophysiques gravimétriques ou sismiques, liées à leur masse généralement plus dense que celles de leurs encaissants. De plus, le skarn et son pluton associé peuvent générer une anomalie magnétique : elle est positive pour le skarn s'il est oxydé et contient de la magnétite ou de la pyrrhotite, et négative dans le pluton à cause de la transformation de la magnétite primaire en ilménite (MEINERT *et al.*, 2005, et références incluses). Les campagnes électriques (*e.g.* polarisation provoquée) sont à considérer avec précaution car le métasomatisme des roches carbonatées implique une redistribution du C et le graphite peut donc affecter le signal. Enfin, les campagnes aéroportées permettent d'identifier par spectroscopie les altérations et donc les phases minérales individuelles.

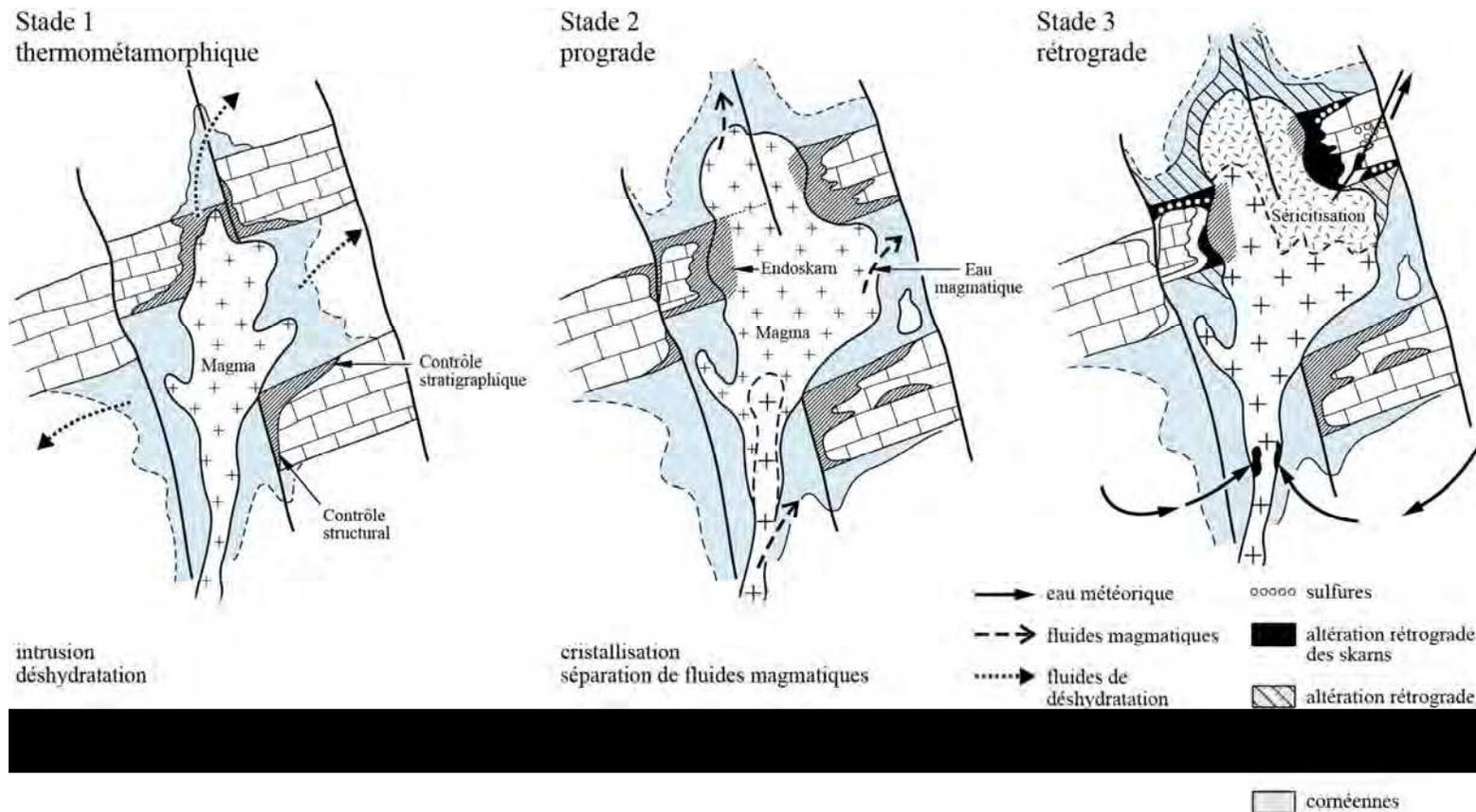


Figure 4.11 : modèle génétique simplifié des gisements de type skarn (JEBRAK & MARCOUX, 2008). (A) Le premier stade voit l’ascension d’une intrusion magmatique au sein d’une séquence carbonatée. La différence de température induite entraîne la déshydratation de l’encaissant, ainsi que la formation d’une auréole métamorphique ; (B) Au stade prograde, tandis que le pluton refroidit et que les saumures magmatiques s’en extraient, la metasomatose commence son œuvre : au sein du magma (endoskam) et de l’encaissant (exoskam), les silicates anhydres tels que les grenats et les pyroxènes cristallisent. C’est à l’issue de ce stade que la minéralisation se met en place. Si les métaux sont supposés provenir de l’intrusion magmatique, leurs mécanismes exacts d’extraction et de concentration sont pour l’heure toujours à l’étude ; (C) A mesure que le système refroidit et que les fluides se mélangent aux eaux météoriques, des silicates hydratés (chlorites, épidotes...) remplacent progressivement les minéraux de la phase prograde. Ce stade rétrograde prend plus d’ampleur si le milieu est superficiel, là où la déformation est cassante.

