



HAL
open science

Métamorphismes extrêmes et refroidissement de la Terre

Christian Nicollet

► **To cite this version:**

Christian Nicollet. Métamorphismes extrêmes et refroidissement de la Terre. *Géochronique*, 2015, Regards croisés sur le métamorphisme, 136, pp.27-33. hal-01691998

HAL Id: hal-01691998

<https://uca.hal.science/hal-01691998>

Submitted on 26 Jan 2018

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.

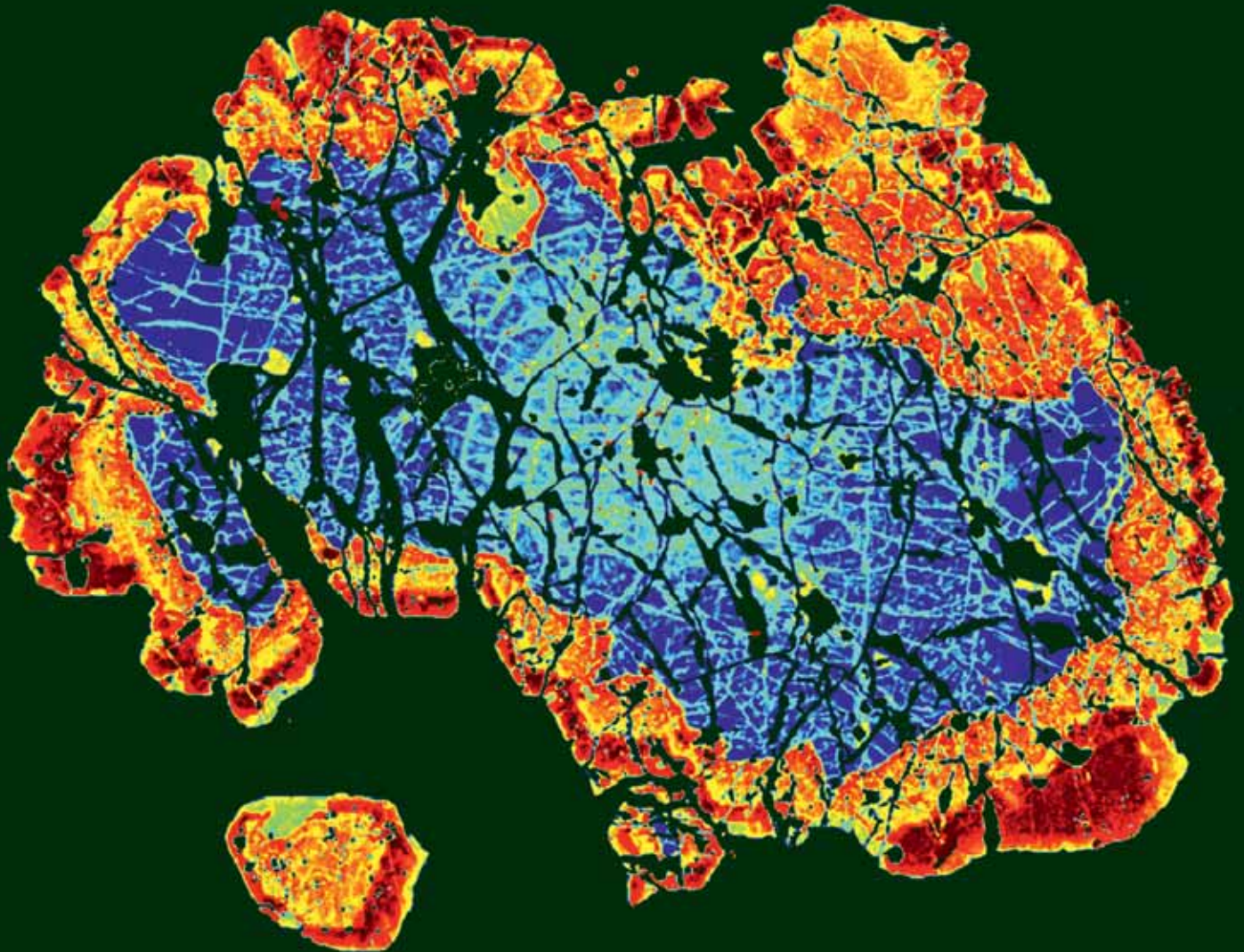
L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

GÉOCHRONIQUE

Magazine des Géosciences

Décembre 2015 / 20 €

n°136



Regards croisés sur le
Métamorphisme

Métamorphismes extrêmes et refroidissement de la Terre

La Terre se refroidit ; au début de l'Archéen elle était quatre fois plus chaude qu'aujourd'hui et deux fois plus chaude à la fin. Aussi est-il envisagé que le style tectonique ait évolué au cours du temps et que la tectonique des plaques, telle que nous la connaissons à l'heure actuelle, avec des déplacements horizontaux importants et des zones de convergence aux limites des plaques caractérisées par la subduction suivie de la collision, n'a pas été toujours opérationnelle. On peut proposer la succession de trois épisodes géodynamiques majeurs : le plus ancien correspondrait au modèle de « couvercle stagnant » (*Reese et al., 1999*) dans lequel la « lithosphère » immobile n'était pas solidaire d'un manteau convectif, très précoce sans doute dans l'histoire de la Terre. Cet épisode aurait été suivi d'un modèle de subduction chaude lors de la mise en place du régime de la tectonique des plaques et pour finir, le modèle opérant encore à l'heure actuelle, le modèle de subduction froide. Ceci a des implications sur la genèse de la croûte continentale (CC) qui se forme principalement, à l'époque actuelle, par fusion partielle du coin mantellique des zones de subduction. Pendant l'épisode de « subduction chaude », la CC se serait formée par fusion partielle de la lithosphère océanique plongeante (Martin, 1986). Quant à l'époque la plus ancienne, avant l'initiation de la tectonique des plaques, la

croissance crustale se serait faite par accréation verticale et différenciation magmatique (voir encadré Modèles de genèse de la croûte continentale). Reste à définir les modalités précises de ces différents modèles géodynamiques et des époques de transition : comment et quand ?

Quelle a été la durée de vie du « couvercle stagnant » dans un globe très chaud avec une convection vigoureuse susceptible d'engendrer rapidement une tectonique de plaques de petite taille ? Comment fonctionnait cette tectonique des plaques dans un globe chaud dans lequel une production magmatique sans doute volumineuse devait générer une croûte et une lithosphère épaisse (Karson, 2001), contrariant le déplacement des microplaques ? Pour beaucoup d'auteurs, la tectonique des plaques aurait débuté il y a environ 3 Ga (Pease *et al.*, 2008), au Néoarchéen, période de production de 50 à 70 % de la croûte continentale actuelle (Hawkesworth *et al.*, 2013). Mais il n'y a pas un réel consensus sur la question. Pour certains, la tectonique des plaques aurait débuté dès l'Archéen (Smithies *et al.*, 2003) ; pour d'autres, pas avant le Néoprotérozoïque (Stern, 2005) !

Dans la mesure où le métamorphisme permet d'évaluer les conditions thermiques d'une région, cette discipline est susceptible d'apporter des éléments concernant l'évolution thermique du

Modèles de genèse de la croûte continentale

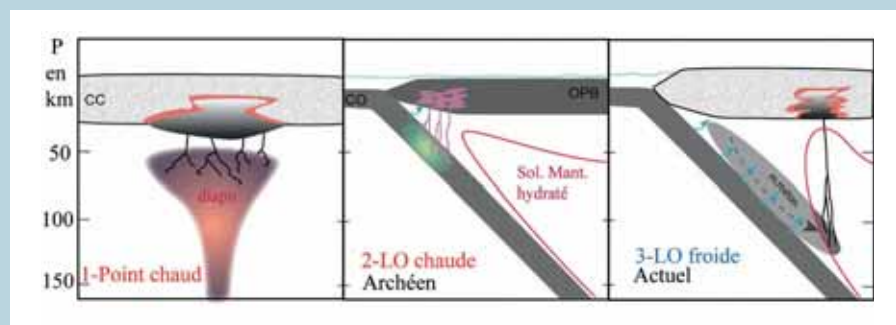
1 - Genèse de la croûte continentale (CC) par accréation verticale par apport magmatique à la faveur d'un panache mantellique ; le diapir mantellique fond à faible profondeur et le magma basique produit pénètre la croûte.

2 - Dans le cas d'une subduction de lithosphère chaude, la croûte océanique (CO) hydratée par l'eau des océans fond à faible profondeur : le magma produit par cette fusion partielle est adakitique* (en violet), il a une composition proche de celle de la CC. C'est une situation qui a pu prévaloir à l'Archéen. À l'époque actuelle, on la trouve dans les régions où la ride océanique et la croûte très jeune sont subduites, telles que les côtes ouest de l'Amérique centrale.

3 - Dans le cas d'une subduction de lithosphère froide, la lithosphère océanique (LO) se déshydrate (flèches bleues) et métasomatise le coin mantellique (m.métas.) dont la fusion, lorsque, celui-ci atteint la température de 1 000°C (solidus du manteau hydraté : Sol.Mant.hydraté) produit un magma basique. C'est ce que l'on observe dans la majorité des zones de convergence actuelles.

On remarque que, dans les figures 1 et 3, le magma juvénile est basique et provoque la fusion de la CC intrudée (en rouge). D'autre part, ce magma basique se différencie pour donner des magmas de composition intermédiaire comparables à ceux de la CC moyenne, tandis que des cumulats basiques, plus denses, retourneraient dans le manteau par un processus de délamination.

Le choix de la croûte chevauchante est arbitraire. OPB : basaltes de plateau océanique.



globe. A priori, la répartition dans le temps des métamorphismes extrêmes est en accord avec le lent refroidissement du globe : le métamorphisme d'Ultra Haute Pression - Basse Température, stade ultime du métamorphisme de gradient de HP-BT est essentiellement connu au Phanérozoïque et rare au Néoprotérozoïque ; le métamorphisme d'Ultra Haute Température (UHT) est presque exclusivement connu au Précambrien, à l'exception de deux exemples phanérozoïques. Est-ce que ces métamorphismes extrêmes ont pour seule cause le refroidissement du globe ? Quelles autres informations nous fournissent-ils ?

Le métamorphisme d'Ultra Haute Pression (UHP)

Le métamorphisme d'UHP caractérisé par la présence de minéraux tels que la coésite, le diamant ou encore la présence de textures témoignant de la déstabilisation de grenat majoritaire (voir Le métamorphisme de (ultra) haute pression : deux siècles de débats et Les apports de l'expérimentation à la modélisation des processus métamorphiques) indiquent que des roches ont pu être enfouies jusqu'à 200 km de profondeur, voire plus avant d'être exhumées. Les formations d'origine continentale affectées par ce métamorphisme témoignent de la subduction de la croûte continentale attachée à la lithosphère océanique survenant à la fin de la subduction océanique et précocement à la collision. Leur préservation nécessite une exhumation rapide.

Le métamorphisme d'UHP néoprotérozoïque, témoin du début de la tectonique des plaques ou de la transition entre subduction chaude et subduction froide ?

L'exemple le plus ancien actuellement connu, au Mali, est daté à 620 Ma (Jahn *et al.*, 2001). Pour certains auteurs (Stern, 2005), ce premier témoin de l'UHP ainsi que ceux un peu plus anciens des Schistes bleus (entre 700 et 800 Ma ; Maruyama *et al.*, 1996), marqueraient le début de la subduction et de la tectonique des plaques actuelle. Cependant, l'existence d'éclogites plus anciennes, jusqu'à 2 à 2,7 Ga (Dokukina *et al.*, 2014) suggère qu'un régime de subduction plus ancien que 1 Ga a pu exister. Cette absence de métamorphisme UHP et de Schistes bleus au-delà du Néoprotérozoïque peut laisser supposer aussi une évolution du gradient (de température) de subduction qui aurait diminué au cours du temps. Avant le Néoprotérozoïque, le gradient de subduction ne devait pas passer dans le champ du faciès Schiste bleu, mais dans celui du faciès Amphibolite. À plus haute pression, le gradient traverserait le faciès Éclogite de HT et/ou celui du faciès Granulite de HP. Les « ultra hautes pressions », correspondant aux profondeurs de stabilité du minéral isograde coésite, seraient atteintes à des températures de plus de 1 100°C, températures qui sont celles du liquidus de la croûte continentale (Harley, 1998). Dans ces conditions, il ne pouvait y avoir de roches métamorphiques d'UHP.

Validité de l'âge de cette transition

Quelle que soit la signification de cette transition, il est possible d'en discuter l'âge. L'absence de Schistes bleus et de témoins d'UHP avant le Néoprotérozoïque prouve-t-elle que ces roches n'ont pas existé avant ? La rareté des témoins anciens peut être liée à la difficulté de la préservation de ces roches qui sont des témoins précoces dans l'évolution géodynamique d'une chaîne, dans des formations qui, par ailleurs, ont souvent une histoire géologique polycyclique.

En France, dans la chaîne récente alpine, les méta-ophiolites dans les conditions du faciès Schiste bleu se situent en moyenne à 2 000 m d'altitude. Dans quelques dix millions d'années la majorité de ces roches seront érodées. Dans la chaîne hercynienne française, ces témoins Schistes bleus sont rarissimes, à l'exception du magnifique gisement de l'île de Groix (fig. 1-21) ; il en est de même des roches d'UHP : en très peu de temps géologique, ces témoins de la « subduction froide » ont quasiment disparu dans une chaîne de moins de 0,4 à 0,2 Ga. Que peut-il donc rester de ces témoins précoces dans des chaînes de 1 Ga et plus ?

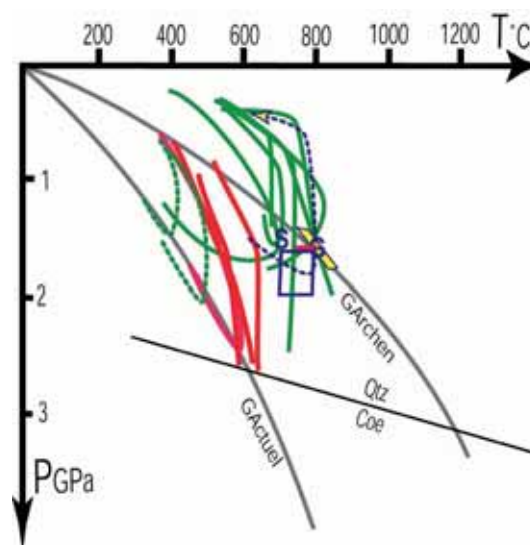


Fig. 1-21. – Hypothétique géotherme de subduction à l'Archéen comparé au géotherme de subduction (moyen) actuel.

Compilation des trajets PT de la chaîne alpine dans les Alpes occidentales (en rouge) et de la chaîne hercynienne dans le Massif central (en vert) et l'île de Groix (pointillés verts). Conditions PT de quelques éclogites précambriennes : S et quadrilatère jaune G : éclogites archéennes (2,7 Ga) du craton Baltique (Salma et Gridino) ; flèche en pointillés bleus et segment rouge : éclogites paléoprotérozoïques (2 Ga) de Tanzanie et du Cameroun ; rectangle bleu : éclogites néoprotérozoïques du Togo.

Évolution progressive du gradient de subduction

Quel que soit l'âge de cette transition, acceptons l'hypothèse que celle-ci marquerait le début de la subduction froide. Avant cette période de transition, la subduction se faisait dans des conditions d'un gradient métamorphique de Moyenne Pression – Haute Température (MP-HT). Si tel

était le cas, il est vraisemblable que le changement de gradient s'est fait de manière progressive. Les roches susceptibles d'être des témoins de la subduction au Précambrien enregistrent-elles cette décroissance du gradient depuis l'Archéen jusqu'au Néoprotérozoïque ? Il est clair que dans les conditions de moyen degré de ce gradient, des métabasites dans les conditions du faciès Amphibolite ne représentent pas des témoins indéniables d'un gradient de subduction précambrien. Dans les conditions de haut degré de ce gradient, des métabasites dans les conditions des faciès Granulite de HP et/ou faciès Éclogite de HT pourraient être les témoins de la subduction chaude (Brown, 2014).

Les compilations des évaluations des conditions du faciès Granulite de HP en fonction du temps (Brown, 2014) ne montrent pas d'évidente décroissance d'un gradient de subduction. Ceci peut s'expliquer par le fait que le faciès Granulite de HP apparaît dans des contextes géodynamiques variés et ne peut pas être considéré comme exclusif d'un gradient de subduction précambrien. Citons, à titre d'exemple, les granulites à grenat - clinopyroxène du craton archéen lewisien de Scourie (fig. 1-22). Ces roches représentent les paragenèses type des métabasites dans les conditions du faciès Granulite de HP. Celles-ci sont interprétées, selon les auteurs, comme témoins de la subduction archéenne (Sajeev *et al.*, 2012) ou bien comme témoins de la croissance crustale par accréation magmatique verticale (Johnson et White, 2011).

Les éclogites précambriennes, en admettant qu'elles soient des témoins indéniables de la subduction, sont trop rares pour pouvoir tirer des conclusions des quelques évaluations thermobarométriques des conditions du contexte de subduction archéenne (Dokukina *et al.*, 2014), paléoprotérozoïque (Möller *et al.*, 1995), néoprotérozoïque (Agbossoumonde *et al.*, 2001 ; fig. 1). La caractérisation des gradients de HP de subduction au Précambrien se heurte à de nombreuses difficultés. La première difficulté est liée à l'incertitude sur les estimations P, T et t et leur interprétation : les conditions du pic en pression sont-elles conservées ? Une évaluation sur le trajet rétrograde d'exhumation, à une pression inférieure au pic en pression, indiquerait un gradient de subduction plus chaud qu'il n'était en réalité (voir encadré 2 « De la convergence océanique à la collision intracontinentale »).

Quels gradients sont préservés dans les chaînes anciennes ?

Un gradient de subduction ne dépend pas seulement de la situation thermique du globe en un temps donné, mais de nombreux paramètres géodynamiques : vitesse de l'enfouissement, température de la plaque plongeante (dont le cas extrême est la subduction d'une ride ; Cross *et al.*, 2015), etc.

Et la question sans doute la plus importante est : qu'enregistrent les roches métamor-

phiques dans une chaîne de montagnes, a fortiori si celle-ci est ancienne ? Ces roches enregistrent principalement les changements de régimes thermiques (et géodynamiques) successifs : subduction océanique, puis subduction continentale, collision et enfin exhumation. Il y a peu de chance de conserver les témoins de l'étape précoce, la subduction océanique et du début de la convergence continentale avec la subduction continentale (et éventuellement le métamorphisme d'UHP). Par contre, seront mieux préservés les stades de la collision et de l'exhumation, stades de plus haute température et plus basse pression que les précédents (voir encadré 2).

Dans les chaînes récentes, on a remarqué la rareté des éclogites à lawsonite, considérées comme les témoins de la subduction océanique froide (Tsuji *et al.*, 2006), par rapport aux éclogites à épidote, correspondant, elles, à un gradient de plus haute température et témoignant déjà de la transition vers la collision continentale et/ou du début de l'exhumation.

Comparons sur la figure 1-21, les trajets PT de la chaîne alpine dans les Alpes occidentales (Lardeaux, 2014a) et de la chaîne hercynienne dans le Massif central (Lardeaux, 2014b) et l'île de Groix (Bosse *et al.*, 2002). Dans les Alpes, les trajets sont centrés autour d'un gradient (moyen) de subduction actuel. Dans le Massif central, les trajets préservés sont généralement de plus haute température. La majorité des roches de HP sont souvent de HT et préservent exceptionnellement les conditions PT des stades précoces de la collision intracontinentale, postérieurement à la subduction océanique. Seules les roches de l'île de Groix enregistrent un gradient proche d'un gradient de subduction actuel, comme dans les Alpes, sans doute parce que cette formation est restée en dehors de la zone de collision hercynienne, après la subduction responsable du métamorphisme de HP-BT qui a ainsi été préservé.

Si les témoins thermiques du stade précoce de la subduction sont si rarement préservés dans une chaîne paléozoïque, on conçoit que de tels témoins soient rarissimes dans les chaînes précambriennes ! Il est vraisemblable que dans ces dernières, la majorité des granulites de HP et éclogites ne témoignent pas d'un gradient de subduction mais des conditions de plus haute température, lors de l'incorpo-

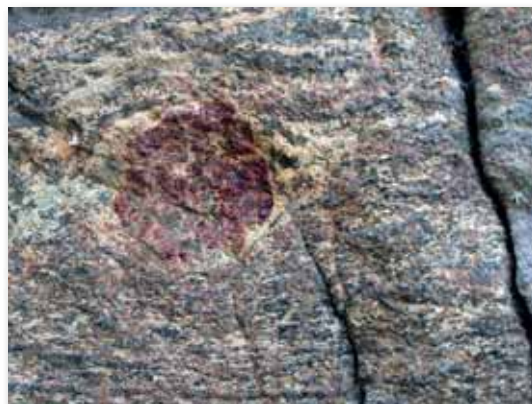


Fig. 1-22. – Les métabasites granulitiques de HP du craton archéen lewisien de Scourie (Écosse) témoignent-elles d'un gradient de MP-HT de subduction archéenne ou au contraire d'un processus de croissance crustale par accréation magmatique ?

De la convergence océanique à la collision intracontinentale...

... la situation thermique dans la lithosphère évolue. Lors de la subduction de la lithosphère océanique (LO), celle-ci s'enfonce rapidement sous la lithosphère chevauchante. Les roches, mauvaises conductrices de la chaleur, se réchauffent lentement et il s'établit un géotherme de subduction froid (ligne pointillée rouge). Celui-ci est fonction de différents paramètres tels que la vitesse de la convergence mais également de la température de la LO plongeante qui est fonction de son âge. La majeure partie de la LO disparaît dans le manteau (étoile blanche sur la fig. t1). L'échantillon 1 peut être exhumé (et érodé) précocement tandis que se poursuit la subduction, comme on peut l'observer sur la côte ouest des Amériques. Le trajet d'exhumation est proche de celui de l'enfouissement (étoile rouge 1 sur la fig. t1).

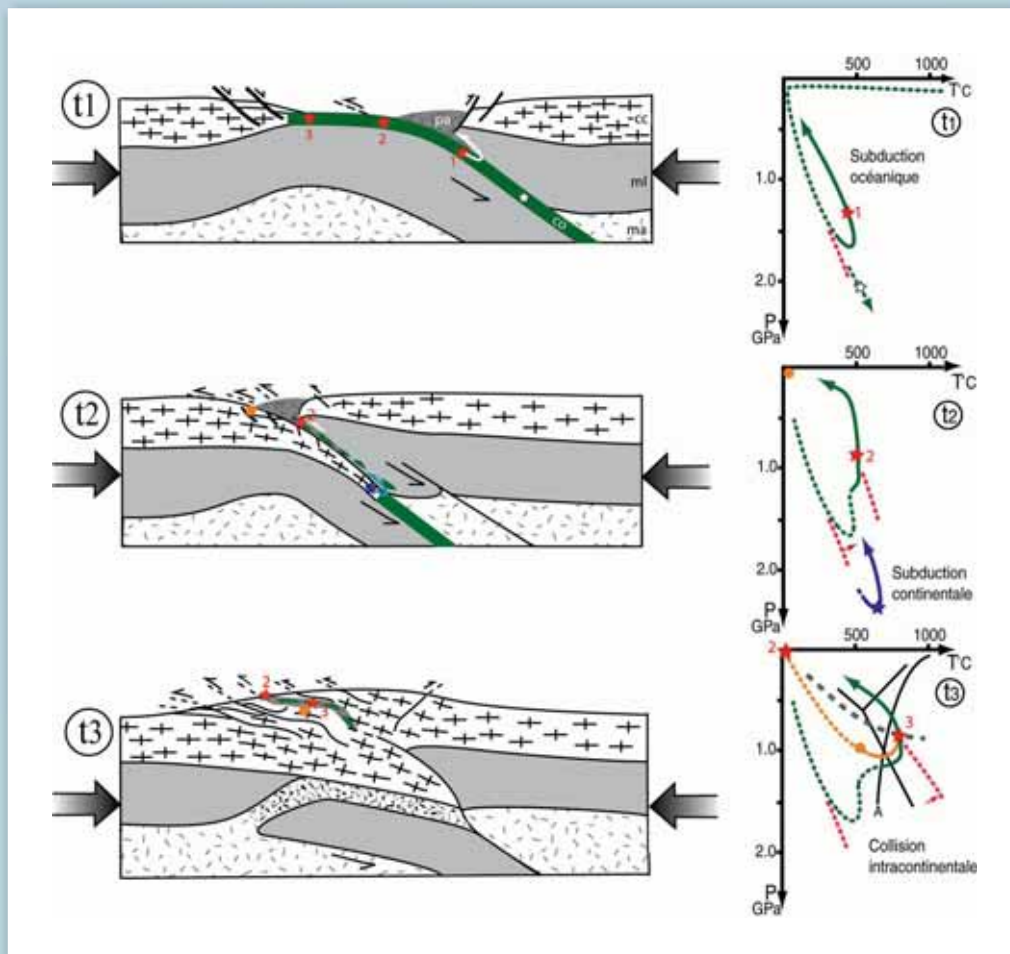
À t2, lorsque l'océan est totalement enfoui, des roches de la LO continuent d'être exhumées (étoile 2). La croûte continentale (CC) est entraînée à son tour dans la subduction (étoile bleue) et peut atteindre les conditions d'UHP. La vitesse de convergence diminuant et la superposition de matériaux de la CC – riches en éléments radioactifs, sources de chaleur – entraînent une variation du géotherme de la convergence qui devient plus chaud. C'était la situation des Alpes occidentales il y a environ 30 Ma.

Les roches d'UHP de la croûte continentale sont ramenées rapidement à la surface lorsque celles-ci se détachent de la LO qui les tractait.

À t3, la majorité des roches décrites précédemment est exhumée et érodée. Des portions de LO sont incorporées dans la chaîne intracontinentale dans une situation thermique identique à celles des roches de la croûte continentale, telle la roche matérialisée par le point orange.

Les portions des trajets P-T en ligne continue sont les plus susceptibles d'être préservées ; les portions en tirets ne seront préservées que par de rares reliques. La rareté de la préservation du pic en pression du trajet de l'échantillon 3 rend difficile la caractérisation du gradient de la subduction océanique précoce.

Le point triple des silicates d'alumine, le gradient métamorphique de MP-HT (tirets épais) et la courbe d'anatexis hydratée (A) sont donnés à titre de repère. Pour des raisons de lisibilité, les trajets des différentes roches ne sont pas reportés sur toutes les figures. ma : manteau asthénosphérique, ml : manteau lithosphérique, co : croûte océanique, cc : croûte continentale, pa : prisme d'accrétion.



ration de portions de lithosphère océanique dans la croûte continentale.

Le métamorphisme d'ultra haute température (UHT)

Le métamorphisme d'UHT est le stade ultime du métamorphisme de gradient de BP-HT, au delà de 900°C pour des pressions modérées, dépassant rarement 10 à 15 kb (1 à 1,5 GPa). Sa particularité essentielle est de se situer à plus haute température que les différentes étapes de fusion de la croûte continentale : fusion hydratée et fusion fluide absent (fig. 1-23).

Ce métamorphisme est caractérisé, dans les roches essentiellement crustales, par des parage-

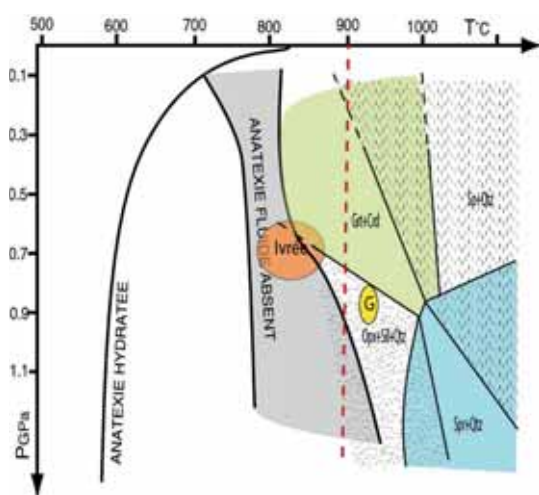
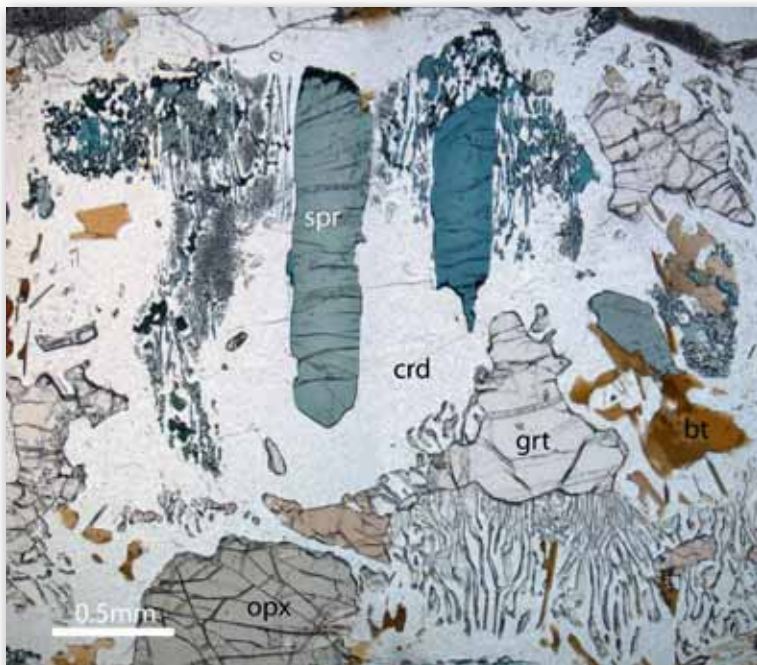


Fig. 1-23. – Champ de stabilité des assemblages d'UHT et les deux réactions de fusion dans la croûte continentale : anatexie hydratée et fluide absent. Les deux ellipses indiquent les conditions d'équilibre des granulites alpines de la Zone d'Ivrée d'une part, qui ne dépassent pas la réaction de fusion fluide absent de la biotite et celles du complexe d'UHT du Gruf d'autre part. Ligne tirets rouges : limite inférieure arbitraire du métamorphisme d'UHT. Sp : spinelle, Spr : saphirine.

nèses spectaculaires et des minéraux spécifiques tel que saphirine + quartz, spinelle + quartz, orthopyroxène + sillimanite, osumilite (la saphirine est un aluminosilicate ferro-magnésien inosilicate de couleur bleu-vert ; l'osumilite est un cyclosilicate alumineux, magnésien et alcalin ressemblant à la cordiérite ; Harley, 1998 ; Kelsey et Hand, 2015). Les assemblages réactionnels sont parfois extrêmement complexes (fig. 1-24), témoignant d'un rééquilibrage incomplet et de l'enregistrement de différentes étapes, parfois chronologiquement très distinctes, de l'histoire des roches (Goncalves *et al.*, 2004). La préservation de ces assemblages réactionnels témoigne d'une faible cinétique de réaction, malgré les températures extrêmes, due à une phase fluide peu abondante.

Métamorphisme d'UHT et ceintures doubles précambriennes ?

Relativement commun au Protérozoïque, ce métamorphisme est rare au Néoprozoïque et au Phanérozoïque. Cette abondance au Précambrien peut-elle être mise en relation avec le refroidissement du globe ? Le couplage arc magmatique et



zone de subduction suggère que la caractéristique de la tectonique des plaques moderne pourrait être le couplage d'événements métamorphiques contrastés HP-BT/HT-BP dans le contexte de la convergence. Au Précambrien, Brown (2014) propose que le couplage puisse associer un événement métamorphique de HP-HT dans les conditions des faciès Granulite de Haute Pression à un événement d'UHT. Dans ce cas, la rareté de ce métamorphisme au Néoprozoïque et son absence au Paléoprozoïque confirmerait-elle que la tectonique des plaques n'aurait pas débuté avant le Néoprozoïque ? Ou bien elle est à mettre en relation avec la rareté des affleurements de formations archéennes, en particulier si l'on accepte l'hypothèse selon laquelle la croûte continentale se serait formée principalement à la fin de l'Archéen : si 60 à 70 % de la croûte s'est formée à l'Archéen, il resterait moins de 10 % des roches de cet âge (Hawkesworth *et al.*, 2013). Quoiqu'il en soit, un tel couplage d'événements métamorphiques contemporains de HP-HT/UHT-BP n'a jamais été observé au Précambrien.

D'autre part, au contraire du gradient de (U)HP-BT, caractéristique d'un contexte de subduction depuis le Protérozoïque, le gradient de (U)HT n'est pas témoin d'un contexte géodynamique donné. Sa signification géodynamique est variée : divergence des plaques dans le rifting continental et océanique (métamorphisme océanique), précoce dans l'histoire d'une chaîne de collision jusqu'à contemporaine de l'exhumation tardi-orogénique : en somme, à tous les stades de la convergence, de la collision et de l'effondrement d'une chaîne de montagnes. Dans ce dernier cas, il est parfois associé au processus de différenciation de la croûte continentale, tel qu'il a été proposé dans la zone d'Ivrée dans le domaine Sud Alpin (voir ci-dessous).

Les sources de chaleur

À des profondeurs crustales, les températures extrêmes de ce métamorphisme sont très large-

Fig. 1-24. – Granulite d'UHT du complexe du Gruf dans les Alpes. Au voisinage des gros cristaux bleu-vert de saphirine, la cordiérite contient des symplectites complexes à Spr + Sp + Sil. En bas de la photo, le grenat se déstabilise en Opx + Crd.

ment supérieures à celles d'un géotherme moyen de la croûte continentale, même précambrienne. Une des questions essentielles est donc : quelles sont les sources de chaleur à l'origine de ce métamorphisme (Clark *et al.*, 2011) ?

Un apport de chaleur d'origine mantellique est une solution couramment envisagée. À noter cependant que toutes les formations d'UHT ne sont pas associées à des roches mantelliques. Si la croûte continentale d'épaisseur normale n'a pas une production de chaleur radioactive suffisante, par contre un plateau épaissi dans une chaîne de montagnes, tel le plateau du Tibet ou l'Altiplano dans les Andes, pourrait produire suffisamment de chaleur pour que soient atteintes les conditions des UHT. Cependant, l'épaisseur du plateau devrait être maintenue pendant plus de 120 Ma (Clark *et al.*, 2011). Ce délai pourrait être réduit par une contribution de chaleur mantellique par apport magmatique dans les parties profondes du plateau. De même, la présence dans le plateau de roches réfractaires, ayant déjà subi un (ou des) événement(s) d'anatexie et de différenciation intracrustale réduirait la quantité de chaleur nécessaire pour atteindre ces conditions d'UHT par effet « tampon » discuté ci-dessous. Dans le plateau du Tibet (Hacker *et al.*, 2000), des enclaves remontées par des volcans récents (< 45 Ma) témoigneraient à la fois de conditions d'UHT et de l'injection de magmas mantelliques dans la croûte inférieure.

Les granulites d'UHT phanérozoïques

La principale difficulté pour comprendre la signification géodynamique de ce métamorphisme d'UHT réside dans le fait que les granulites d'UHT sont souvent préservées sous forme d'affleurements de petite taille, en « boudins » tectoniques constituant des reliques dans des formations plus récentes et moins métamorphiques : l'absence de structures tectoniques à grande échelle rend difficile la compréhension de leur histoire géodynamique. Aussi, les deux gisements phanérozoïques dont le contexte géologique est connu sont des témoins précieux pour aider à interpréter le métamorphisme d'UHT. Dans l'île de Seram en Indonésie, l'événement d'UHT est daté à 16 Ma sur des roches ayant enregistré par ailleurs une gamme d'âges depuis le Paléozoïque jusqu'au Paléozoïque (Pownall *et al.*, 2014). Les granulites du complexe du Gruf, à l'ouest du massif de Bergell, dans le domaine Sud Alpin des Alpes (fig. 4) ont enregistré deux âges : 272 Ma et 33 Ma (Galli *et al.*, 2011). L'âge de 272 Ma serait celui du pic du métamorphisme d'UHT, tandis que celui de 33 Ma correspondrait à l'empreinte du métamorphisme Lépointin de MP-HT.

Le métamorphisme miocène d'UHT dans le dôme extensif (*core complex*) migmatitique et ultramafique du complexe de Kobipoto dans l'île de Seram serait causé par l'exhumation du manteau sous-continental dans la croûte moyenne, dans un contexte d'extension lithosphérique lié au « retrait de la plaque » lors de la subduction de la plaque de la mer de Banda.

Anatexie précoce, différenciation de la croûte et métamorphisme d'UHT

Le domaine Sud Alpin se situe au sud de la ligne insubrienne qui le sépare des Alpes proprement dites. La vallée de Strona dans la zone d'Ivrée montre une belle coupe de la croûte inférieure et moyenne tardi-hercynienne (voir refs. dans Redler *et al.*, 2012). Elle montre une succession fortement pentée principalement constituée de metabasites et de métapelites métamorphisées dans les conditions du faciès Amphibolite profond (au-delà du champ de stabilité de Muscovite + Quartz) à Biotite – Grenat – Sillimanite – Plagioclase - Quartz auxquelles succèdent au SE des métapelites anhydres à Grenat – Sillimanite – Plagioclase – Feldspath potassique - Quartz témoignant des conditions du faciès Granulite. Ces dernières roches appelées localement « stronalites » représenteraient les résidus de la fusion partielle des métapelites précédentes après extraction du composant granitique, lequel se trouverait dans l'unité supérieure de Strona-Céneri.

Ce processus de fusion partielle à grande échelle a conduit, dans les années 80 à proposer un modèle de différenciation de la croûte continentale dont la partie supérieure est granitique et la partie inférieure est restitique et granulitique (Vielzeuf *et al.*, 1990).

Au cours de l'augmentation de la température, les roches de la croûte inférieure ont subi deux étapes de fusion (fig. 1-23). La première étape est une fusion hydratée vers 600-650°C qui consomme une grande quantité d'eau. Les roches étant déjà significativement déshydratées, cette fusion s'interrompt rapidement par épuisement du fluide et produit une faible quantité de magma qui ne se sépare pas de sa source : magma et restite coexistent pour former les migmatites. À plus hautes températures (750-850°C), une deuxième étape de fusion fait intervenir des réactions de fusion « fluide absent » (ou bien « fusion déshydratation »). Dans ces réactions, la phase fluide n'intervient pas et la production magmatique peut être considérable à partir de roches communes « fertiles » : métapelites, métagrauwackes (Vielzeuf et Holloway, 1988), amphibolites (Wolf et Wyllie, 1994). C'est cette fusion « fluide absent » qui serait à l'origine de la différenciation de la croûte continentale : le magma volumineux se sépare de sa source et monte dans la croûte moyenne et supérieure, laissant une croûte inférieure restitique et granulitique.

Ces réactions de fusion « fluide absent » consomment une quantité considérable de chaleur, si bien que pendant cette fusion, la température n'augmente plus : on dit qu'elle est « tamponnée » (= fixée) par la réaction (Stüve, 1995). Si cette fusion n'arrive pas à son aboutissement, la température ne dépasse pas la température de la réaction qui se situe entre 750 et 850°C.

Dans le domaine Sud Alpin, les températures enregistrées par les granulites de la zone d'Ivrée et régions voisines ne dépassent pas ces valeurs, suggérant que celles-ci sont contrôlées par la fusion

« fluide absent » de la biotite (par ex. Biotite + Sillimanite + Plagioclase + Quartz = Magma + Grenat + Feldspath K) qui produit les « stronalites » restitiques. Seul le complexe du Gruf (fig. 1-24) a atteint les conditions d'UHT. Est-ce seulement dans cette région que la quantité de chaleur a été suffisante pour dépasser le stade de la différenciation crustale et de la fusion de la croûte ? Une deuxième solution peut être proposée pour expliquer les conditions extrêmes des UHT : les roches de la formation en question étaient réfractaires à la fusion et la chaleur a permis l'augmentation jusqu'à ces températures extrêmes. Ce caractère réfractaire a pu être acquis lors d'un épisode de fusion ancien.

Pour tester ce modèle, nous avons réalisé des expériences aux UHT sur le matériel restitique, réfractaire : une « stronalite » de la zone d'Ivrée. Nous avons ainsi obtenu les paragenèses typiques des UHT : Spinelle + Quartz, Saphirine + Quartz, Orthopyroxène + Sillimanite (fig. 1-25).

Il est vraisemblable qu'un épisode de fusion précoce soit une condition préalable qui favoriserait l'acquisition des paragenèses extrêmes du métamorphisme d'UHT dans un quelconque contexte géodynamique impliquant des hautes températures. Notons que les roches miocènes d'UHT du complexe de Kobipoto dans l'île de Seram ont enregistré également toute une gamme d'âges depuis le Paléozoïque jusqu'au Paléozoïque : ces roches anciennes ont eu une histoire longue avec, sans doute, des événements anatectiques susceptibles de les avoir rendues réfractaires avant l'événement d'UHT.

En conclusion

L'estimation de l'évolution thermique du globe au cours du temps à l'aide du métamorphisme n'est pas une chose aisée, car les roches métamorphiques anciennes sont presque exclusivement des roches de la croûte continentale (ou autres roches maintenant incorporées dans la CC et qui en ont subi l'évolution). Or l'évolution thermique de ces roches crustales est fortement contrôlée par une importante source de chaleur radioactive

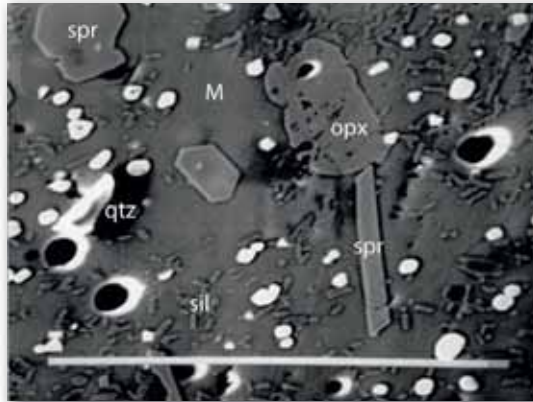


Fig. 1-25. – Assemblage d'UHT à Opx + Sil + Spr + Qtz + M obtenu expérimentalement à 0,8 GPa et 1 020°C à partir d'une « stronalite » de la zone d'Ivrée. La barre blanche mesure 100 µ.

et est loin d'être caractéristique de l'évolution du globe dans son ensemble.

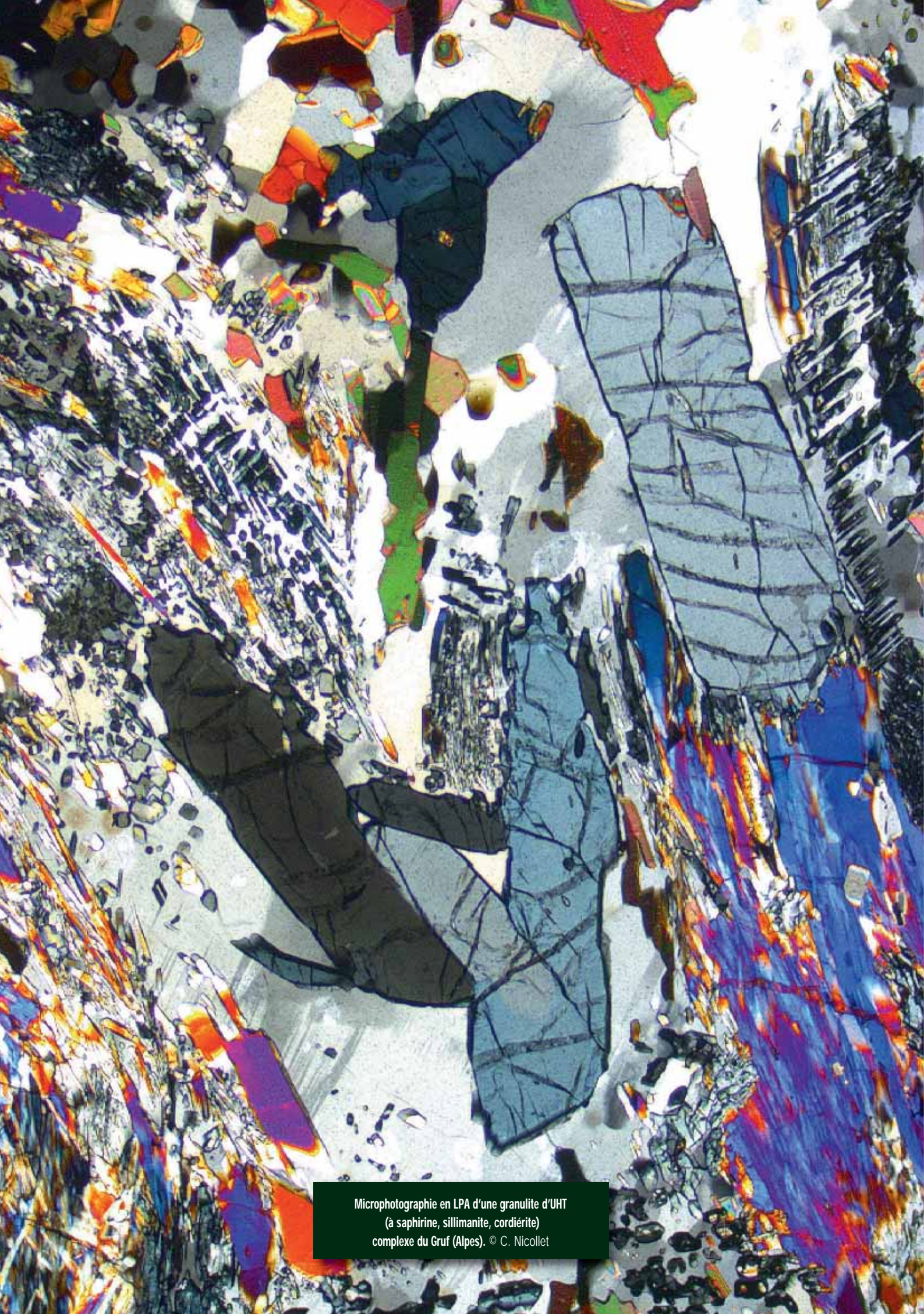
L'apparition du métamorphisme d'UHP est sans doute un jalon majeur de la tectonique des plaques mais il reste à en préciser l'âge et la signification exacte. Une étude pétrologique extrêmement fine, en contrôlant soigneusement le paramètre temps, permettra sans doute de repousser l'âge limite de ce métamorphisme. Celui-ci doit-il être interprété comme témoin d'un changement de régime thermique de la subduction ou bien, au contraire, si aucune variation du gradient de subduction avec le temps n'est démontrée, comme marqueur du début de la tectonique des plaques ?

Bien que le métamorphisme d'UHT soit principalement cantonné au Précambrien, sa relation avec le refroidissement du globe n'est pas évidente. Ce métamorphisme paraît plutôt à relier au processus de fusion (à multiples épisodes ?) et de différenciation de la croûte continentale.

La pétrologie des roches métamorphiques peut, en collaboration avec les autres disciplines, apporter sa contribution pour aider à une meilleure compréhension de la géodynamique ancienne de la Terre. Il ne faut pas perdre de vue que tous les rares témoins de l'histoire précoce de notre globe sont des roches métamorphiques !

■ C. NICOLLET

Lab. Magmas et Volcans, Univ. Blaise Pascal - CNRS - IRD, OPGC, 63038 Clermont-Ferrand



Microphotographie en LPA d'une granulite d'UHT
(à saphirine, sillimanite, cordiérite)
complexe du Gruf (Alpes). © C. Nicollet