

Comment la chaîne hercynienne est-elle «devenue» une chaîne de collision ?

Et qu'en est-il des chaînes Précambriennes ?

Christian Nicollet

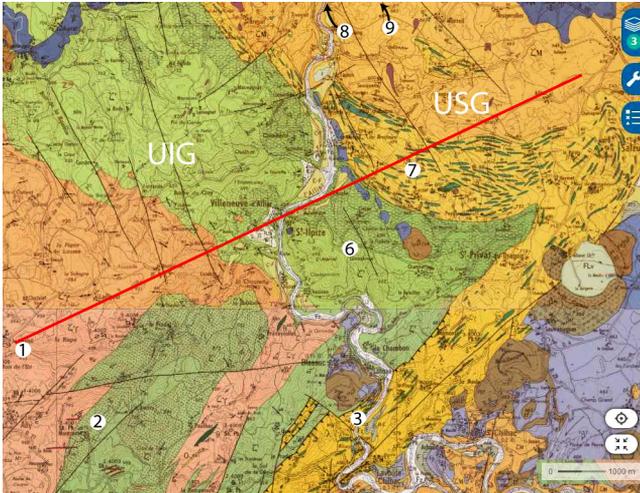
À l'occasion du congrès de l'APBG à Clermont-Ferrand en 1992, une excursion dans la région du Haut Allier montrait que la chaîne hercynienne, malgré ses différences, est une chaîne équivalente à la chaîne alpine, c'est-à-dire résultant de la fermeture d'un océan et collision de ses marges. On analyse dans cet article la démarche qui a amené à cette interprétation dans les années soixante-dix. Cet article est l'occasion de montrer comment évolue les idées en sciences : l'interprétation de la chaîne hercynienne résultant de la convergence des continents dans le contexte de la tectonique des plaques est actuellement complètement acquise, de telle sorte que l'on aurait tendance à oublier que cela n'a pas toujours été le cas. Une approche similaire est envisagée pour aider à l'interprétation des chaînes plus anciennes, précambriennes pour lesquelles les processus géodynamiques qui leurs ont donné naissance pourraient avoir été significativement différents, car formées dans un globe plus chaud.

À l'occasion du congrès de l'APBG qui se déroulait à Clermont-Ferrand en 1992, je proposais avec mon collègue J. Bouloton et avec l'aide précieuse de J. Marchand de l'Université de Nantes, une excursion intitulée « La série métamorphique du Haut Allier : un exemple de l'évolution géodynamique de la chaîne hercynienne » (Nicollet et Bouloton, 1992). J. Marchand connaît bien la région pour l'avoir parcouru en long et en large à l'occasion de sa thèse de 3^e cycle soutenue en 1974. Le sous-titre de cette excursion pourrait être « Comment, dans les années 70, a-t-on démontré que les chaînes anciennes, paléozoïques, étaient similaires aux chaînes récentes ? » En effet, s'il est actuellement complètement admis que la chaîne hercynienne résulte de la convergence des continents dans le contexte de la tectonique des plaques, comme la chaîne alpine, il est bon de rappeler que cela n'a pas toujours été le cas. Les chaînes récentes résultant de la collision des continents dérivants supposent des déplacements horizontaux considérables en relation avec la tectonique des plaques. Dans les années soixante-dix, les déplacements horizontaux associés à

► **Mots clés** : chaîne hercynotype, chaîne alpinotype, tectonique des plaques, nappe, ophiolite, complexe leptyno-amphibolitique, métamorphisme de haute pression, Schistes Bleus, Précambrien,

■ **Christian Nicollet** : professeur à l'Université Clermont - Auvergne, Équipe de Pétrologie Expérimentale, Laboratoire Magmas et Volcans, Clermont-Ferrand ; <http://christian.nicollet.free.fr/>

la formation de la chaîne hercynienne (et des chaînes plus anciennes) étaient supposés faibles. De ce fait, leurs formations étaient supposées antérieures à la tectonique des plaques, laquelle aurait débuté avec la dislocation de la Pangée et la dérive des continents actuels.



1. Extrait des cartes de Brioude et Langeac (1/50 000 du BRGM)

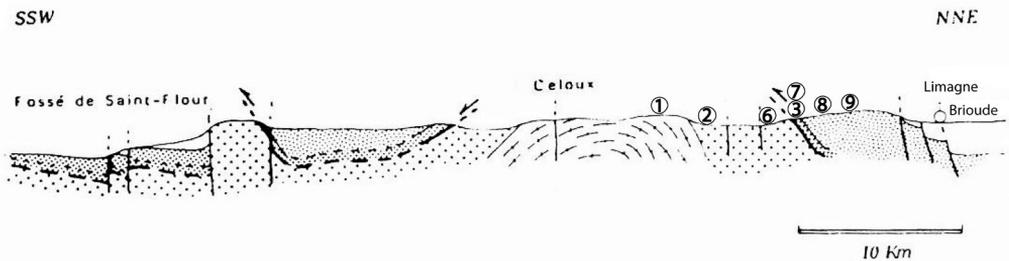
Extrait montrant la superposition de l'Unité Supérieure des Gneiss (USG) comprenant le CLA (couleur jaune avec les lentilles d'amphibolites vertes) et les gneiss migmatitiques (couleur orangée) au NE, sur l'Unité Inférieure des Gneiss (UIG) constituée de gneiss pélitiques à sillimanite (couleur vert clair) et contenant l'orthogneiss du Celoux (couleur saumon). Le segment rouge localise approximativement la coupe de la figure 2 et les chiffres localisent les arrêts de l'excursion décrite par Nicollet et Bouloton (1992).

Une coupe caractéristique de la chaîne hercynienne

Avant d'entamer la discussion, parcourons les trois premiers affleurements proposés dans l'excursion de cette région du Haut Allier (figure 1), à proximité de Brioude (principalement au Sud de cette localité). La dizaine d'affleurements parcourus lors de cette excursion le seront depuis le bas (géologique) de la série vers le haut. À noter que cette notion de « bas » et « haut » est différente de celle des géographes : dans le cas présent, le premier affleurement, au plus bas de la série géologique est le plus haut topographiquement (à près de 1000 m d'altitude).

À l'arrêt n° 1, (200 m à l'est du hameau du Monteil, sur la D 122 ; GPS : $N45^{\circ}10'35''$; $E03^{\circ}19'03''$) nous sommes au cœur du massif orthogneissique du Célox. La roche est peu orientée (= peu déformée) et conserve un aspect granitique ; la paragenèse de la roche est identique à celle d'un granite mais correspond aussi aux conditions du faciès amphibolite. Le massif est intrusif dans les magnifiques gneiss à nodules de sillimanite visibles à l'arrêt n° 2 (200 m au Nord-Est du hameau du Montrome ; GPS : $N45^{\circ}09'29,6''$; $E03^{\circ}20'14''$). Ces gneiss sont méta-

morphisés dans des conditions de la fin du faciès amphibolite, proche de l'anatexie. Une étude élargie aux environs montre que ces conditions sont celles d'un gradient métamorphique de moyennes pressions et hautes températures (MP-HT). Le pendage, presque nul dans l'orthogneiss de l'arrêt 1, plonge légèrement vers l'est à l'arrêt 2. Il s'accroît encore à l'arrêt 3 sur le bord de l'Allier, 1 km au Nord de Lavoûte-Chilhac (*sur la D 585, GPS : N45°09'43,8''; E03°24'35''*) : nous avons parcouru le flanc Est d'un pli kilométrique à grand rayon de courbure (figure 2). La lithologie de cet affleurement n°3 est constituée d'une alternance centimétrique d'amphibolites et de leptynites (= gneiss quartzo-feldspathiques) affectées de plis isoclinaux d'échelle métrique. D'autres gneiss sont à amphibole et biotite. Nous avons là un affleurement typique du **complexe (ou groupe) leptyno-amphibolitique (CLA ou GLA)**, terme proposé par Forestier (1961) pour nommer cette formation effectivement complexe, à la lithologie très variée, alternant en niveaux d'épaisseur allant du centimètre au mètre, voire décamètre. Les conditions métamorphiques sont celles du faciès amphibolite.



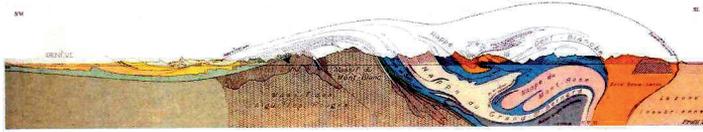
2. Coupe schématique (localisée approximativement sur la figure 1) de la région du Haut-Allier d'après Duthou J.-L. et Floc'h J.-P. (1989).

Si l'on exclue le chevauchement difficile à mettre en évidence, cette coupe montre bien la géométrie simple en antiformes et synformes typique d'une chaîne hercynotype telle que définie par Zwart (1967). Les chiffres localisent les arrêts de l'excursion décrite par Nicollet et Bouloton (1992).

Ces trois affleurements nous donnent un aperçu classique de la géométrie des formations hercyniennes du Massif Central : des lithologies de la croûte continentale, orthogneiss et roches pélitiques (gneiss à sillimanite) et le CLA ; ces lithologies sont métamorphosées dans les conditions du faciès amphibolite d'un gradient de MP-HT. Elles sont affectées de plis d'échelle kilométrique et à grand rayon de courbure (figure 2), ce qui implique un taux de raccourcissement horizontal faible (de l'ordre de 10 %).

Chaîne hercynotype et chaîne alpinotype ?

Cette coupe typique de la chaîne hercynienne est bien différente de celle qui peut être faite dans la chaîne alpine sur laquelle sont dessinées des nappes de grande amplitude (figure 3).



3. Coupe des Alpes réalisée par le géologue suisse Émile Argand dès 1911 montrant des chevauchements de plus de 100 km d'amplitude.

Ceci a amené Zwart (1967) à résumer les différences entre chaîne alpine et chaîne hercynienne et à proposer deux modèles de chaînes : les chaînes alpinotypes et les chaînes hercynotypes.

THE DUALITY OF OROGENIC BELTS

H. J. ZWART¹ 1967

8. *Definition of Hercynotype and Alpinotype Orogenies*

Alpinotype:

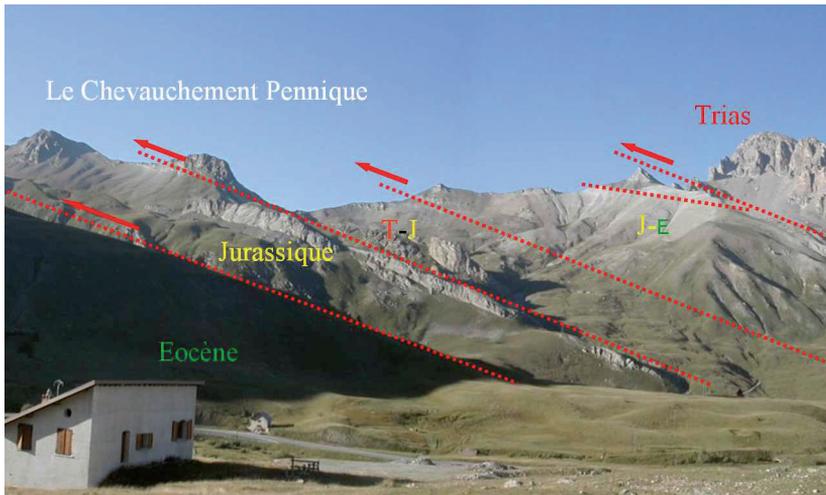
- 1) deep, high pressure metamorphism; thick metamorphic zones
- 2) plurifacial metamorphism dependent on decrease in pressure
- 3) few granites and migmatites
- 4) abundant ophiolite with considerable amount of ultrabasite
- 5) relatively narrow orogen
- 6) large and rapid uplift
- 7) nappe structures predominant.

Hercynotype:

- 1) shallow, low pressure metamorphism; thin metamorphic zones
- 2) plurifacial metamorphism dependent on increase in temperature
- 3) abundant granite and migmatite
- 4) few ophiolites, ultrabasites practically absent
- 5) very wide orogen
- 6) small and slow uplift
- 7) nappe structures missing or rare.

4. Les principales caractéristiques des chaînes hercynotype et alpinotype selon Zwart (1967)

La figure 4 résume les caractéristiques des deux types de chaînes. Les chaînes alpinotypes contiennent des ophiolites que l'on soupçonnait déjà de représenter des portions de croûte océanique obduite sur la croûte continentale. Le métamorphisme est de haute pression-basse température (HP-BT) qui est relié au contexte de subduction. Des nappes montrent des déplacements horizontaux de quelques centaines de km. Dans les chaînes hercynotypes, il y a peu ou pas d'ophiolites (par exemple, l'ophiolite de Chamrousse : Menot et al., 1988) mais une formation énigmatique : le CLA (eg Santallier et al., 1988). Le métamorphisme est principalement de BP/MP-HT et les nappes sont très rares.



5. Panorama au col du Lautaret du chevauchement majeur séparant les zones internes des zones externes des Alpes Occidentales.

La superposition anormale des terrains met en évidence la superposition d'écailles tectoniques chevauchantes. T - J - E : Trias - jurassique – éocène.

Comment met-on en évidence une nappe ? Par la superposition de roches formées en profondeur sur des roches plus superficielles. Dans les Alpes, c'est souvent une superposition inverse de roches sédimentaires qui permet de déceler un chevauchement. Le col du Lautaret en montre un bel exemple. Il marque la limite entre le domaine interne (à l'est) et le domaine externe (à l'ouest) de la chaîne. Le panorama (figure 5) montre une série monoclinale plongeant gentiment vers l'Est. Pourtant l'âge des terrains nous montre une superposition anormale puisque le Trias (terrain le plus ancien, donc le plus profond) constitue le sommet du Grand Galibier tandis que l'Eocène (terrain le plus récent, donc le plus superficiel) se trouve à la base de cette série sédimentaire au col du Lautaret. Dans les chaînes hercynotypes, les superpositions anormales marquant les nappes (ou chevauchements) ne sont que rarement décelables, car souvent matérialisées par les superpositions de roches métamorphiques pas ou mal datées dans les zones internes de la chaîne, formations profondes qui ont encore échappé à l'érosion au contraire des zones externes plus superficielles.

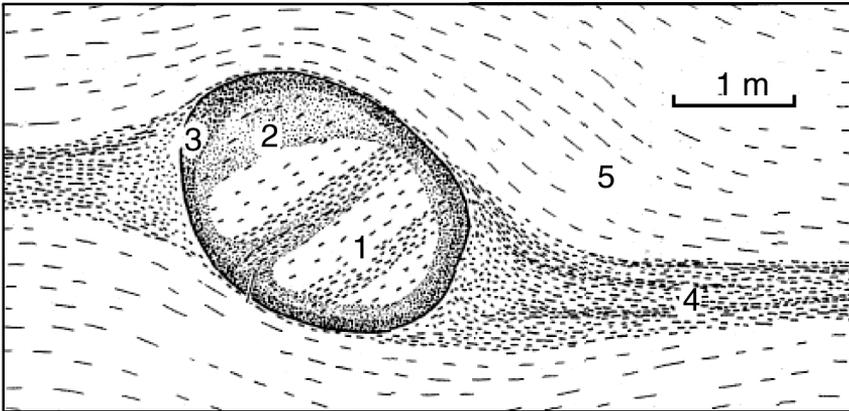
Origine du complexe leptyno-amphibolitique (CLA)

Le complexe leptyno-amphibolitique, terme inventé par Forestier (1961) est une formation aux lithologies variées alternant en niveaux d'épaisseur très variables, allant du cm au mètre - décamètres. Les roches d'origine magmatique basique (et ultrabasique) et acides (leptynites) sont les caractéristiques de ce complexe même si leurs proportions restent souvent modestes (env. 20 %). Pétrographiquement, une leptynite est un gneiss quartzo-feldspatique. Les roches magmatiques basiques sont majoritairement des amphibolites. Les études géochimiques ont montré qu'elles dé-

rivaient de contextes géodynamiques variés, souvent océaniques. Selon le cas, elles seraient le produit d'un magmatisme d'arrière arc, d'un bassin marginal, d'un magmatisme intra-plaque, de marge passive, du stade précoce d'un proto-rift en domaine continental, plus rarement de la croûte océanique de type MORB (eg Santallier et al., 1988, Lardeaux, 2014). Un grand nombre d'autres lithologies contribue au caractère « complexe » de cette formation. Ce sont des roches de la croûte continentale : orthogneiss, roches carbonatées, gneiss variés. Ainsi, cette formation comprend à la fois des lithologies de la lithosphère continentale et de la lithosphère océanique. Quoiqu'il en soit, certaines de ces metabasites sont interprétées comme des reliques de la lithosphère océanique au sens large, **preuves de l'existence d'un océan avant la collision hercynienne.**

Une autre caractéristique fondamentale des CLA est la présence de reliques de haute pression au sein de roches généralement équilibrées dans les conditions du faciès amphibolite d'un gradient de moyenne pression - haute température.

À la recherche des granulites de haute pression



6. Affleurement d'une granulite/éclogite en boudin tectonique

1 - granulite/éclogite fraîche à la paragenèse et la foliation précoce préservées ; 2 - granulite/éclogite partiellement rétrotransformée à texture souvent coronitique préservant les réactions rétrogrades (voir figure 13.6 in Nicollet, 2015) ; en 3 et 4, les minéraux primaires ont disparu et la roche est rééquilibrée dans les conditions du faciès amphibolite similaires à celles des roches encaissantes (5).

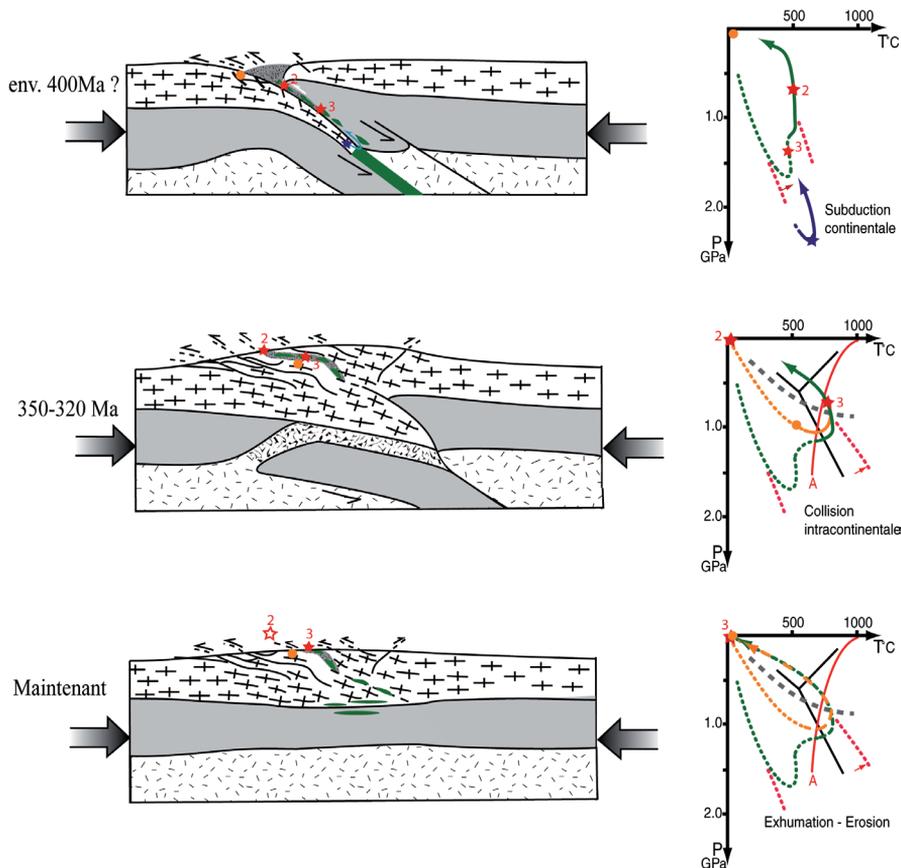
À la suite d'un travail sur le métamorphisme granulitique des métagabbros de Loire Atlantique qui a fait l'objet de sa thèse de 3^e cycle, Bernard Lasnier recherche les granulites dans les metabasites du Haut Allier et soutient sa thèse d'Etat en 1977. Ce travail se localise principalement dans le complexe leptyno-amphibolitique dans lequel ces roches sont relativement abondantes sous la forme de lentilles de petite taille (du centimètre au mètre, rarement plus, figure 6) et accessoirement dans l'unité migmatitique qui se trouve au dessus, dans laquelle ces roches sont relativement

rares. Le CLA et l'unité migmatitique constituent ce que l'on appelle l'Unité Supérieure des Gneiss (USG). Par contre, B. Lasnier ne chercha pas ces granulites basiques dans l'unité des gneiss à sillimanite (laquelle constitue l'Unité Inférieure des Gneiss (UIG) puisqu'elle se trouve sous la précédente) dans laquelle les metabasites sont notoirement absentes. Parallèlement, Jacques Marchand décide de son côté d'étudier les granulites « acides » et pélitiques. Il publie sa thèse de 3ème cycle en 1974. Compte tenu des lithologies qu'il a choisi d'étudier, J. Marchand élargit sa recherche à toute la région : le CLA, les gneiss migmatitiques supérieurs de l'USG mais également les gneiss à sillimanite de l'UIG. Très logiquement, J. Marchand trouve des granulites acides et pélitiques dans le CLA et dans les gneiss migmatitiques supérieurs, mais, par contre, il ne trouve absolument aucune granulite dans l'unité des gneiss à sillimanite, malgré une prospection soignée. On conçoit sa déception après avoir parcouru des journées durant cette formation très homogène sans trouver la moindre relique de granulite ! Cependant, cette constatation est primordiale pour l'interprétation géodynamique de la région : elle permettra aux structuralistes (Burg et Matte, 1977) de localiser le chevauchement majeur !

Ignorons les affleurements 4 et 5 décrits dans l'excursion de 1992 qui sont 2 affleurements de l'unité inférieure. Nous reviendrons ultérieurement sur l'affleurement 6, mais allons directement à l'affleurement 7 au Nord de Cerzat du Dragon (*coordonnées : N45°12'26,3" ; E03°25'14"*), au cœur du CLA. Ici, les metabasites granulitiques sont relativement abondantes, en reliques de petite taille (centimétrique à métrique, figure 6) mais malheureusement pas facile à trouver ! Ces roches sont très voisines des éclogites (grenat (Gt) - clinopyroxène (Cpx) - Qz), mais dans lesquelles le plagioclase est présent et le clinopyroxène n'est pas sodique. Cette paragenèse initiale du faciès granulite indique des hautes pressions – hautes températures (P = 15-20 kb ; T = 750-800 °C) et elle est le siège de réactions rétrogrades en P et T qui rééquilibrent ces roches dans les conditions du faciès amphibolite d'un gradient de MP-HT tel que nous les avons observées à l'affleurement 3. Ces conditions de HP montrent que ces roches et le CLA ont été enfouis à grande profondeur.

Mise en évidence d'un contact majeur

Nous avons maintenant tous les ingrédients pour identifier et localiser un chevauchement majeur : des unités aux lithologies très contrastées, d'origine continentale pour l'unité inférieure et d'origine variée (et complexe) mais **pour partie de lithosphère océanique dans le CLA** de l'unité supérieure ; une **unité supérieure équilibrée à grande profondeur sur une unité inférieure enfouie à des profondeurs modérées** comme en témoigne l'absence totale de granulites de HP dans cette dernière. Nous pouvons proposer le schéma de la **fermeture d'un océan hercynien et de la collision de ses marges** (figure 7). Déplacements horizontaux importants et fermeture océanique, métamorphisme de HP, nappes font de la chaîne hercynienne une chaîne identique à celle des Alpes. La différence entre les deux chaînes réside dans l'évolution plus ou moins avancée.



7. Évolution schématique de la chaîne hercynienne du Massif Central français depuis le début de la collision jusqu'à nos jours.

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 sont métamorphosées dans les conditions du faciès Schistes Bleus d'un gradient métamorphique de HP-BT. La majorité de la LO disparaît dans le manteau. Quelques roches « Schistes Bleus » sont exhumées (et érodées) précocement tandis que se poursuit la subduction. Lorsque l'océan est totalement enfoui aux environs de 400 Ma, des roches du faciès Schistes Bleus 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 diminue 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 env. 30 Ma.

Lors de la collision intracontinentale, entre 350-320 Ma, la majorité des roches du faciès Schistes Bleus décrites précédemment (étoile 2) est exhumée et ramenée à la surface. C'est la situation des Alpes Occidentales à l'heure actuelle. Les roches encore en profondeur se réchauffent et s'équilibrent dans les conditions du faciès Amphibolite (étoile 3). Des portions de marge passive sont enfouies dans la chaîne intracontinentale (telle la roche matérialisée par le point orange) dans les conditions de MP-HT.

Aujourd'hui, les roches du faciès Schistes Bleus ont été érodées (étoile 2 vide) tandis que les roches rééquilibrées dans le faciès Amphibolite (étoile 3 et le point orange) arrivent à l'affleurement. Celles-ci ne préservent qu'exceptionnellement sous forme de reliques, le pic en pression, c'est à dire la profondeur maximale atteinte, ce qui rend difficile la caractérisation du gradient de la subduction océanique précoce. C'est la situation de la chaîne hercynienne du Massif Central

à l'heure actuelle (et la situation des Alpes dans quelques dizaines de millions d'années !). Sur les diagrammes PT, le point triple des silicates d'alumine, le gradient métamorphique de MP-HT (tirets épais) et la courbe d'anatexie hydratée (A) sont donnés à titre de repère. Tirets : manteau asthénosphérique, gris : manteau lithosphérique, vert : croûte océanique, croix : croûte continentale, gris avec pointillés : prisme d'accrétion.

Revenons à l'affleurement 6 situé juste sous le contact entre le CLA et les gneiss à sillimanite de l'unité inférieure (carrefour de Cissac sur la D22 ; *coordonnées* : $N45^{\circ}11'29,6''$; $E03^{\circ}24'15,4''$). Une boule de serpentinite d'une vingtaine de mètres de diamètre affleure dans une carrière dans les gneiss à sillimanite. J. Marchand (1988) repère quelques autres boules de roches mantelliques serpentinisées et remarque qu'elles jalonnent le contact UIG-USG, confirmant le rôle majeur de ce contact : chevauchement affectant la lithosphère jusqu'à sa portion mantellique.

Ainsi la mise en évidence d'un chevauchement (et subduction) dans les chaînes anciennes dont seules les parties profondes sont conservées, se fait sur la différence des conditions métamorphiques entre unités voisines : unités supérieures qui ont atteint les hautes pressions reposant sur des unités inférieures qui enregistrent des conditions de plus faibles pressions. La principale difficulté réside dans le fait que les témoins des conditions les plus élevées qui enregistrent les pics en pression du métamorphisme ne sont que très rarement préservés. Ceux-ci se présentent sous forme de très rares reliques de très petite taille (figure 6) comme nous les avons observées à l'affleurement 7 de Cerzat du Dragon, dans un ensemble rétro-morphosé dans les conditions plus modérées d'un gradient de MP comme nous l'avons vu à l'affleurement 3. Sur le deuxième diagramme PT de la figure 7, ce sont les conditions du maximum en températures (étoile 3) qui sont le plus souvent préservées tandis que le pic en pression est généralement perdu.

Rejoignons l'affleurement 8 un kilomètre au sud de Vieille Brioude (*coordonnées* $N45^{\circ}15'10''$; $E03^{\circ}24'28''$). Au dessus du CLA affleure une unité pélitique migmatitique à feldspath - quartz - biotite - sillimanite - cordiérite qui n'avait pas manqué d'intriguer les géologues depuis le siècle précédent (voir pour les références dans Burg et al., 1984). Cette superposition anormale : une unité de roches migmatitiques en position haute au dessus des roches non fondues dans le CLA est qualifiée de métamorphisme inverse et est un indice de chevauchement. On observe sur cet affleurement deux petites lentilles d'amphibolites. B. Lasnier (1977) décrit dans cette unité de petites reliques de roches basiques éclogitiques et granulitiques. Il observe en outre une péridotite à grenat à Feynerolles ; malheureusement, ce minéral est la plus souvent rétro-morphosé en nodules de chlorite et amphibole ! Il s'agit d'un témoin de manteau relativement profond (voir pour plus de précisions la page : <http://christian.nicollet.free.fr/page/enseignement/LicenceSN/manteauMetam.html>).

Au sein de ces migmatites équilibrées à basse pression comme en témoigne la présence de cordiérite, J. Marchand trouve des reliques de taille hectométrique de gneiss pélitiques à disthène, grenat, Fk, Pl +/- biotite que l'on observe (entre autres) à Sarniat (affleurement 9 : en haut du village ; *coordonnées* : $N45^{\circ}21'10,0''$; $E3^{\circ}26'09,5''$). Des réactions métamorphiques partiellement préservées dans ces roches témoignent que les migmatites sont le résultat de la rétro-morphose vers les plus basses pressions (par décompression) de ces granulites pélitiques. Ces roches

sont supposées avoir été enfouies aussi profondément que les écoligites et granulites de HP du CLA. Cependant leurs paragenèses actuelles témoignent d'un rééquilibrage à des pressions plus modérées que celles évaluées dans les metabasites, de l'ordre de 1-1.2 GPa.

La mise en évidence de superpositions anormales, de métamorphisme inverse ayant permis l'interprétation moderne de la chaîne hercynienne ne s'est pas limitée à la région du Haut Allier. Dans les années qui ont suivi, des études similaires ont été faites en Limousin, dans la région de Marvejols, dans la vallée de la Sioule, etc. et en dehors du Massif Central : dans les Massifs cristallins externes des Alpes, dans les Maures, le Massif armoricain, les Vosges.

Quelles différences entre les chaînes Précambriennes et « modernes » ?

En quoi ce rappel historique sur l'interprétation géodynamique des chaînes phanérozoïques peut encore nous être utile ? Il nous fournit une méthodologie que l'on peut essayer d'appliquer, moyennant quelques ajustements, aux chaînes encore plus anciennes, les chaînes précambriennes. Nous avons vu que des différences non négligeables entre les chaînes récentes cénozoïques et des chaînes plus anciennes, paléozoïques n'impliquent pas nécessairement de différences notables dans les processus géodynamiques pendant l'ensemble du Phanérozoïque. Que peut nous apporter cette expérience pour la compréhension des chaînes précambriennes ?

Stern (2005) dans un article dont le titre est présenté sur la figure 8 affirme que les chaînes de montagnes précambriennes antérieures au Néoprotérozoïque étaient différentes des chaînes plus récentes. Stern note qu'il n'y a pas de roches du faciès Schistes Bleus, ni de métamorphisme de ultra hautes pressions (UHP dont la référence est l'unité de Dora Maira dans les Alpes qui contient de la coésite) et que l'existence de rares ophiolites est controversée : les « ceintures vertes » sont-elles l'équivalent des ophiolites ?

Avec la même logique que Zwart (1967) concernant les chaînes « hercynotypes et alpinotypes », Stern (2005) affirme que les chaînes avant et après le Néoprotérozoïque étaient différentes et en déduit (hâtivement) que les mécanismes de la tectonique des plaques n'étaient pas opérationnels avant cette époque.

Pourquoi n'y a-t'il pas de roches du faciès Schistes Bleus avant le Néoprotérozoïque ?

Attardons-nous sur l'absence des roches du faciès Schistes Bleus (SB) avant le Néoprotérozoïque. Ces roches formées lors d'un gradient froid, de type HP-BT, sont caractéristiques d'un enfouissement rapide dans un contexte de subduction. Pour Stern (2005), cette absence indique que la tectonique des plaques et les zones de subduction n'existaient pas avant cette période. Cependant, d'autres solutions sont envisagées pour expliquer l'absence de ces roches. Dans une Terre Précambrienne

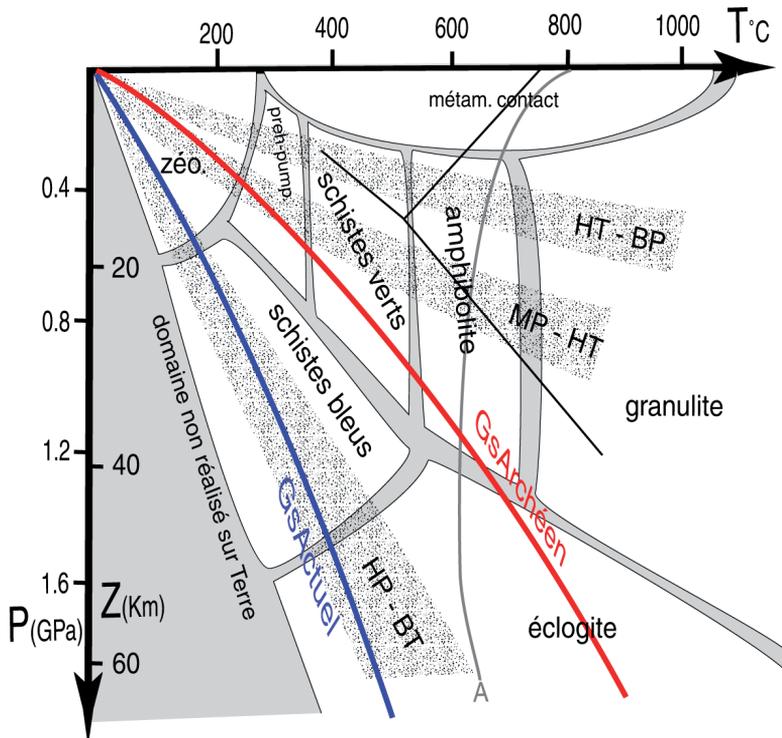
Evidence from ophiolites, blueschists, and ultrahigh-pressure metamorphic terranes that the modern episode of subduction tectonics began in Neoproterozoic time

Robert J. Stern

University of Texas, Dallas, Geosciences Department, P.O. Box 830688, 2601 North Floyd Road, Richardson, Texas 75083-0688, USA

8. Article de Stern (2005) suggérant que la tectonique en subduction, c'est-à-dire la tectonique des plaques ne débute pas avant le Néoprotérozoïque.

(Archéenne) encore très chaude, il est raisonnable de penser que le gradient thermique lors de la subduction pouvait être plus chaud qu'aux époques plus récentes (en particulier Phanérozoïques). Ce gradient de subduction chaude ne passerait pas dans le champ (froid) des faciès des SB (figure 9) mais dans celui plus chaud du faciès des Amphibolites. Pour séduisante que soit cette hypothèse, aucun témoin convaincant n'a encore été trouvé. Une autre solution peu argumentée est envisagée (Palin et White, 2016) : la croûte océanique était trop magnésienne pour produire des roches magmatiques basiques (= metabasites) Schistes Bleus qui se forment plutôt à partir de roches ferrifères.



9. Hypothétique géotherme de subduction à l'Archéen (GsArchéen) comparé au géotherme de subduction (moyen) actuel (GsActual).

Les faciès métamorphiques (préh-pump. : faciès prehnite-pumpellyite ; zéo. : faciès zéolite), les 3 gradients métamorphiques, le point triple des silicates d'alumine (disthène - sillimanite - andalousite) et la courbe d'anatexis (A) sont portés sur la figure.

Sans s'attarder sur les différentes hypothèses, je voudrais montrer quel peut être l'apport de l'étude que nous venons de faire sur les chaînes alpine et hercynienne. Bien que ces deux chaînes se soient formées dans un même contexte géodynamique, on peut constater que les SB sont abondants dans les Alpes et très rares dans la chaîne hercynienne. En France le seul affleurement de taille significative de SB hercyniens est à l'île de Groix. D'autre part, on note que dans les Alpes Occidentales, par exemple dans le Queyras, les metabasites SB se situent en général à une altitude élevée, supérieure à 2000m. Dans quelques millions d'années, ces SB alpins seront érodés. Une lecture de la figure 7 est explicite : ces roches se forment avant et au début de la collision et sont rapidement ramenées à la surface où elles sont érodées ; si elles restent en profondeur, elles sont réchauffées et rétomorphosées (étoile 3).

Si les SB ont quasiment disparus de la chaîne hercynienne relativement « jeune » avec ses 0.3 Ga (=milliard d'années), quelle chance de retrouver de tels témoins dans des chaînes qui ont entre 1 Ga et 4 Ga ? En conséquence, il semble que l'absence de SB avant le Néoprotérozoïque ne soit pas un bon indicateur de l'évolution géodynamique des chaînes de montagnes précambriennes au cours du temps.

En conclusion

Il est très vraisemblable que le contexte géodynamique des chaînes de montagnes ait évolué au cours des temps géologiques. Celui-ci est dépendant de l'évolution thermique du globe et de l'évolution de la tectonique des plaques et de l'initiation de celle-ci. Cependant, on a vu, à partir de ce qui précède, qu'il n'est pas aisé de comparer des chaînes à travers les âges. Les similitudes et différences dépendent aussi du stade d'évolution et d'érosion de la chaîne qui a une histoire relativement longue et complexe. En particulier, il paraît complexe, sinon hasardeux de tenter de comparer les chaînes de montagnes à travers les époques géologiques en se focalisant sur le stade précoce de la chaîne, caractérisé par le métamorphisme de gradient de HP-BT : en effet, les témoins de ce stade ont très peu de chance d'arriver jusqu'à nous, puisque ceux-ci ont pratiquement disparu d'une chaîne aussi « jeune », avec ses 350 Ma, que la chaîne hercynienne.

Bibliographie

ARGAND E. - *Les nappes de recouvrement des Alpes penniques et leurs prolongements structuraux* - Beitr. Geol. Karte Schweiz., vol. 31, 1911

BURG J. P. et MATTE PH. - *A cross section through the French Massif Central and the scope of its Variscan geodynamic evolution* - Z. dt. geol. Ges. 129, 1978

BURG J. P., MATTE PH., LEYRELOUPA. et MARCHAND J. - *Inverted metamorphic zonation and large-scale thrusting in the Variscan Belt: an example in the French Massif Central* Geological Society - London, Special Publications 14, 1984

- DUTHOU J.-L. et FLOC'H J.-P.** - *Evolution tectonométamorphique du Massif Central* Bull - Soc. Geol. Fr., 1989
- FORESTIER F.H.** - *Métamorphisme hercynien et anté-hercynien dans le bassin du Haut-Allier (Massif central Français)* - Thèse d'Etat Clermont Fd, 1961
- LARDEAUX J.M.** - *Deciphering orogeny: a metamorphic perspective Examples from European Alpine and Variscan belts. Part II: Variscan metamorphism in the French Massif Central* - A review Bull. Soc. géol. France, t. 185, no 5, 2014
- LASNIER B.** - *Persistance d'une série granulitique au cœur du Massif Central français (Haut Allier). Les termes basiques, ultrabasiques et carbonatés* - Thèse d'Etat Nantes, 1977
- MARCHAND J.** - *Persistance d'une série granulitique au coeur du Massif Central français (Haut Allier). Les termes acides* - Thèse 3^e cycle, Nantes, 1974
- MARCHAND J.** - *Granulites ou péridotites : marqueurs d'accidents tangentiels distincts dans la chaîne varisque (Massif Central français et Bretagne Méridionale)* - Terra Cogn. 8, 1988
- MENOT R.P., PEUCAT J.J. et PAQUETTE J.L.** - *Les associations magmatiques acide-basique paléozoïques et les complexes leptyno-amphiboliques: les corrélations hasardeuses. Exemples du massif de Belledune (Alpes occidentales)* - Bull Soc Géol Fr, 8, 1988
- NICOLLET C.** - *Métamorphisme et Géodynamique* - Dunod éd., 2^e édition - 2010-2015
- NICOLLET C. et BOULOTON J.** - *La série métamorphique du Haut Allier : un exemple de l'évolution géodynamique de la chaîne hercynienne* - Doc. APBG : « Géologie générale », 1992
et <http://christian.nicollet.free.fr/page/enseignement/HautAllier/HA.html>
- PALIN R. et WHITE R.** - *Emergence of blueschists on Earth linked to secular changes in oceanic crust composition* - Nature Geoscience, 2016
- SANTALLIER D., BRIAND B., MENOT R.P. et PIBOULE M.** - *Les complexes leptyno-amphiboliques (CLA): revue critique et suggestions pour un meilleur emploi de ce terme* - Bull Soc Géol Fr, 8, 1988
- STERN R.J.** - *Evidence from ophiolites, blueschists, and ultrahigh-pressure metamorphic terranes that the modern episode of subduction tectonics began in Neoproterozoic time* - Geology, 33, 2005
- ZWART, H.J.** - *The duality of orogenic belts: Geologie en Mijnbuow* - v. 46, 1967

