



Association des professeurs  
de biologie et géologie



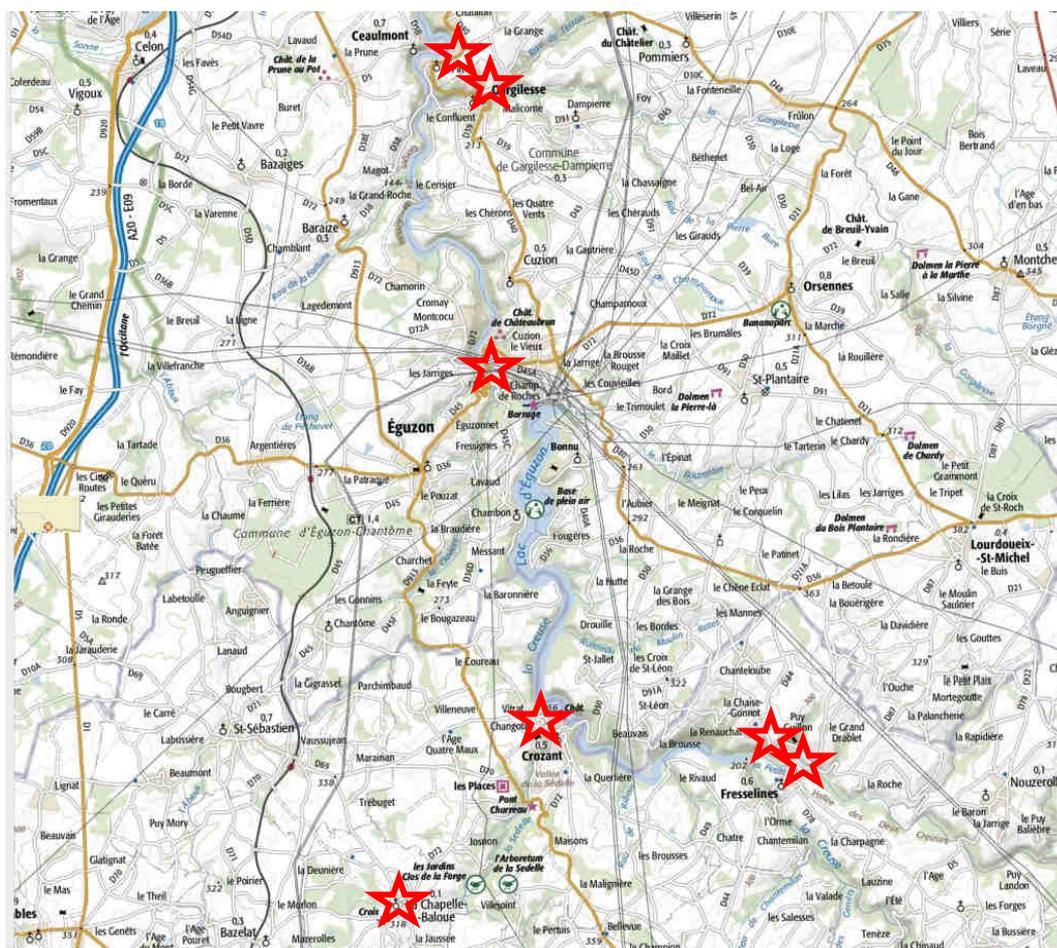
Visualiser cette sortie dans Google  
Earth



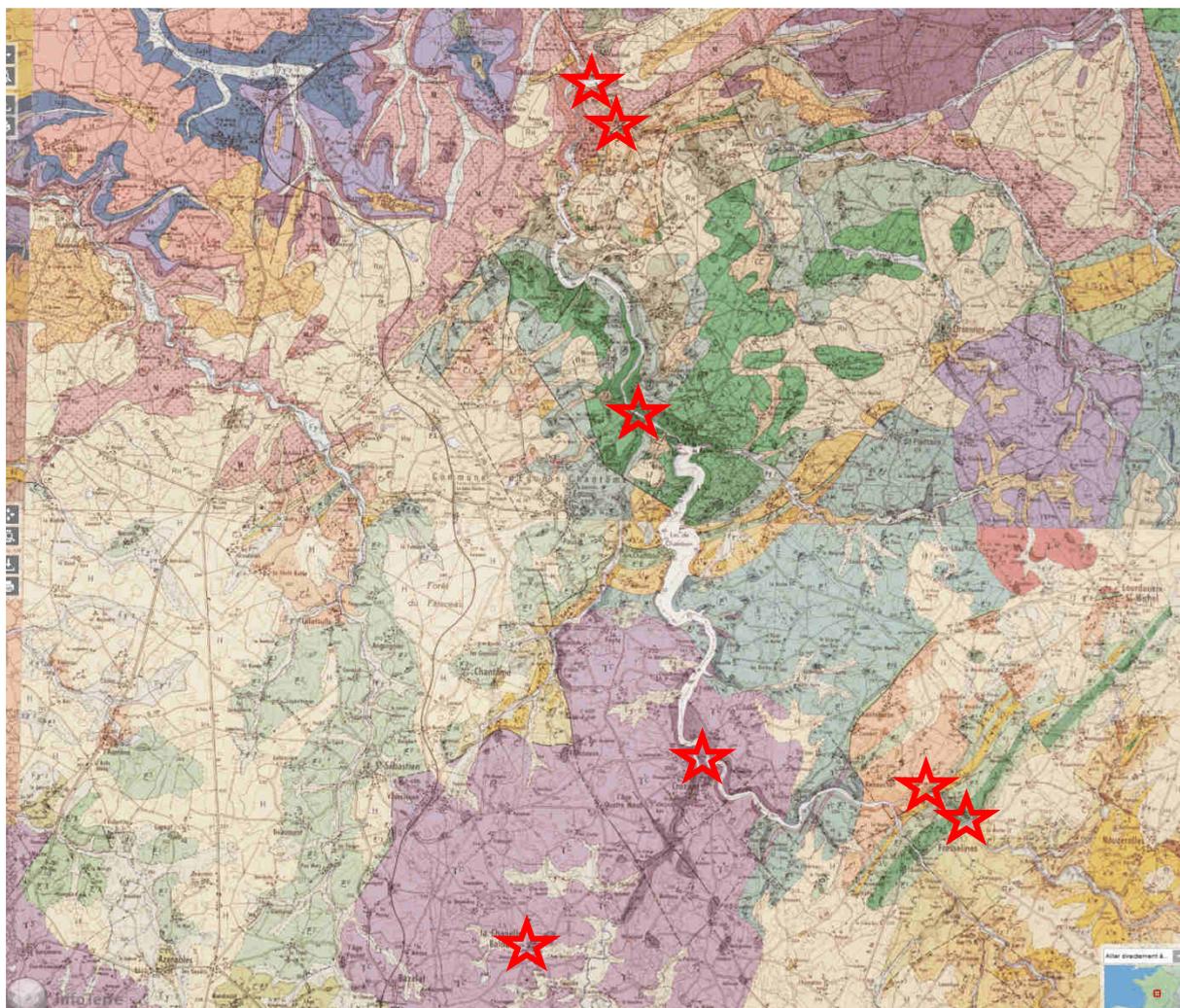
## la chaîne varisque dans le Massif central

Le Massif central est le plus vaste ensemble géographique français exposant la chaîne varisque. Le plateau d'Aigurande se situe dans la partie nord-ouest du Massif central à la limite avec le Bassin parisien et le Massif central, il marque aussi la limite entre la langue d'Oïl et la langue d'Oc. Ce plateau permet d'observer sur une surface relativement restreinte, et en particulier grâce aux coupes naturelles exposées le long des vallées des deux Creuse, de l'Indre et de leurs affluents, la plupart des grands traits lithologiques, métamorphiques, structuraux et plutoniques de la chaîne hercynienne du Massif central. Les principales roches rencontrées seront des migmatites, des amphibolites, des gneiss, des micaschistes, des leptynites et des leucogranites.

### Carte routière 1/25000 - IGN – Site Géoportail



**Extrait des cartes géologiques d'Argenton-sur-Creuse, Dun-le-Palestel, Aigurande  
(n° 593, 616, 617) 1/50000 – BRGM – Infoterre**



## 1. Les chaînes hercynienne, varisque et éo-varisque

La tectonique d'âge paléozoïque supérieur a été reconnue à la fin du XIX<sup>e</sup> siècle par Marcel Bertrand dans le bassin houiller franco-belge et par Edouard Suess en Bohême. Dès cette époque, les auteurs francophones ont parlé de *chaîne hercynienne* et les auteurs germanophones puis anglophones de *chaîne varisque*. Il est devenu usuel dans les publications en anglais de préférer le terme varisque à celui d'hercynien, bien que les deux soient quasiment identiques. Jusque dans les années soixante, l'âge des terrains et des déformations étaient fondés sur les attributions stratigraphiques des séries sédimentaires. Grâce aux progrès de la géochronologie isotopique, on sait maintenant dater les événements magmatiques et métamorphiques et ainsi préciser le calendrier de l'histoire de la chaîne varisque.

En France, la chaîne varisque affleure dans le Massif armoricain, le Massif central, les Vosges, l'Ardenne (Fig. 1. *Carte de la zonation de la chaîne varisque européenne*).

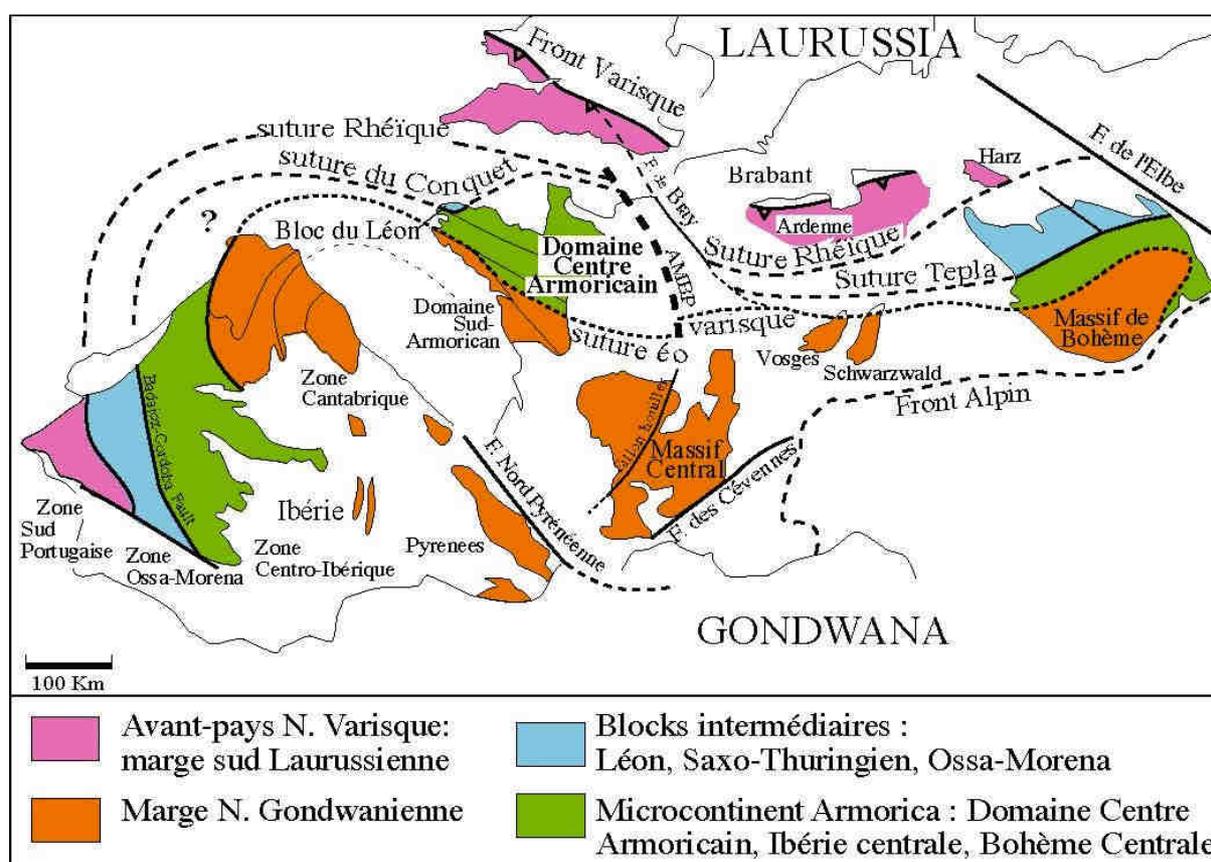


Fig. 1. *Carte de la zonation de la chaîne varisque européenne*

Mais elle forme aussi le substratum des bassins sédimentaires méso-cénozoïques de Paris, d'Aquitaine et du SE, ainsi que le socle des chaînes cénozoïques des Alpes et des Pyrénées. C'est à Franz Kossmat (1927) que l'on doit la subdivision du segment varisque qui s'étend du massif de Bohême jusqu'aux Vosges. Elle reste encore utilisée car elle se retrouve, *mutatis mutandis*, depuis la péninsule ibérique à l'Ouest, jusqu'en Pologne à l'Est. Ainsi il est tout à fait justifié de dire que la chaîne varisque forme « *l'épine dorsale* » de l'Europe moyenne, encadrée par l'Europe septentrionale, ou baltique, édifiée à l'Archéen et au Protérozoïque et l'Europe méridionale, ou méditerranéenne, structurée par les chaînes alpines cénozoïques et dont l'évolution géodynamique demeure encore inachevée. L'achèvement de la cartographie géologique de la France au 1/50 000<sup>e</sup>, ainsi que les travaux structuraux, métamorphiques, magmatiques, et géochronologiques réalisés depuis une trentaine d'années, ont apporté une connaissance assez précise des principaux massifs

varisques et permettent de proposer des schémas tectoniques raisonnables de l'architecture de la chaîne varisque en France et de son évolution géodynamique.

De même que pour les Alpes, la chaîne varisque est considérée comme une **chaîne de collision continentale**. Il importe donc d'identifier les restes de lithosphère océanique ou ophiolites correspondant aux océans disparus et corrélativement de délimiter les blocs continentaux entrés en contact. En tectonique, le terme de **suture ophiolitique** désigne la trace, souvent ténue, des océans disparus. Cette limite paléogéographique majeure d'échelle lithosphérique ne doit pas être confondue avec des failles intracontinentales. Dans la chaîne varisque française, le Sillon Houiller, les Cisaillements Nord et Sud armoricains, la faille nord-pyrénéenne ou la faille des Cévennes sont des accidents de plusieurs centaines de kilomètres mais que ne jalonne aucune ophiolite. En revanche, la faille de Nort-sur-Erdre, la faille du Conquet ou la faille de Lalaye-Lubine sont des sutures ophiolitiques, donc des limites de plaque lithosphérique, même si les ophiolites peuvent parfois manquer. En outre, ces sutures sont souvent réactivées plusieurs fois.

Des éléments de cortège ophiolitique: roches ultrabasiques serpentinisées, gabbros, laves basiques, roches volcano-sédimentaires basiques et sédiments siliceux se retrouvent dans le Massif armoricain, en baie d'Audierne, à l'île de Groix, le long de la faille de Nort-sur-Erdre, au Conquet et à l'Ouest de Morlaix. Dans le Massif central, les restes d'ophiolites sont très rares. Le meilleur site est celui de la Brévenne, au NW de Lyon. On trouve aussi des roches ophiolitiques à Génis, dans le Limousin méridional et à Decazeville, dans le Rouergue. Des ultrabasites serpentinisées sont aussi identifiées vers St-Yrieix dans le Limousin central (massif de la Flotte), mais selon certains auteurs, il s'agirait de manteau infra-continentale et non d'ophiolites. Dans les Vosges, la « ligne des klippes » contient aussi des ophiolites comparables à celles de la Brévenne. A ces fragments, il faut ajouter la klippe ophiolitique du Cap Lizard en Cornouaille britannique. Enfin, on remarquera que les ophiolites les plus typiques se trouvent à Chamrousse, dans le massif cristallin externe alpin de Belledonne, mais leur place dans le puzzle varisque reste mal comprise. Le socle des Alpes, le Massif des Maures, et l'ensemble Maures-Corse-Sardaigne ne seront pas considérés ici.

Tous ces lambeaux ophiolitiques ont des âges de formation (= âge d'ouverture du bassin océanique) ou de déformation et de métamorphisme, développés lors de leur obduction sur la croûte continentale, variables. Nonobstant, sur la transversale allant du Sud de l'Angleterre au Golfe du Lion, il est possible de distinguer *trois sutures* ophiolitiques varisques, séparant quatre grands domaines continentaux.

i) La **suture rhéique** correspond à l'anomalie magnétique de la Manche. Seule la klippe ophiolitique du cap Lizard, transportée vers le nord, depuis cette suture d'âge Dévonien supérieur constitue un témoin de l'océan Rhéique.

ii) La **suture du Conquet**, au Nord de Brest, se poursuit vers la Penzé, à l'Ouest de Morlaix. Elle représente probablement la prolongation de la suture de Tepla en Europe centrale.

iii) La **suture éo-varisque**, exposée dans la baie d'Audierne et le long de la faille de Nort-sur-Erdre (= unité de Drain), se poursuit vers l'Est sous le sud du bassin de Paris. La faille de Lalaye-Lubine dans les Vosges, bien que dépourvue d'ophiolites, pourrait être la prolongation de cette suture éo-varisque. La suture éo-varisque représente la trace de l'Océan Médio-européen (aussi appelé océan «Galice-Massif central », ou « centralien », mais ces noms sont inappropriés puisque il n'y a pratiquement pas d'ophiolites dans le Massif central).

Ces trois sutures ophiolitiques délimitent *quatre domaines continentaux* qui sont du Nord au Sud: a) la **Laurussia**, correspondant au S de l'Angleterre, aux Pays-Bas, au Danemark et au Brabant; b) la **Ride Cristalline d'Allemagne Moyenne** ou Mid-German Crystalline Rise (MGCR) exposée en France uniquement dans le Léon au Nord de Brest, et correspondant *pro parte*, en Allemagne à la zone Saxo-Thuringienne de Kossmat; c)

l'**Armorica**, représenté en France par les domaines de Bretagne centrale et méridionale ; d) la **marge nord gondwanienn**e, correspondant au sud du Massif armoricain, à la totalité du Massif central et des Pyrénées.

Les ophiolites de la Brévenne et de la Ligne des klippes des Vosges, d'âge Dévonien, sont interprétées comme le plancher océanique d'un bassin marginal d'arrière arc formé lors de la subduction vers le Sud de l'océan rhéique. Les ophiolites de Génis, d'âge Dévonien probable, sont des olistolithes sédimentés dans une matrice d'âge probablement carbonifère.

La chaîne varisque apparaît comme un **édifice poly-orogénique**, résultant de **plusieurs collisions** entre deux grands continents, Laurussia et Gondwana, et deux microcontinents intermédiaires: MGCR et Armorica, produisant successivement une chaîne **éo-varisque** d'âge Dévonien inférieur, entre Armorica et Gondwana, puis une chaîne **varisque *stricto sensu*** d'âge Carbonifère, entre Laurussia, MGCR, Armorica, et partiellement superposée à la chaîne éo-varisque dans la marge nord du Gondwana. La complexité spatiale et temporelle des structures explique le fait que cette distinction n'ait été reconnue que récemment (p. ex. Pin, 1990; Faure et al., 1997).

## 2. L'édifice de nappes du Massif central et de la partie sud du Massif armoricain

Il est maintenant bien accepté que le Massif central et de la partie sud du Massif armoricain résultent d'un empilement de nappes, recoupé par plusieurs générations (Dévonien et Carbonifère) de plutons granitiques, et finalement érodé dans les bassins houillers du Carbonifère supérieur (Burg et Matte, 1978; Ledru et al., 1987; Faure et al., 2005, 2009). L'essentiel des matériaux impliqués dans l'édifice de nappe appartient à la marge nord-gondwanienne. Ainsi que mentionné plus haut, les véritables ophiolites sont très rares. Du bas vers le haut de l'édifice, et globalement du Sud vers le Nord, on reconnaît les unités litho-tectoniques suivantes (Fig. 2. *Schéma structural du Massif central d'après Faure et al. 2009*).

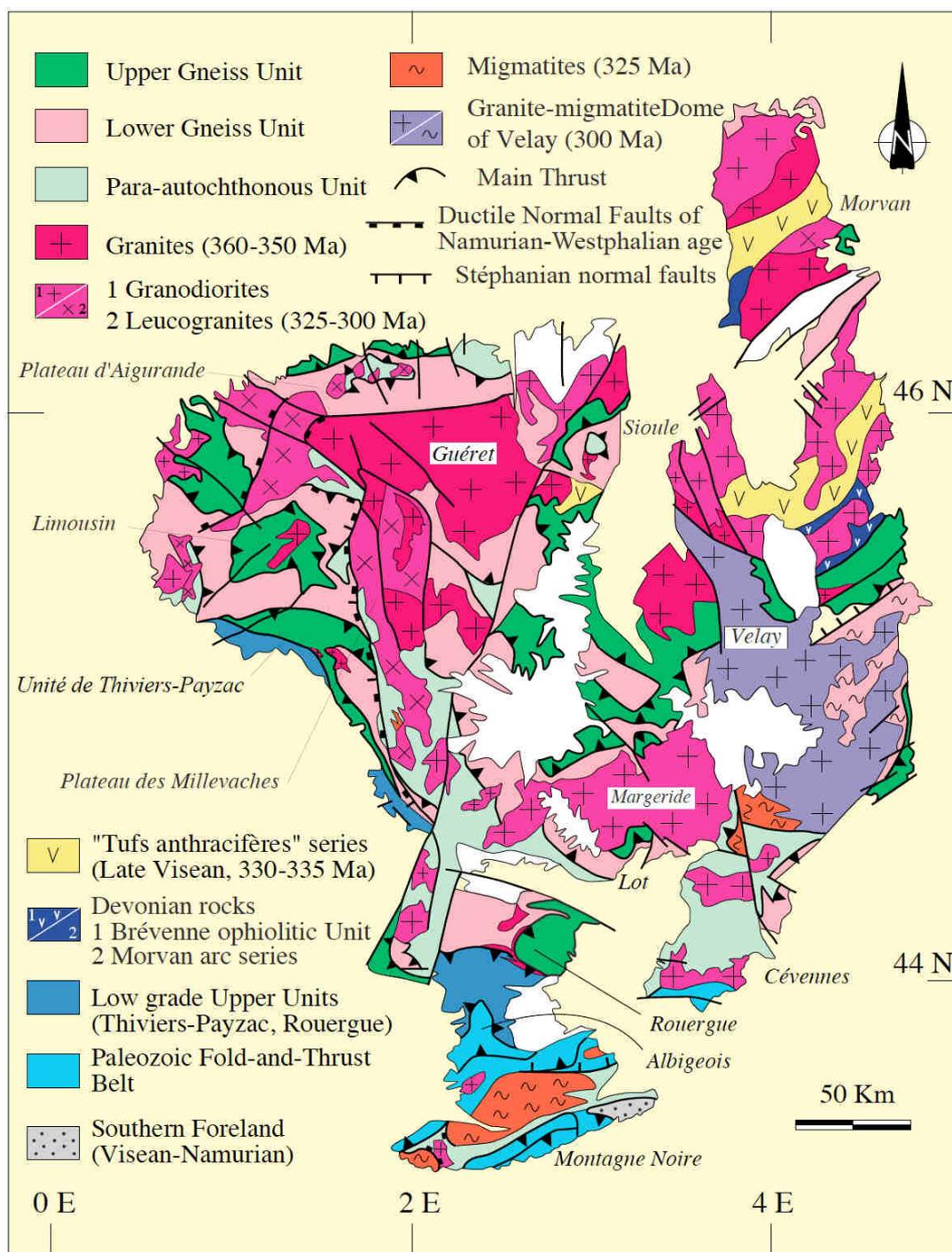


Schéma structural simplifié du Massif Central français, d'après Ledru et al. (1989) et Faure et al. (2005)

Fig. 2. *Schéma structural du Massif central d'après Faure et al. 2009*

**1. Le bassin viséen-namurien d'avant-pays.** Il affleure de façon limitée à l'est de la Montagne Noire. L'essentiel des dépôts sédimentaires est masqué par les formations mésozoïques et cénozoïques de la plaine du Languedoc, mais il se prolonge dans les Pyrénées et jusqu'aux Baléares. Ce bassin est formé de turbidites (flyschs) et d'olistostromes traduisant une sédimentation gravitaire. Il peut être considéré comme un bassin flexural dans lequel se mettent en place, dans des conditions superficielles, les unités les plus externes de la chaîne.

**2. L'Unité Paléozoïque « externe » non-métamorphique des plis-et-chevauchements.** Elle est formée de séries terrigènes et carbonatées allant du Cambrien inférieur au Viséen, plissées et écaillées vers le sud. Elle se rencontre dans le sud du Massif central: Montagne Noire, Cévennes méridionales, M<sup>ts</sup> de Lacaune. Dans le versant sud de la Montagne Noire, cet ensemble litho-tectonique est constitué de spectaculaires plis couchés kilométriques déversés vers le sud et dont les flancs inverses se développent sur près de 15km de flèche (Gèze, 1949; Arthaud, 1970). Le pli couché inférieur, ou nappe du Mont-Peyroux, se met en place dans le bassin sédimentaire d'âge Viséen supérieur-Namurien. L'empilement des plis couchés et des écailles est recoupé par un dôme granito-migmatitique qui forme la "zone axiale" de la Montagne Noire. L'anatexie d'âge Carbonifère supérieur est responsable de la formation de la deuxième génération de migmatites du Massif central (migmatites M<sub>II</sub>, voir ci-dessous).

**3. L'unité Para-autochtone.** Elle est formée de micaschistes, métagrauwackes et quartzites métamorphisés dans le faciès schiste vert supérieur ou amphibolite inférieur. Des passées volcano-sédimentaires acides contiennent des zircons ayant livré des âges de l'Ordovicien inférieur. Des niveaux volcano-sédimentaires basiques sont également présents. Cette unité est bien développée dans les Cévennes, la Châtaigneraie et le Rouergue. Dans le Limousin, elle affleure dans des fenêtres: plateau d'Aigurande, Châteauneuf-la-Forêt.

**4. L'unité Inférieure des Gneiss (UIG).** Elle est composée de micaschistes et de paragneiss métamorphisés dans le faciès amphibolite (biotite-grenat-staurotide très communs). Ces roches constituent l'encaissant de nombreux plutons de granites alcalins à calco-alcalins transformés en orthogneiss. L'UIG affleure dans la série du Lot, à l'ouest, elle constitue l'essentiel des "gneiss gris" du Limousin. Contrairement à l'USG (cf. ci-dessous), les séries leptyno-amphiboliques et les roches de haute pression y sont très rares. Ces lithologies sont identifiées respectivement à l'Est de Tulle et vers Sauviat-sur-Vige, au nord de Limoges.

**5. L'Unité Supérieure des Gneiss (USG).** Elle est formée d'orthogneiss, de paragneiss et d'alternances centimétriques à métriques de gneiss acide (leptynite) et d'amphibolite (métabasite, tuf, ou roche volcano-clastique basique) classiquement appelé « complexe leptyno-amphibolique ». Certaines de ces amphibolites sont des éclogites rétro-morphosées dans lesquelles on retrouve parfois des textures magmatiques indiquant une origine orthodérivée de ces protolithes. On connaît également des boules de péridotite serpentinisée. Les roches basiques et ultrabasiques de l'USG ne sont pas des ophiolites mais des témoins de croûte continentale amincie. La partie supérieure de l'USG est constituée de migmatites (migmatites M<sub>I</sub>, voir ci-dessous) d'âge Dévonien résultant de l'anatexie des séries gneissiques ortho et paradérivées, pouvant contenir des boules (restites) d'amphibolite. Dans l'ouest du Massif central, l'USG se rencontre sous forme de klippes: Limoges, Uzerche.

Les deux unités suivantes n'existent que dans le sud du Massif armoricain, elles doivent cependant être mentionnées pour une bonne compréhension de la chaîne (Fig. 3).

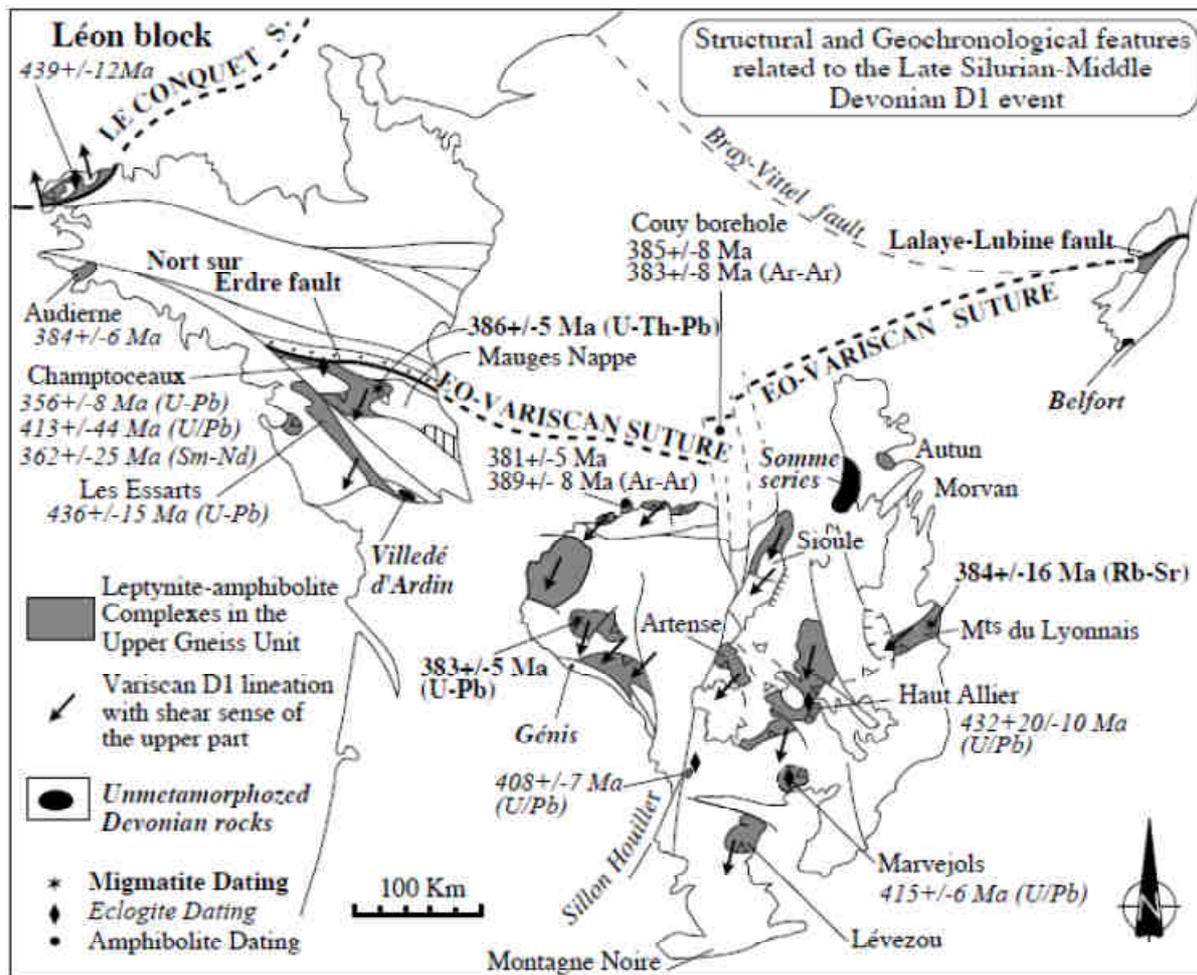


Fig . 3. Caractéristiques structurale et géochronologique lié à l'événement D1 entre la fin du Silurien et le milieu du Dévonien

**6. L'unité ophiolitique éo-varisque de Drain.** Elle affleure entre Nantes et Ancenis le long de la faille de Nort-sur-Erdre. Elle est composée d'amphibolites, de métagabbros, de serpentinites, de micaschistes et de rares quartzites. Ces roches métamorphisées dans le faciès amphibolite ne contiennent jamais de reliques éclogitiques contrairement à l'USG. Les ophiolites qui forment l'unité de Drain correspondent à l'Océan Médio-européen.

**7. L'unité des Mauges.** Elle constitue l'unité la plus élevée de l'édifice. En France cette unité n'affleure que dans le Sud du Massif armoricain. Il s'agit d'un ensemble de roches sédimentaires (micaschistes), volcano-sédimentaires (grauwackes) et volcaniques (basaltes) déformé ductilement et métamorphisé lors de l'orogénèse cadomienne (vers 600 Ma) et recouvert en discordance par des grès et conglomérats, et des volcanites d'âge cambrien ou ordovicien. Il s'agit donc d'une nappe de socle comparable à l'austro-alpin des Alpes.

Outre cet empilement d'unités, on identifie aussi d'autres unités tectoniques.

**8. L'Unité métamorphique supérieure de Thiviers-Payzac.** Elle est constituée de roches sédimentaires moins métamorphiques que les précédentes, formant une ceinture discontinue depuis le Sud du Limousin, le Quercy et l'Albigeois. Cette unité pourrait être également placée dans l'unité para-autochtone, du fait de son contenu lithologique, formé de grès et de rhyolites et de matériel volcano-sédimentaire acide d'âge Cambrien, puis de quartzite blanc et de schistes noirs d'âge Ordovicien. Toutefois, elle s'en distingue par sa position structurale, au dessus des unités Inférieure et Supérieure des Gneiss et par la présence de l'événement tectono-métamorphique D<sub>2</sub> (voir ci-dessous). Dans le sud du Massif central, cette unité est la plus élevée de l'édifice de nappes. Mais cette architecture résulte de la superposition des événements tectono-métamorphiques D<sub>1</sub> et D<sub>2</sub>.

**9. L'unité ophiolitique de la Brévenne.** Cette unité n'affleure que dans l'Est du Massif central (à l'Ouest de Lyon et dans le Beaujolais). Elle est composée de roches ophiolitiques: serpentinites, gabbros, basaltes, sédiments siliceux profonds d'âge dévonien moyen à supérieur. Actuellement, il s'agit d'une nappe charriée du SE vers le NW sur des gneiss et des migmatites de l'USG. Les données géochimiques indiquent que les ophiolites de la Brévenne se sont formées dans un bassin arrière-arc ouvert au Dévonien (Frasnien-Famennien) au sein de l'empilement USG-UIG réalisé lors de l'orogénèse éo-varisque. La fermeture du bassin océanique de la Brévenne se réalise au Carbonifère inférieur lors de l'orogénèse varisque.

**10. L'unité de la Somme.** Dans le NE du Massif central, (Morvan) des roches volcaniques (andésites, trachytes, basaltes), volcano-sédimentaires (tufs, pyroclastites) ou sédimentaires (grauwackes, conglomérats, pélites) forment la série de la Somme datée du Dévonien supérieur. Les données géochimiques suggèrent un magmatisme d'arc dû à une subduction. L'arc de la Somme est installé sur un substratum continental (USG et UIG) déjà déformé et migmatisé lors de l'orogénèse éo-varisque.

**11. L'unité des « Tufs anthracifères ».** Cette formation volcano-sédimentaire, datée du Viséen supérieur, vers 335-330 Ma, est très répandue du N Limousin au Morvan et au-delà dans les Vosges méridionales. Elle constitue un marqueur chronologique majeur du N. du Massif central puisqu'elle est discordante sur toutes les roches déformées ductilement et métamorphisées à l'exception de celles associées à la mise en place des plutons granitiques.

L'architecture générale du Massif central est illustrée par une coupe crustale (Fig. 4 *Coupe générale à l'échelle crustale de la chaîne varisque en France*).

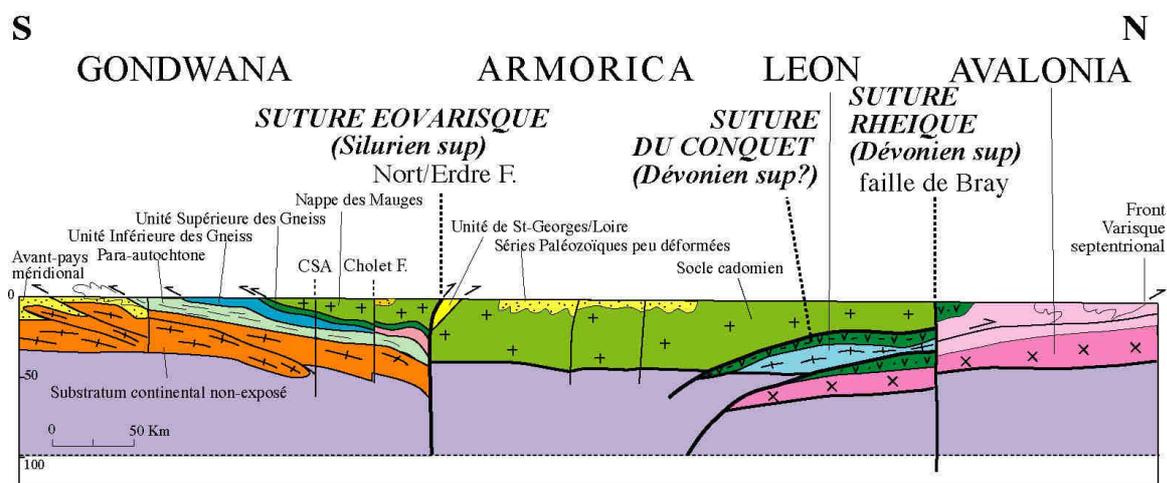


Fig. 11

Fig. 4 *Coupe générale à l'échelle crustale de la chaîne varisque en France*

La constitution de cet édifice résulte de la succession de plusieurs épisodes de déformations synmétamorphes qui ne peuvent pas être expliqués par une seule orogénèse caractérisée par la convergence de lithosphère océanique puis continentale. C'est pourquoi on parle d'**évolution polyorogénique**.

### 3. Les grands traits de l'évolution anté-permienne.

L'architecture de l'ensemble Nord-Gondwanien : Massif central-sud du Massif armoricain consiste en un empilement de nappes symmétamorphes qui résulte de six événements tectonométamorphiques.

**3.1. Le premier,  $D_0$ ,** est synchrone du métamorphisme Silurien (vers 420-400 Ma) de haute à ultra-haute pression dont les structures associées restent très mal connues.

**3.2. L'événement Dévonien,  $D_1$ ,** (Fig. 3) responsable de la mise en place de l'Unité Supérieure des Gneiss (USG) sur l'Unité Inférieure des Gneiss (UIG). Dans le Sud du Massif Armoricain, l'USG est recouverte par la nappe ophiolitique de Drain issue de la suture éo-Varisque, elle-même chevauchée par la nappe des Mauges. Les charriages, dirigés vers le sud-ouest, sont synchrones à postérieurs à la première fusion crustale datée vers 385–380 Ma. Ces migmatites  $M_1$  renferment des blocs d'éclotites rétro-morphosées en amphibolites. Dans le Nord-Est du Massif central, l'USG est recouverte par la série dévonienne de la Somme.

**3.3. L'événement  $D_2$ ,** d'âge Dévonien terminal-Tournaisien (Fig. 5 Carte structurale de l'événement  $D_2$  dans le Massif central), est représenté par un cisaillement ductile vers le nord-ouest, dans des conditions de moyenne pression–moyenne température.

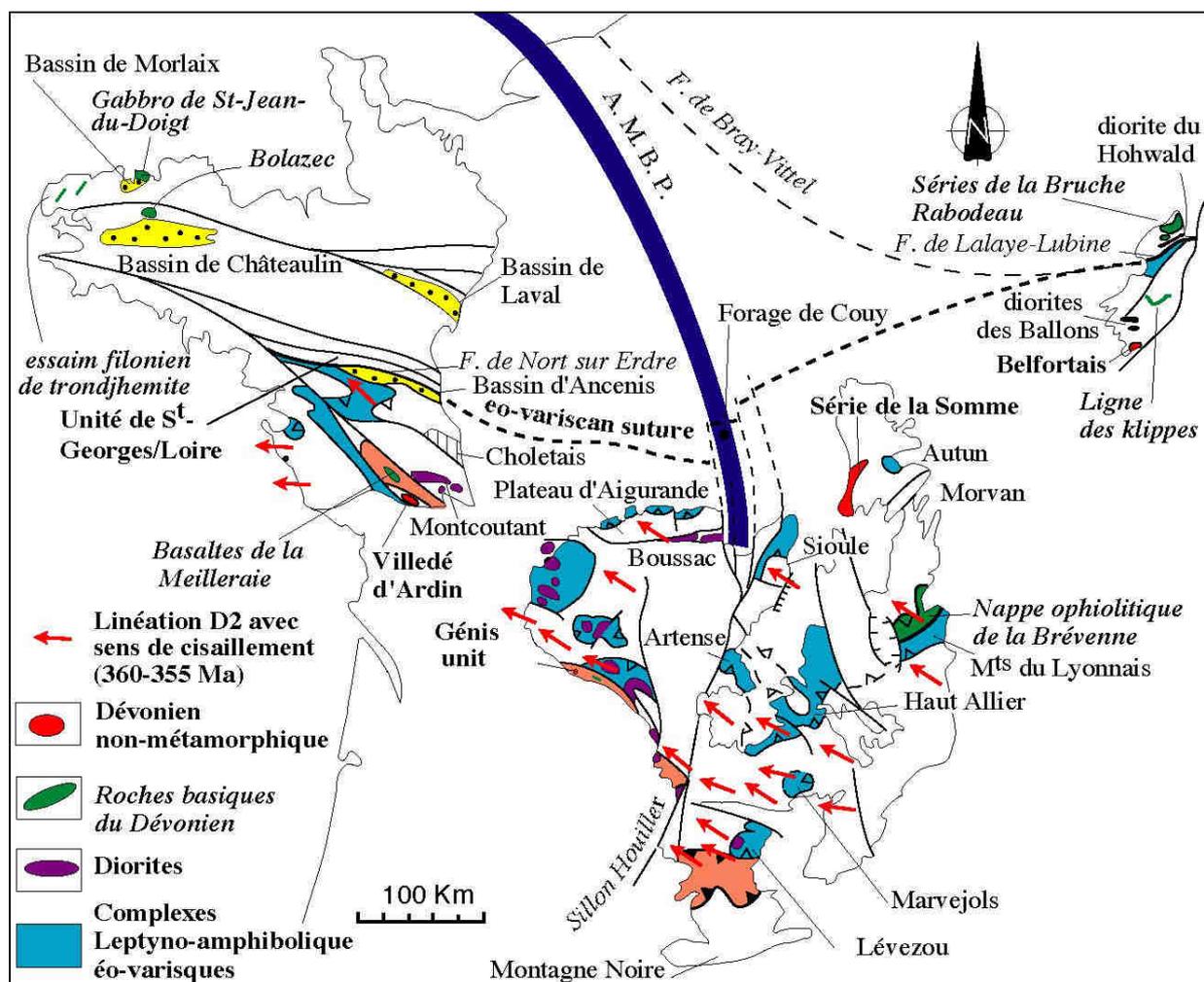


Fig. 5 Carte structurale de l'événement  $D_2$  dans le Massif central

Il s'agit de la phase varisque *sensu stricto* majeure cependant, les grandes structures associées à l'événement  $D_2$ , ne sont pas connues. Les granites per-alumineux de type

Guéret, (cf § 4.4), datés à 350-350 Ma, possèdent une structuration magmatique compatible avec les derniers stades de la déformation  $D_2$ .

**3.4. L'événement  $D_3$**  n'est connu que dans le Sud du Massif central, où il correspond à des cisaillements crustaux du N-NNE vers le S-SSW qui affectent successivement la base de l'UIG vers 345 Ma, l'Unité Para-Autochtone vers 335 Ma, et l'Avant-Pays plissé vers 330-325Ma. Il se rencontre aussi dans les Pyrénées. Dans le Nord du Massif, au même moment au Viséen terminal, (330 Ma), débute l'extension syn-orogénique, contemporaine du magmatisme des Tufs Anthracifères. Le flux de chaleur très élevé qui se développe au Viséen supérieur est responsable de la formation des migmatites  $M_{II}$  (Montagne Noire, N. des Cévennes, Millevaches, cf §4.5).

**3.5. Les deux derniers événements,  $D_4$  et  $D_5$** , (Fig. 6 *Carte structurale des déformations extensives  $D_4$  et  $D_5$  dans le Massif central*) représentent les phases extensives initiées par le désépaississement crustal. Le stade  $D_4$ , daté du début du Carbonifère supérieur (Namuro-Westphalien) par des plutons leucogranitiques ou monzo-granitiques syn-cinématiques, se caractérise par un étirement NW-SE traduisant l'extension synorogénique. Le stade  $D_5$ , d'âge Carbonifère supérieur (Stéphanien), accommode l'extension post-orogénique avec un étirement NNE-SSW et accompagne l'ouverture des bassins houillers.



## *Cambrien*

On connaît depuis longtemps l'existence d'un volcanisme acide (rhyolitique) représenté par des coulées, des épanchements pyroclastiques, ou des ignimbrites interstratifiés dans les séries du Cambrien inférieur. Dans le Limousin, il s'agit des "porphyroïdes de Génis" qui appartiennent en fait à l'unité de Thiviers-Payzac. Les plutons d'âge Néoprotérozoïque terminal-Cambrien sont relativement rares, on citera les granites alcalins (orthogneiss) du Mendic, au nord de la Montagne Noire ou les diorites quartziques de la région du Lot et de Marvejols.

## *Ordovicien inférieur*

Le magmatisme ordovicien est diversifié. Dans l'UIG, les granitoïdes ordoviciens sont très abondants. Il s'agit de granites alcalins, parfois porphyriques, transformés en orthogneiss. Bien que moins abondant, ce plutonisme se rencontre aussi dans l'unité Parautochtone et l'unité de Thiviers-Payzac. Le magmatisme acide est également reconnu dans l'USG, où associé à des roches basiques, il représente un magmatisme bimodal caractéristique des complexes leptyno-amphiboliques. Le magmatisme basique intercalé dans les schistes noirs d'âge Ordovicien de l'unité des plis-et-chevauchements de l'Albigeois est constitué de coulées basaltiques (parfois avec pillow lavas), des sills et des dykes doléritiques et de petites masses de gabbro.

La signification géodynamique du magmatisme ordovicien inférieur la plus généralement acceptée est celle d'un rifting continental qui affecte la bordure septentrionale du Gondwana. La croûte continentale, intrudée par des magmas acides et basiques, est étirée et amincie à des degrés divers, mais l'océanisation n'est avérée que pour l'unité de Drain.

### ***4.2. Anatexie éo-varisque Dévonien inférieur à moyen: migmatites M<sub>1</sub>***

Pour mémoire, on rappellera ici la première anatexie syn-D<sub>1</sub> dont l'âge varie entre 385 et 370 Ma selon les unités (voir § 2), interprétée comme une conséquence de la subduction continentale puis de l'exhumation du Gondwana sous l'Armorica.

### ***4.3. Événements post-D<sub>1</sub> et pre-D<sub>2</sub> Dévonien moyen à supérieur: Magmatisme d'arc et ouverture de bassins arrière-arc (Brévenne)***

A l'échelle de tout le Massif central, ce magmatisme est peu représenté. Dans le Limousin, on reconnaît plusieurs massifs de gabbros, diorites, tonalites et granodiorites de chimisme calco-alcalin, rassemblées sous le nom de "ligne tonalitique du Limousin". Leur âge est compris entre 380 et 370 Ma. Ces roches, n'ayant jamais subi de métamorphisme de HP, mais étant déformées par l'événement D<sub>2</sub>, sont interprétées comme des témoins d'un arc magmatique dû à la subduction vers le sud de l'océan Rhéïque. Cependant, la position très méridionale des diorites et tonalites du Limousin et du Rouergue s'accorde mal avec une zone de subduction qui serait placée au niveau de la Manche, sauf si on considère que ces plutons sont déracinés et très largement allochtones. Ce qui est très plausible compte tenu de l'importance des déformations D<sub>2</sub> et D<sub>3</sub>. On range aussi dans cet épisode magmatique les volcanites de l'unité de la Somme. C'est également à cette époque que se produit le magmatisme ophiolitique de la Brévenne qui est interprété comme mis en place dans un bassin arrière-arc.

### ***4.4. Magmatisme tardi-orogénique D<sub>2</sub>: granites peralumineux à biotite-cordiérite de type Guéret***

Des granites à biotite (± cordiérite), datés vers 355-350 Ma, se mettent en place dans la pile de nappes éovariques. Le massif de Guéret en est le type pétrographique représentatif, mais d'autres plutons comme Cornil dans l'antiforme de Tulle ou Estivaux dans

le S. Limousin appartient aussi à cette famille. Ces granites possèdent une foliation et une linéation minérale formée à l'état magmatique. L'orientation NW-SE de la linéation et l'âge radiométrique conduisent à considérer ce magmatisme comme tardi-D<sub>2</sub>.

#### 4.5 Evénements d'âge Carbonifère moyen à supérieur (post-D<sub>3</sub>)

*L'anatexie du Viséen supérieur: Tufs anthracifères, granites rouges et migmatites M<sub>II</sub>*

Immédiatement après sa formation, suite à l'événement D<sub>3</sub>, l'édifice de nappes varisques a connu un épisode important de fusion crustale, appelé "migmatisation M<sub>II</sub>" par opposition avec la migmatisation précoce M<sub>I</sub> d'âge Dévonien formée lors de la phase D<sub>1</sub>. L'anatexie M<sub>II</sub> est bien développée dans la zone axiale de la Montagne Noire, au Nord des Cévennes ou au sud du massif de Millevaches. Les datations indiquent que l'anatexie M<sub>II</sub> se produit vers 330-325 Ma. Son contexte tectonique, compressif ou extensif, reste controversé bien que le contexte compressif semble plus probable au moins dans la Montagne Noire (Fig. 7 Carte et coupe générale d'échelle lithosphérique des migmatites du Viséen (M<sub>II</sub>)).

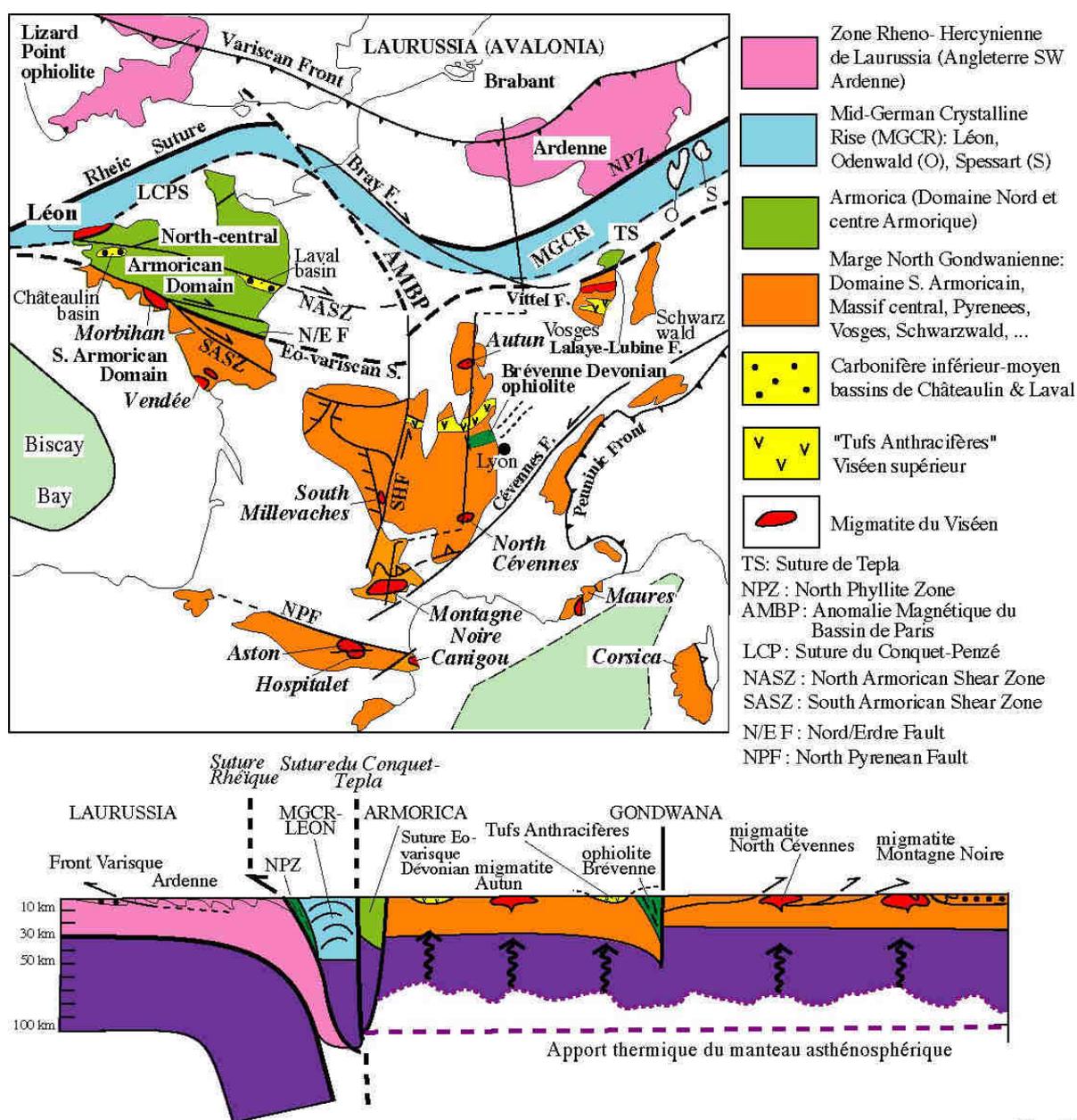


Fig. 7 Carte et coupe générale d'échelle lithosphérique des migmatites du Viséen (M<sub>II</sub>)

### *Le plutonisme tardi-varisque du Namuro-Westphalien syn-D4*

La fusion crustale tardi-orogénique se poursuit par la mise en place de plusieurs générations de plutons granitiques. Il est classique de distinguer des leucogranites et des monzogranites porphyriques (Didier et Lameyre, 1969). Dans le Limousin, les leucogranites, datés entre 325 et 315 Ma prédominent. Malgré un aspect isotrope, ces plutons possèdent une foliation et une linéation magmatique formée pendant la cristallisation du magma à l'état sub-solidus. Il s'agit donc de massifs syn-tectoniques. Dans leur ensemble tous les plutons leucogranitiques possèdent une linéation minérale orientée NW-SE indiquant à la direction de l'étirement crustal.

Dans le sud du Massif Central, les plutons de monzogranite porphyrique sont de loin les plus représentés : Margeride, Pont-de-Montvert-Borne, Aigoual-St-Guiral-Liron, Villefranche de Rouergue, etc...). L'âge de ces plutons est compris entre 325 Ma et 310 Ma. Dans les plutons des Cévennes et de la Châtaigneraie, des études pétro-structurales mettent en évidence la présence de structures internes développées à l'état sub-solidus. En particulier, on reconnaît une linéation NW-SE, parallèle à la linéation minérale des cornéennes de l'auréole de contact. Comme pour le NW du Massif central, cette structure indique un contexte tectonique régional extensif correspondant à celui du désépaississement crustal de la chaîne varisque pendant l'événement D<sub>4</sub> (*Fig. 6. Extension dans le MC*).

### *La fusion crustale du Carbonifère supérieur (Westphalien-Stéphanien)- migmatites du Velay*

Dans le SE du Massif central, on reconnaît un troisième épisode de fusion crustale (migmatites M<sub>III</sub>), limité au dôme granito-migmatitique du Velay. Son âge Carbonifère supérieur (Stéphanien) indique que cette anatexie est contemporaine du jeu de la faille normale du Pilat et du remplissage du bassin houiller de S<sup>t</sup>-Etienne entre 320 et 290 Ma. Cette anatexie "vellave", bien développée entre St-Etienne et le nord des Cévennes, n'existe pas dans le reste du Massif central.

Les phénomènes plutoniques de cet âge sont rares. Le granite du Sidobre, daté à 308±8 Ma, doit être rapporté à cet épisode. Des études gravimétriques montrent qu'il s'agit d'un sill enraciné au SW et affecté par des failles normales syn-magmatiques de direction NW-SE. Le pluton du Sidobre, est donc un marqueur de la tectonique extensive D<sub>5</sub> documentée principalement par la sédimentation syn-tectonique des bassins houillers.

## 5. Un scénario d'évolution géodynamique

Bien qu'encore discuté, un schéma d'évolution paléo-géodynamique global peut être proposé. A la fin du néoprotérozoïque, vers 600 Ma, les orogènes cadomiennes, panafricaines ou brasilides sont à l'origine du mégacontinent Pannotia qui va se disloquer en plusieurs grandes masses: Siberia, Gondwana, Baltica et Laurentia. L'océan Iapetus sépare les continents Gondwana, Baltica et Laurentia (Fig. 8 *Reconstitution paléogéographique du mégacontinent Pannotia vers 570 Ma, modifié d'après Linnemann et al., 2007*).

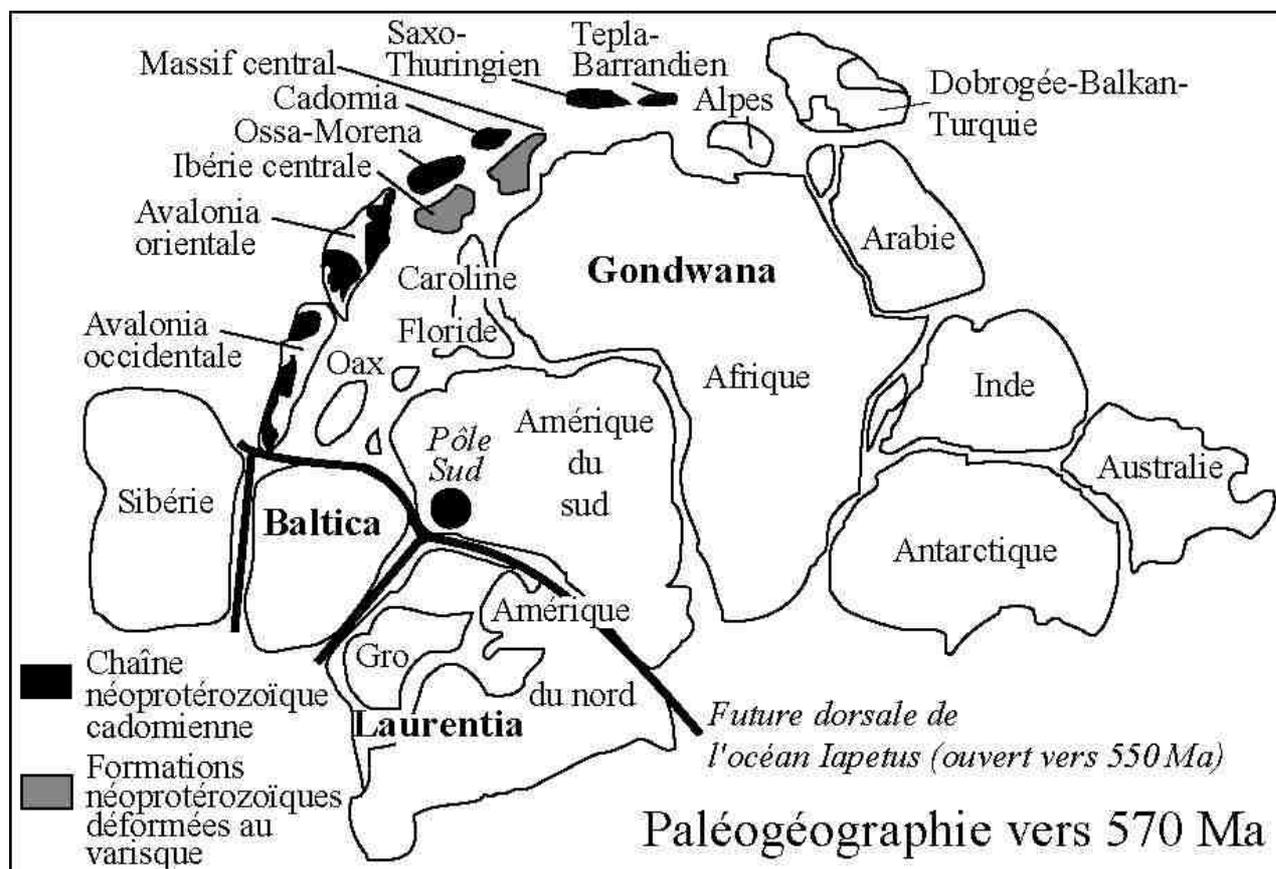


Fig. 8 *Reconstitution paléogéographique du mégacontinent Pannotia vers 570 Ma, modifié d'après Linnemann et al., 2007*

**5.1. Dès le Cambrien inférieur**, vers 550 Ma, le magmatisme alcalin qui se développe dans le Massif central et le Massif armoricain, représente une tentative de rifting rapidement avorté, car l'essentiel du magmatisme se produit à l'Ordovicien inférieur.

**5.2. A l'Ordovicien inférieur**, entre 480 Ma et 450 Ma, le rifting du Gondwana conduit à la séparation des microcontinents Avalonia, MGCR (Léon) et Armorica. Ce rifting est responsable de l'ouverture des océans Rhéique et Médio-Européen de part et d'autre de l'Armorica. La marge continentale du Gondwana enregistre cette distension par la mise en place de nombreuses roches magmatiques: futurs orthogneiss, et séries volcano-sédimentaires dans les unités para-autochtones et inférieure des gneiss. Dans l'USG, la distension s'accompagne d'un magmatisme bimodal produisant les séries acides-basiques des complexes leptyno-amphiboliques. Cette formation est maintenant interprétée comme de la croûte continentale amincie injectée de magmas basiques à la transition océan-continent. Les divers microcontinents issus de cette fragmentation possèdent un substratum néoprotérozoïque structuré par la tectonique cadomienne, alors que le reste de la chaîne

varisque (Bretagne méridionale, totalité du Massif central, Pyrénées) qui appartient au Gondwana, est dépourvu de déformations Néoprotérozoïques. (Fig. 9 *Reconstitutions paléogéographiques au Cambrien et Ordovicien d'après Matte, 2001*).

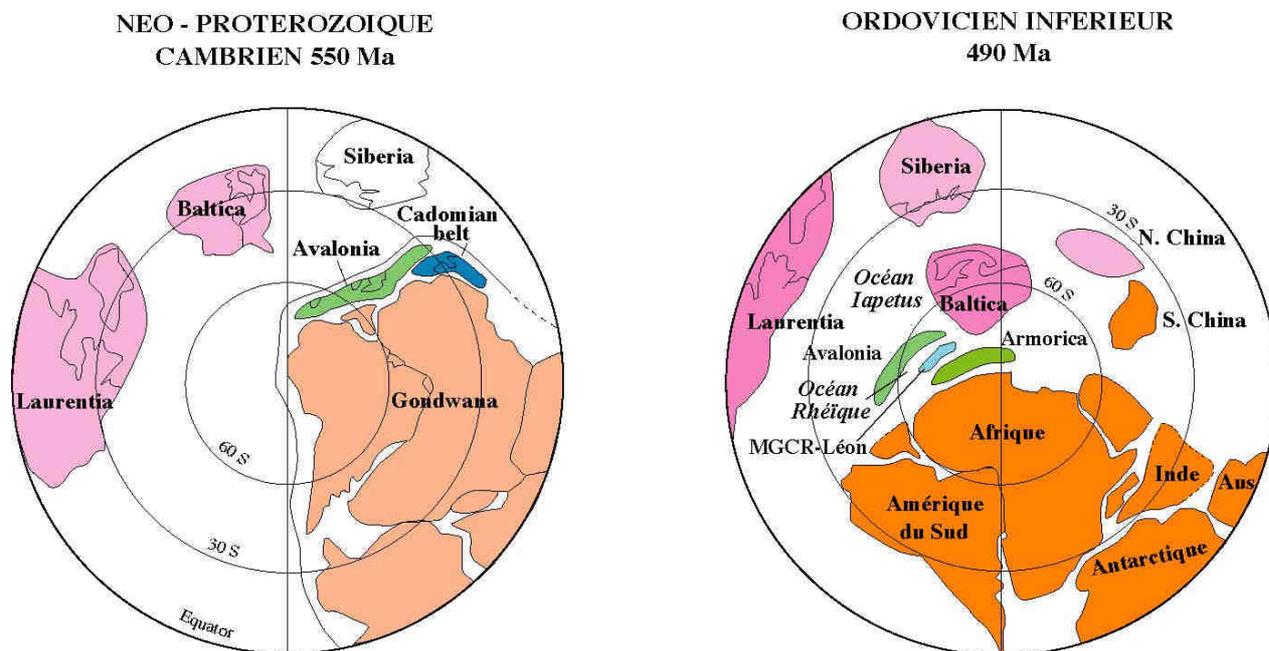


Fig. 9 *Reconstitutions paléogéographiques au Cambrien et Ordovicien d'après Matte, 2001*

**5.3. Au Silurien**, la fermeture de l'océan Médio-européen, puis la collision Armórica–Gondwana sont contrôlées par une subduction sous Armórica. C'est à cette époque que se produit le métamorphisme de haute pression (événement  $D_0$ ) dans l'USG, puis la première migmatisation  $M_1$  et la déformation  $D_1$  pendant l'exhumation des roches de haute pression. Le détail de la formation de la chaîne éo-varisque sort du cadre de cet exposé (Fig. 10. *Une interprétation géodynamique de l'évolution de la chaîne éo-varisque dans le sud du Massif armoricain et l'ouest du Massif central, d'après Faure et al.,2008*).

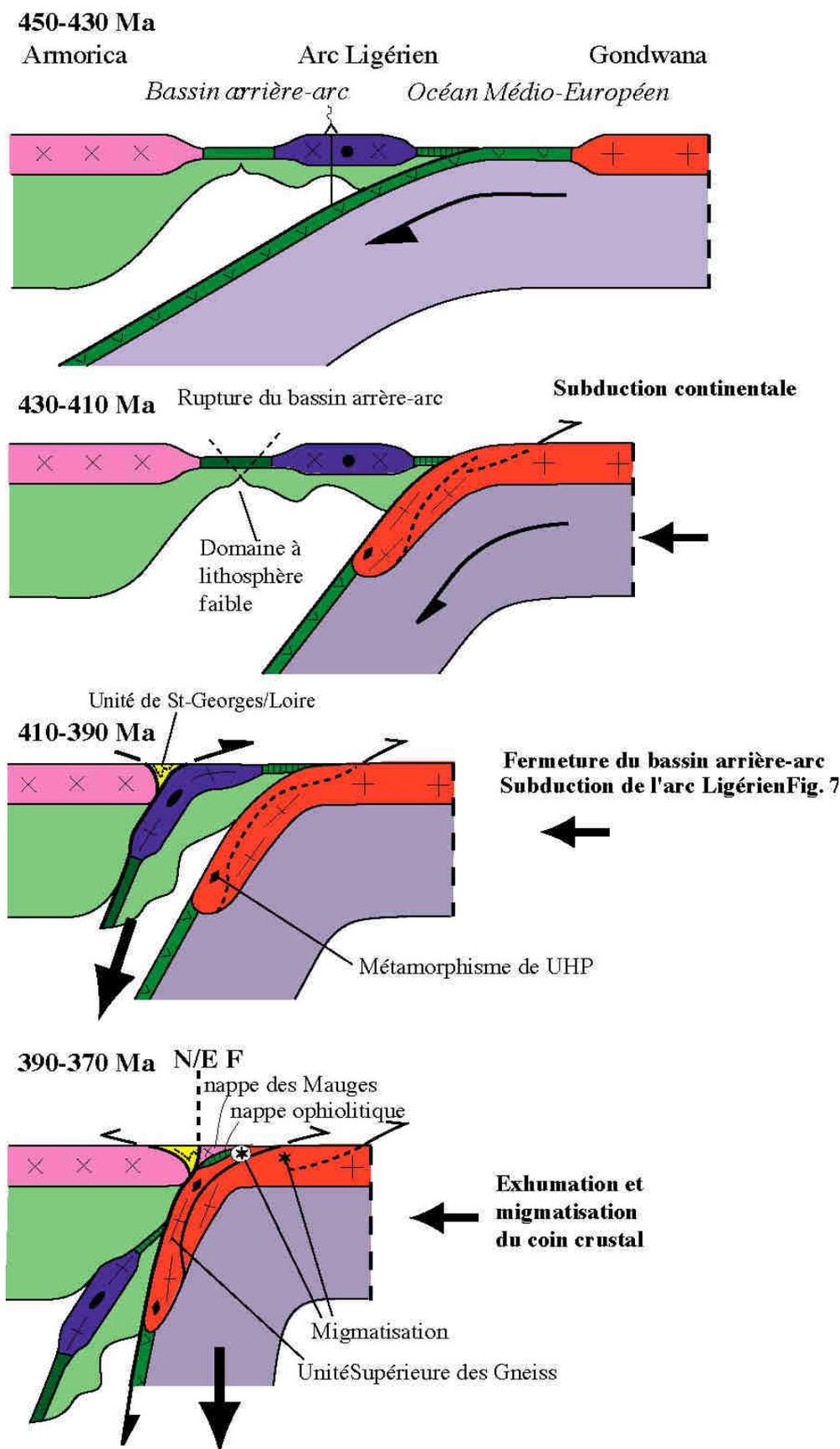


Fig. 10. Une interprétation géodynamique de l'évolution de la chaîne éo-varisque dans le sud du Massif armoricain et l'ouest du Massif central, d'après Faure et al., 2008

**5.4. L'évolution dévono-carbonifère (Famennien-Tournaisien)** est encore discutée. La possibilité d'une subduction vers le nord, continue du Silurien au Carbonifère, est parfois envisagée. Cependant, de plus en plus, un autre scénario, avec une subduction

vers le Sud de l'océan Rhéique, situé au Nord d'Armorica, est privilégié car il rend mieux compte des événements à l'échelle de toute la chaîne. Cette subduction est à l'origine de la formation de l'arc magmatique de la Somme et du bassin marginal de la Brévenne au Dévonien moyen-supérieur (Fig. 11. Reconstitution géodynamique au Dévonien moyen à supérieur montrant la subduction de l'océan Rhéique vers le Sud, la formation d'arcs et de bassins d'arrière arc dans le NE du Massif central et les Vosges, d'après Faure et al., 2005).

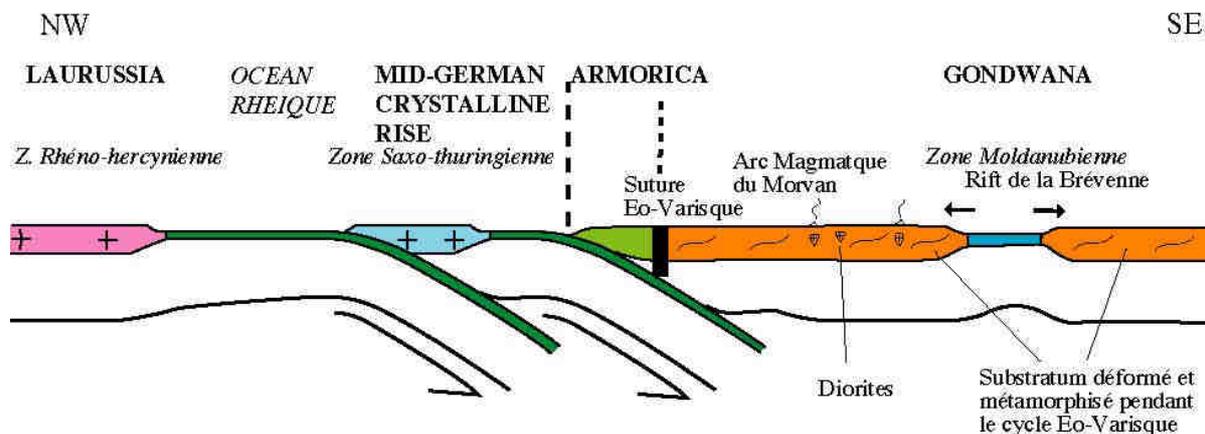
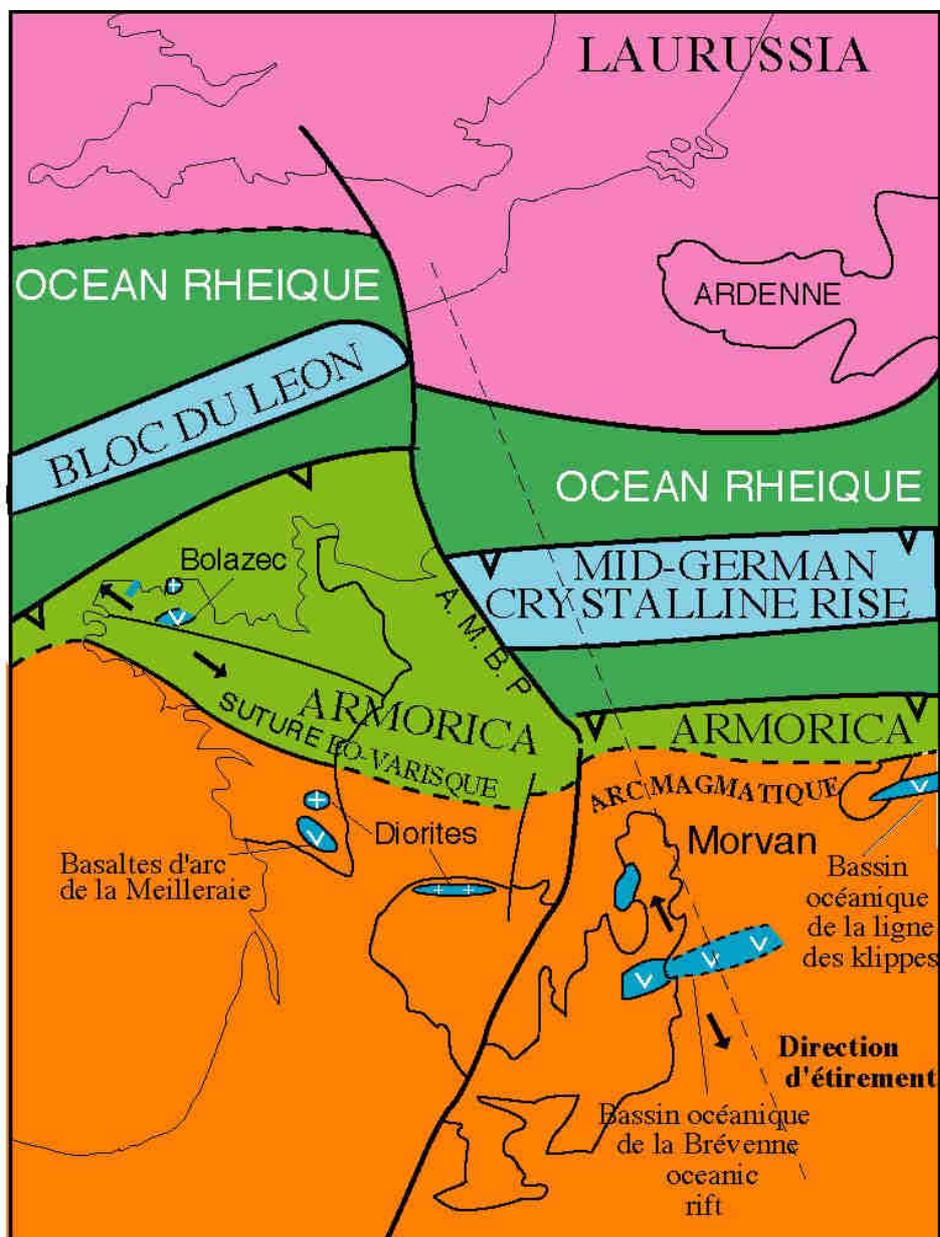


Fig. 11. *Reconstitution géodynamique au Dévonien moyen à supérieur montrant la subduction de l'océan Rhéïque vers le Sud, la formation d'arcs et de bassins d'arrière arc dans le NE du Massif central et les Vosges, d'après Faure et al., 2005*

**5.5. Le Carbonifère inférieur (Tournaisien-Viséen)** correspond à l'orogénèse varisque sensu stricto qui résulte de la fermeture de l'océan Rhéïque et de la collision Gondwana-Laurussia. Dans le Massif central elle se traduit par les événements D<sub>2</sub> et D<sub>3</sub> décrits au chapitre précédent. Ce dernier événement D<sub>3</sub> peut être considéré comme en déformation post-collisionnelle intracontinentale. On notera que des événements D<sub>2</sub> et D<sub>3</sub> se développent dans la plaque supérieure.

**5.6. Au Carbonifère moyen et supérieur (Namurien-Stéphanien)**, les événements D<sub>4</sub> et D<sub>5</sub> représentent les stades extensifs syn- à postcollisionnels. L'événement D<sub>4</sub>, bien enregistré par les plutons granitiques syntectoniques est une phase d'étirement crustal NW-SE à l'échelle du Massif central et du Massif armoricain. La dernière étape, D<sub>5</sub>, de l'évolution sédimentaire, tectonique et magmatique est également une phase extensive qui diffère de la précédente car la direction d'étirement maximum devient NNE-SSW. Les bassins houillers du Stéphanien, fluviatiles ou lacustres, sont des bassins intramontagneux tardi-orogéniques, ouverts en demi-graben ou en pull-apart, selon l'orientation de la faille bordière. Au Stéphanien, le Sillon Houiller, a un jeu senestre fragile et les bassins associés sont des pull-aparts dont la direction d'allongement maximum s'accorde bien avec la direction d'extension.

## Quelques références bibliographiques

*Il n'est pas possible de citer tous les travaux, notamment les nombreuses thèses, concernant la géologie anté-permienne du Massif central. Seuls quelques articles généraux sont mentionnés ci-dessous.*

Alexandrov P., Floc'h J.-P., Cuney M., Cheilletz A. - Datation U–Pb à la microsonde ionique des zircons de l'unité supérieure des gneiss dans le Sud-Limousin, Massif central, C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. IIa, 332, p. 625–632.

Be Mézème E., Cocherie A., Faure M., Legendre O., Rossi P. (2006) - Electron microprobe monazite geochronology of magmatic events: examples from Variscan migmatites and granitoids, Massif Central, France. *Lithos* 87, 276–288.

Bernard-Griffith J., D. Gebauer, M. Grünenfelder, and M. Piboule M. 1985. The tonalite belt of Limousin (French Massif Central) : U-Pb zircon ages and geotectonic implications, *Bull. Soc. Géol. France*, 1, 523-529, 1985.

Bruguier O., Becq-Giraudon JF., Bosch D. and Lancelot JR. 1988. Late Visean hidden basins in the internal zones of the Variscan belt: U-Pb zircon evidence from the French Massif Central. *Geology*, 26, 627-630.

Didier J. Lameyre J. 1969. Les granites du Massif central français : étude comparée des leucogranites et granodiorites, *Contrib. Mineral. Petrol.* 24, 219–328.

Didier J. and Lameyre J. 1971. Les roches granitiques du Massif Central, *Symp. J. Jung " Géologie, Géochronologie et Structure profonde du Massif Central français "* Clermond-Ferrand, Plein-Air Service 133-135.

Engel, W., Feist, R. and Franke W. 1980. Le Carbonifère anté-stéphanien de la Montagne Noire : rapports entre mise en place des nappes et sédimentation. *Bull. BRGM* 2, 341-389.

Faure, M., Leloix C., Roig, J.-Y., 1997. L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bulletin de la Société Géologique de France* 168, 695–705.

Faure M. 1995. Late orogenic Carboniferous extensions in the Variscan French Massif Central, *Tectonics*, 14, 132-153.

Faure M., Lardeaux JM, Ledru P.. (2009) – A review of the pre-Permian geology of the French Massif Central. *Comptes Rendus Géosciences*, 341, 202-213, thematic issue « The Variscan Orogeny », doi :10.1016/j.crte.2008.12. 001, 202-213.

Faure M., Be Mézème E., Duguet M., Cartier C., Talbot J-Y. (2005) - Paleozoic tectonic evolution of medio-Europa from the example of the French Massif Central and Massif Armoricaïn. In: (eds.) Carosi, R., Dias, R., Iacopini, D., and Rosenbaum, G., The southern Variscan belt, *Journal of the Virtual Explorer*, Electronic Edition, ISSN 1441-8142, Volume 19, Paper 5. (site web : <http://virtualexplorer.com.au>)

Faure M., Cocherie A., Bé-Mézème E., Charles N, Rossi P. 2010. Middle Carboniferous crustal melting in the Variscan Belt: New insights from U-Th-Pb<sub>tot</sub>. monazite and U-Pb zircon ages of the Montagne Noire Axial Zone (southern French Massif Central). *Gondwana Research*, 633-673.

Lardeaux JM., Ledru P., Daniel I., Duchène S., 2001. The Variscan French Massif Central – a new addition to the ultra-high pressure metamorphic “club”: exhumation processes and geodynamic consequences, *Tectonophysics*, 323, 143–167.

Lardeaux JM., Schulmann K., Faure M., Janousek V., Lexa O., Skrzypek E., Edel J-B., Stipska P., 2014. The Moldanubian Zone in French Massif Central, Vosges/Schwarzwald and Bohemian Massif revisited: Differences and similarities. In « *The Variscan Orogeny*:

*Extent, Timescale and the Formation of the European Crust* ». Schulmann, K., Martínez Catalán, J. R., Lardeaux, J. M., Janousek, V. & Oggiano, G. (eds). Geological Society, London, Special Publications, 405

Ledru P., Lardeaux J.M., Santallier D., Autran A., Quenardel J-M., Floc'h J-P., Lerouge G., Maillet N., Marchand J., Ploquin A. (1989) - Où sont les nappes dans le Massif Central français ? *Bull. Soc. Géol. France* 8, 605-618.

Malavieille, J. 1993. Late orogenic extension in mountain belts: Insights from the Basin and Range and the Late Paleozoic Variscan Belt. *Tectonics*, 12, 1115 – 1130.

Malavieille J., Guihot P., Costa S., Lardeaux J.M. Gardien V. 1990. Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif Central: Mont Pilat extensional shear zone and St Etienne upper Carboniferous basin. *Tectonophysics* 177, 139-149.

Melleton J., Cocherie A., Faure M., Rossi P., 2009. New insights for Precambrian protoliths and Early Paleozoic magmatism in the west European Variscan belt: Contribution of in situ LA-MC-ICPMS zircon U-Pb geochronology, *Gondwana Research*.

Paquette J.L., Monchoux P. & Couturier M. 1995. Geochemical and isotopic study of a norite-eclogite transition in the European Variscan Belt : Implications for U-Pb zircon systematics in metabasic rocks. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, 1611-1622.

Pin C. 1990. Variscans oceans: age, origins, and geodynamic implications inferred from geochemical and radiometric data. *Tectonophysics*, 177, 215-227.

Pin, C., Lancelot J. 1978. Un exemple de magmatisme cambrien dans le Massif central: les métadiorites quartziques intrusives dans la série du Lot. – *Bull. Soc. Géol. France*, 20, 203-208.

Pin, C., Lancelot J. 1982. U-Pb dating of an early Paleozoic bimodal magmatism in the French Massif central and its further meta- morphic evolution. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79, 1-12.

Pin C. 1991. Sr-Nd isotopic study of igneous and metasedimentary enclaves in some hercynian granitoids from the Massif Central, France. In *Developments in Petrology: Enclaves and granite petrology*. Didier J. Barbarin B., Eds. Elsevier, 333-343.

Pin C. Peucat J.J., 1986. Ages des épisodes de métamorphisme Paléozoïque dans le Massif central et le Massif Armoricaïn. *Bull. Soc. Géol. France*, 8, 461-469.

Pin C. and Paquette, J.L. 2002. Le magmatisme basique calcoalcalin d'âge dévonien-dinantien du Nord du Massif central, témoin d'une marge active hercynienne : arguments géochimiques et isotopiques Sm/Nd. *Geodinamica Acta*, 15, 63-77.

Fiche rédigée par Michel FAURE et Blandine FINO  
Sortie réalisée pour le congrès national APBG Juillet 2015, guidée par Michel FAURE,  
professeur à l'Université d'Orléans, ISTO, UMR CNRS 6113  
<http://www.cnrs-orleans.fr/~webisto/>



Cette création est mise à disposition sous un [contrat Creative Commons](#)