

REGARD SUR LA GÉOLOGIE DU MASSIF ARMORICAIN

Jean-Pierre ANDRÉ

Université d'Angers, Laboratoire de Géologie, 2 Boulevard Lavoisier 49045 ANGERS Cedex 01

jean-pierre.andre@univ-angers.fr

Résumé :

La géologie des terrains anciens du Massif armoricain est abordée suivant un historique des événements en mettant l'accent sur les déplacements des blocs continentaux, le jeu des plaques lithosphériques et la sédimentation sur les marges des continents, l'ensemble de ces phénomènes étant à la base des structures observables actuellement. L'article traite ainsi des témoins des orogénèses précambriennes et surtout de l'évolution hercynienne qui a façonné l'architecture du massif, avec une attention particulière portée à la région angevine.

Mots-clés : Massif armoricain, Cadomien, Hercynien, Paléozoïque, Anjou.

I. Introduction : l'état des lieux, une vue d'ensemble sur les principaux éléments stratigraphiques et structuraux :

Le trait dominant d'un schéma géologique des terrains anciens du Massif armoricain, de la Bretagne au Cotentin, jusqu'en Anjou et au Choletais (fig.1), est constitué par de grands accidents tectoniques transverses de direction grossièrement est-ouest à valeur de décrochements cisailants qui ont fait coulisser les uns par rapport aux autres des ensembles de terrains différents. On reconnaît ainsi l'individualisation de trois grandes zones séparées par le cisaillement nord armoricain (CNA, fig.1) et par le cisaillement sud armoricain (CSA ou ZBSA, Zone Broyée Sud Armoricaine) : du Nord vers le Sud, la Zone Nord Armoricaine, la Zone Centre Armoricaine, la Zone Sud Armoricaine. Ces ensembles recouvrent cinq domaines reconnus par les auteurs sur la base de leurs successions stratigraphiques et leurs styles de plissements et de déformations (Cogné, 1974) :

- un domaine domnonéen : constitué d'un socle précambrien polymétamorphique et polyorogénique plus ou moins réactivé lors de l'orogénèse hercynienne,
- un domaine mancellien : caractérisé par des terrains précambriens "jeunes" appelés localement "briovériens" (de la localité de Saint-Lô, la Briovera gauloise), plissés et granitisés au cours de l'orogénèse cadomienne et recouverts par des séries sédimentaires paléozoïques modérément déformées à l'Hercynien,
- un domaine centre-armoricain : comprenant des séries paléozoïques épicontinentales reposant sur les terrains briovériens, montrant des déformations et une granitisation hercynienne d'importance croissante vers l'Ouest,
- un domaine ligérien constitué d'une succession paléozoïque plus épaisse soumise à un métamorphisme polyphasé, limitée au Sud par la "Zone broyée sud-armoricaine" caractérisée par de multiples lames de granites syntectoniques,
- plus au Sud, la région ouest-vendéenne formée de diverses unités précambriennes reliées au Massif Central.

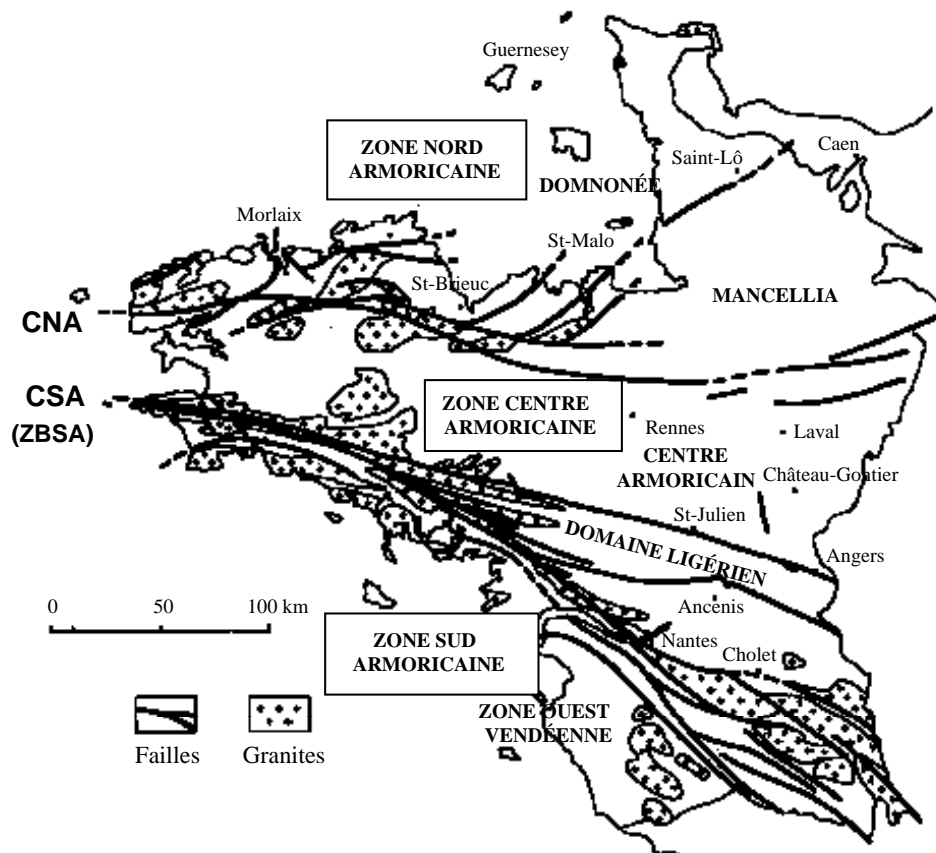


Figure 1 – Ensembles structuraux.

De ce canevas nous retiendrons l'importance du cisaillement nord-armoricain et du cisaillement sud armoricain (la Zone broyée sud-armoricaine), avec un jeu dextre estimé à 30 km pour le premier, à plus de 200 km pour le second (Dercourt, 1997). L'ensemble des structures visibles actuellement est le résultat d'une histoire tectonique polyphasée, d'abord précambrienne, puis hercynienne, dont il est brièvement exposé ici les moments clés.

II. Les témoins des orogénèses précambriennes :

Les terrains précambriens ont été identifiés par les méthodes de datation radiochronologiques, en particulier $^{87}\text{Rb}-^{86}\text{Sr}$ (sur roche totale et micas), $^{40}\text{K}-^{40}\text{Ar}$ (roche totale et feldspaths) et $^{238}\text{U}-^{206}\text{Pb}$ (sur les zircons et apatites), utilisées conjointement dans des roches très métamorphiques ou sur des granites (Dercourt, 1997). Ces datations ont permis de reconnaître (fig.2):

- des terrains paléoprotérozoïques âgés de 2,2 à 1,8 milliards d'années, qui représentent l'Icartien régional (Icart à Guernesey) ;
- des ensembles néoprotérozoïques âgés de 650 à 550 millions d'années, formant le Briovérien (Saint-Lô), structurés par l'orogénèse cadomienne (Caen) plus connue généralement sous le nom d'orogénèse panafricaine.

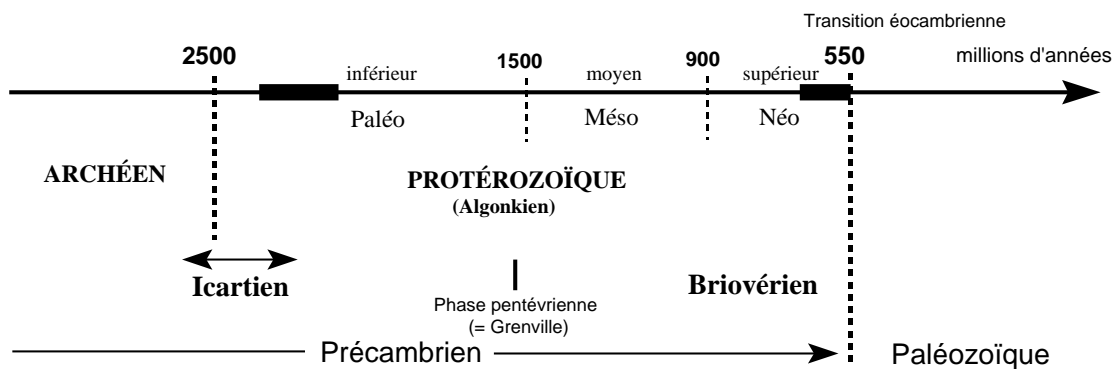


Figure 2 – Chronologie du Précambrien

1. L’empreinte icartienne :

Les terrains du vieux socle icartien sont formés de gneiss et d’amphibolites, de quartzites, et de masses de gneiss ocellés. Ces pointements réduits se situent dans le Nord Cotentin (Nez de Jobourg, à proximité du Cap de la Hague), dans l’île de Guernesey, et dans la région de Lannion-Perros-Guirec.

Ce sont les plus anciennes roches de France. Leur structuration est à rapporter à la “Ceinture de Grenville” qui représente grossièrement une zone de suture océanique, reste tenu d’une très ancienne chaîne de montagnes que l’on peut suivre jusqu’au Canada, et dont la reconstitution paléogéographique reste encore très subjective (Cotillon, 1988). En fait, les datations manquent entre l’Icartien et le Briovérien, ainsi plus d’un milliard d’années échappent-elles à l’investigation !

2. Le socle cadomien (panafricain) :

a) Le problème du Briovérien :

Sur la plupart des cartes disponibles, les auteurs rapportent au Briovérien (Précambrien) des schistes notés X, sur la base de critères de géométrie.

En Normandie (Domnonée, Mancellia), un Cambrien bien daté repose en discordance sur des grésopélites briovériennes réellement précambriennes.

En Bretagne centrale, au Sud du Cisaillement Nord Armoricaïn, les auteurs s’accordent maintenant (Le Corre & al., 1991) pour rapporter au Cambrien les épaisses séries détritiques silicoclastiques azoïques telles que la formation des siltites vertes du Lion d’Angers, et, dans cet ensemble, seuls les schistes et micaschistes des Mauges seraient réellement précambriens (Dercourt, 1997).

b) L’édifice panafricain :

C’est un édifice de nappes métamorphiques à vergence sud, avec interaction de chevauchements vers le sud et de décrochements sénestres N50. Elles reposent sur un

avant-pays où se sont sédimentés les débris arrachés à la chaîne en cours de surrection. On distingue ainsi trois ensembles de nappes superposées (fig.3):

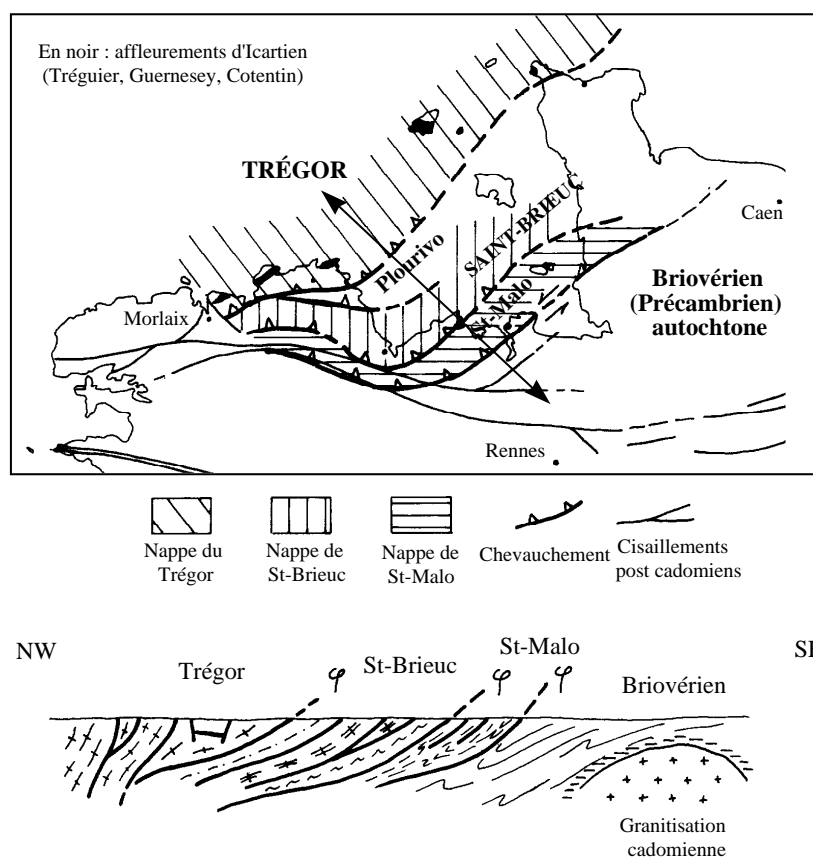


Figure 3 – L'empilement des nappes de l'édifice cadomien.

- la Nappe du Trégor : ensemble granodioritique emballant des éléments de socle icartien, bordé au sud par des métalaves d'abord acides puis basiques. Cet ensemble comprend un élément tardif, le graben de Plourivo, post-nappe, à remplissage briovérien et paléozoïque;

- la Nappe de saint-Brieuc : composée à la base par un orthogneiss, surmonté d'un empilement d'écaillés à matériel magmatique (métagabbros et métavolcanites), accompagnés de wackes lithiques à fragments de laves au sommet;

- la Nappe de Saint-Malo : migmatites et anatectites granitiques bordées par des sédiments (phtanites et silicoclastes). En Bretagne, le contact basal de cette unité passe à un décrochement sénestre.

Cet ensemble de nappes vient reposer au Sud-Est, en Normandie, sur d'épais empilements de turbidites (d'âge briovérien) dont une partie du matériel provient de la Nappe de Saint-Malo (débris de phtanites). Le tout est traversé par des plutons granitiques cadomiens. Une coupe orientée grossièrement NW-SE permet d'apprécier ces géométries (fig.3) et d'interpréter la mise en place de ces nappes comme le résultat de la résorption d'un ancien océan, l'"Océan Celtique", par subduction sous un craton stable. La typologie de cet ancien orogène le rapproche, pour ses premiers stades, de chaînes péri-océaniques ou liminaires, et selon les mesures radiochronologiques, sa structuration aurait duré près de 100 millions d'années.

L'Océan Celtique correspond probablement à la partie sud d'une Panthalassa qui occupait alors l'ensemble de l'hémisphère nord, la plupart des masses continentales se localisant dans l'hémisphère sud (Cotillon, 1988).

Il y a 550 millions d'années, à la fin du Briovérien, il est donc possible d'esquisser le schéma d'une première pangée bien caractérisée, la Pangée Protérozoïque *alias* Panafricaine *alias* Cadomienne (fig.4), presque toute entière située dans l'hémisphère sud du globe terrestre. Comme toutes les pangées connues, celle-ci va se fragmenter, obéissant ainsi au cycle de Wilson (durée de vie d'un système accréation-collision), et, dès le Cambrien, qui va enregistrer des périodes de subsidence importante, les plaques lithosphériques à croûte continentale vont commencer à se déplacer en remontant vers le Nord.

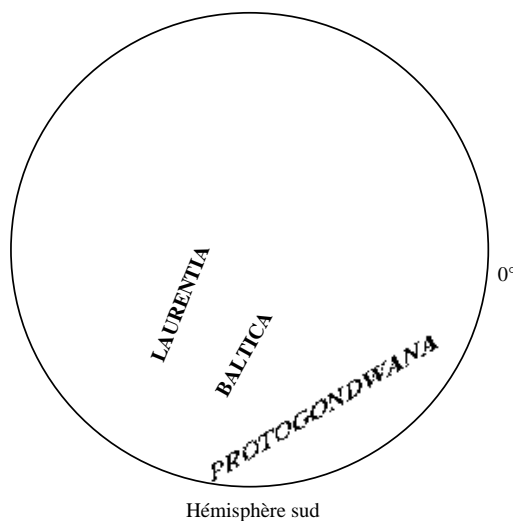


Figure 4 – La Pangée cadomienne : tous les blocs continentaux sont rassemblés dans l'hémisphère sud du globe. Cette Pangée va se fragmenter au début du Cambrien et les plaques lithosphériques vont se déplacer tour à tour vers le Nord.

III. Vers de nouveaux paysages : le cycle hercynien et la chaîne varisque européenne :

Avant d'envisager les étapes de la construction de l'édifice hercynien, il est utile de replacer le Massif armoricain dans le schéma général de la chaîne hercynienne d'Europe (fig.5), qui s'étend depuis le Maroc et l'Espagne jusqu'en Tchécoslovaquie (Bohême), pour disparaître à l'Est sous les Carpathes. Cet édifice est sinueux, et notamment courbé au niveau de la virgation Ibéro-Armoricaine, les structures étant déduites des mesures de schistosités et de foliations (Matte, 1986).

C'est une chaîne à double déversement, vers le Nord et vers le Sud, et qui possède les deux caractères majeurs d'une chaîne de collision (Dercourt, 1997) : des sutures océaniques, et des clivages crustaux des marges de paléocontinents (se traduisant par des empilements de nappes).

Sa limite nord (fig.5) est un front de chevauchement appelé Front Varisque, sa limite sud se trouve au niveau des Cantabriques, des Alpes et de la Bohême. Les sutures océaniques se traduisent par l'existence d'ophiolites, celles du Cap Lizard (Grande-Bretagne) et celles de la Zone ligérienne (Groix, Vendée et Anjou méridional) ; au centre du dispositif, une zone plus stable, les vieux terrains cadomiens.

Cette organisation diffère de celle des chaînes de collision classiques (Alpes par exemple), par la présence de deux sutures ophiolitiques, que Debemas & Mascle (1991) dans leurs coupes explicitent comme les sutures de deux anciennes aires océaniques refermées lors de l'orogénèse hercynienne.

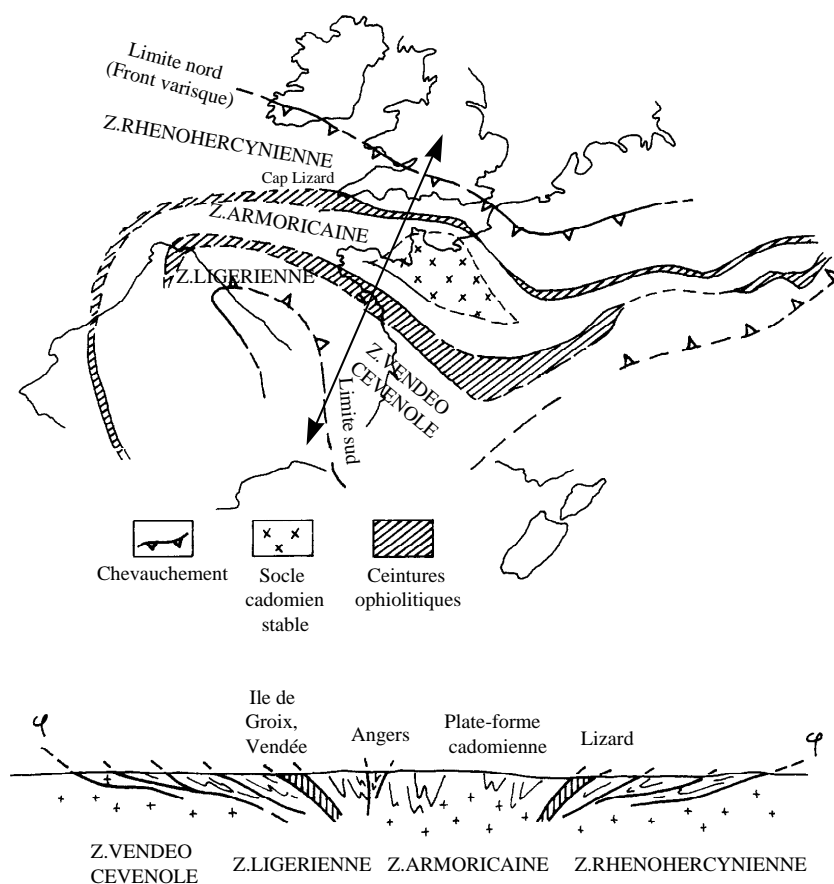


Figure 5 – La Chaîne hercynienne d'Europe.

A l'échelle de la France et du Massif armoricain lui-même, nous nous trouvons sur la branche sud de l'édifice, marqué par (fig.6):

- une ceinture ophiolitique métamorphisée en nappes dilacérées : Audierne, Groix, Choletais (gabbros lités de la carrière des Quatre Étalons),
- un complexe de nappes dont les sens de chevauchement sud sont parfois oblitérés par des coulissements dextres et une intense granitisation.

Cette organisation est représentée en coupe par Le Corre & al. (1991), qui dessinent un bloc cadomien et un édifice de nappes à vergence sud. Les ophiolites sont des reliques de croûte océanique (plancher basaltique formant le fond des océans) d'âge Ordovicien, actuellement sous faciès d'éclogites et de métagabbros *s.l.* : Audierne, Vendée, schistes à glaucophane ("schistes bleus") de l'île de Groix.

La coupe présentée fig.6 montre cette structuration au niveau de l'Anjou et de la Vendée : de part et d'autre de la suture océanique se différencie un domaine stable (région de Rennes) passant vers le Sud à une marge profondément déformée, et un domaine métamorphique (Vendée), témoin du clivage d'une paléomarge d'un ancien continent.

La région angevine représente donc la limite entre deux masses continentales anciennes, un craton ancien (l'Armorica) au nord, le Protogondwana au Sud.

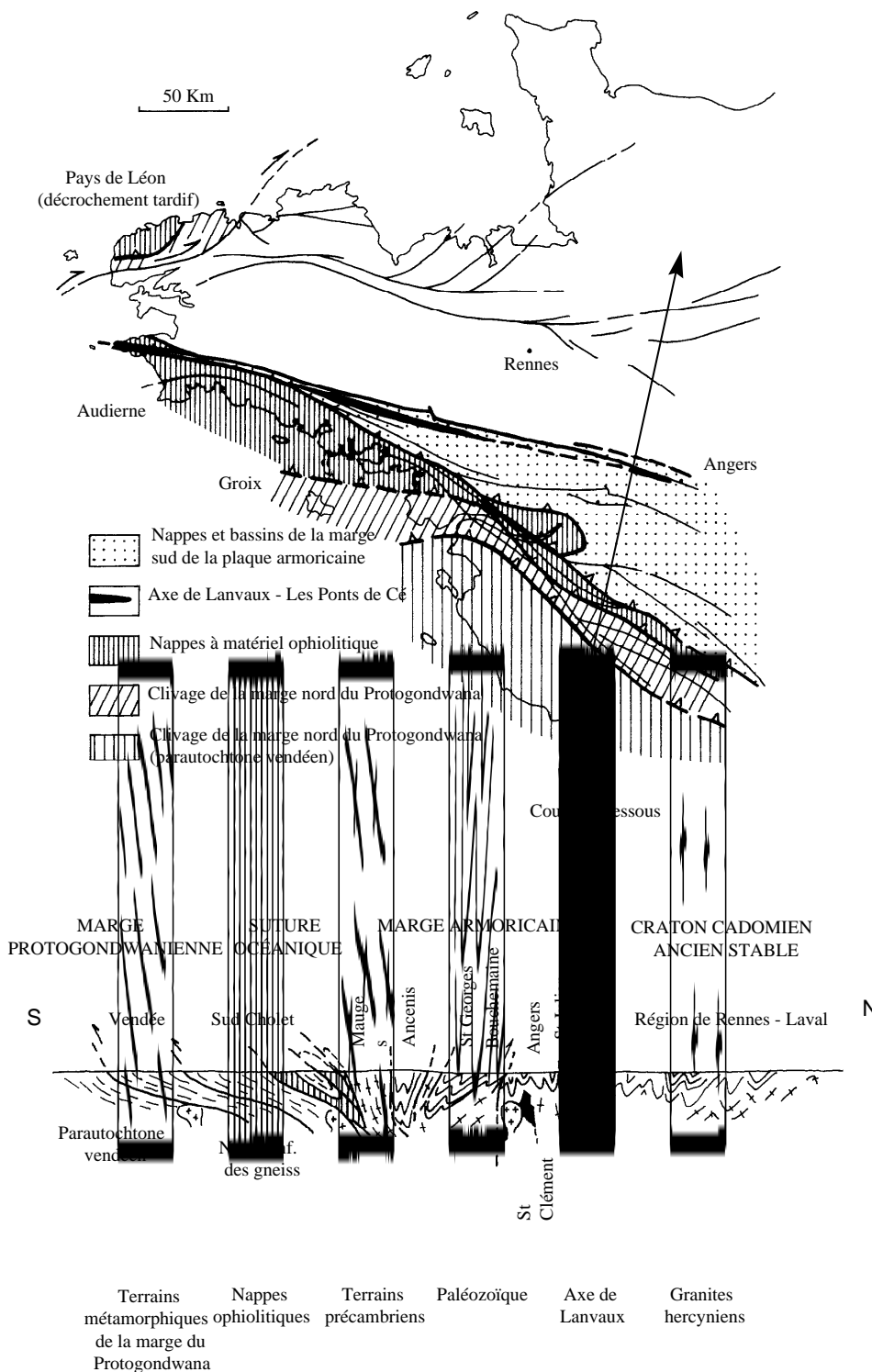


Figure 6 – Les témoins de la Chaîne hercynienne en Armorique.

Cette structure généralement apparemment complexe est le résultat d'une histoire relativement simple de déplacement de plaques lithosphériques depuis la fragmentation de la Pangée précambrienne (Matte, 1986).

IV. L'océanisation du Paléozoïque inférieur:

1. L'érosion de la chaîne cadomienne:

L'évolution du domaine hercynien au cambro-ordovicien (fig.7) débute par la période d'abrasion de la vieille chaîne cadomienne.

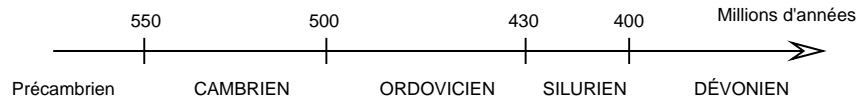


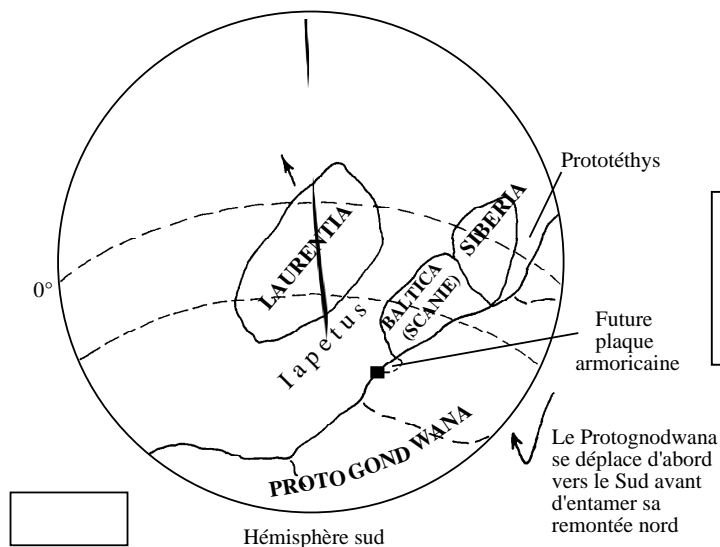
Figure 7 – Repères chronologiques dans le Paléozoïque.

Cette chaîne n'est pas tout à fait arasée lorsque subviendra la distension de la Pangée protérozoïque. Le Cambrien débute par des formations détritiques rouges continentales (ce sont les séries rouges postorogéniques) : "Schistes pourprés" (Cap de la Chèvre à Crozon), Poudingues et grès de la Sarthe (Rocreaux, Sillé), Poudingues de Gourin, signalés en Anjou. Ces séries vont être recouvertes par des formations marines et lagunaires du Cambrien inférieur à moyen.

2. La distension de la Pangée cadomienne :

Elle va se marquer par des jeux de subsidence, érosions et créations de grabens (analogie avec les débuts du cycle alpin) admettant parfois de fortes puissances (jusqu'à 3000 m). On assiste d'abord à des inondations marines timides et épisodiques (Normandie) avec des schistes, grès et même calcaires de plate-forme peu profonde comprenant des niveaux à stromatolithes.

Le Cambrien moyen est connu dans la zone des nappes, dans le Choletais, représenté par des schistes à *Paradoxides* (grands trilobites). Le pseudo-Briovérien (voir plus haut) pourrait être du Cambrien moyen représenté par les puissantes siltites vertes du Lion d'Angers, azoïques. Ce Cambrien marin serait alors très épais et l'ensemble de la marge inégalement subsidente. Cette marge était celle d'un continent, le Protogondwana bordé par un océan disparu appelé le Iapetus (fig.8).



3. Les temps ordoviciens : la naissance de l'Océan Rhéique et de l'Océan du Massif central :

C'est alors une véritable transgression marine qui va déborder largement les rivages cambriens. Dans de nombreuses régions, l'Ordovicien inférieur (Arenig) repose parfois directement sur le Précambrien. Nous sommes toujours sur les marges du Iapetus, au moins jusqu'à l'Ordovicien moyen.

Les premiers dépôts de l'Arenig sont rouges (fig.9), remaniant d'anciennes altérites. La sédimentation se trouve ensuite largement dominée par des dépôts silicoclastiques marins comprenant plusieurs niveaux de minerai de fer : c'est l'époque des "Grès armoricains", connus depuis le Maroc jusqu'en Grande-Bretagne, et qui jalonnent la marge du Iapetus, inégalement subsidente.

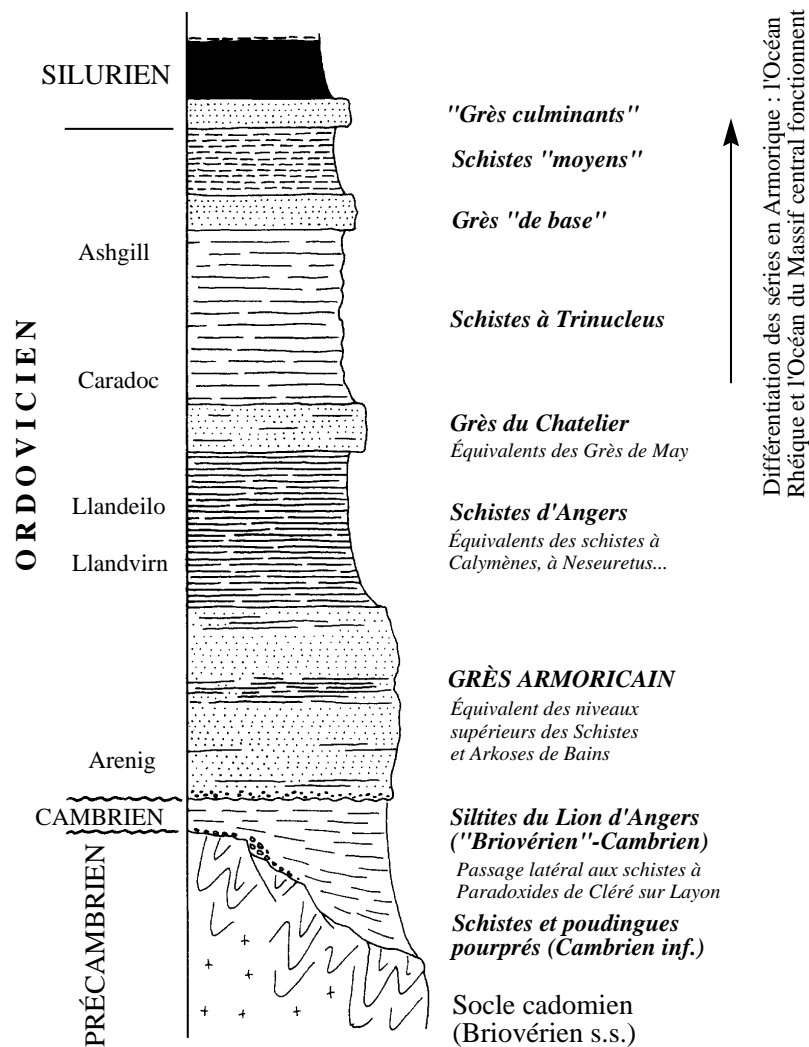


Figure 9 – Exemple de succession sédimentaire du Paléozoïque inférieur

Les Grès armoricains correspondent à une sédimentation de plate-forme à contrôle de houles et de vagues de tempêtes, les "tempestites" (Guillocheau, 1983), marquées par des structures sédimentaires caractéristiques (hummocky cross stratification, litages de

rides de vagues, terriers verticaux (scolithes), pistes d'organismes (*Cruziana*). Ils sont étroitement liés latéralement à des faciès pélitiques d'offshore donnant des schistes ardoisiers : une subsidence accrue de la marge associée à un événement eustatique va privilégier ces derniers et la transgression devient générale avec le dépôt des Schistes d'Angers à graptolithes et trilobites géants (*Ilaenus sp.*) dans une ambiance marine réductrice. Les "Grès du Chatellier" marquent une tendance régressive, et par la suite, les faciès vont se diversifier. L'Océan Rhéique et l'Océan du Massif Central, branches occidentales de la Prototéthys, fonctionnent en expansion.

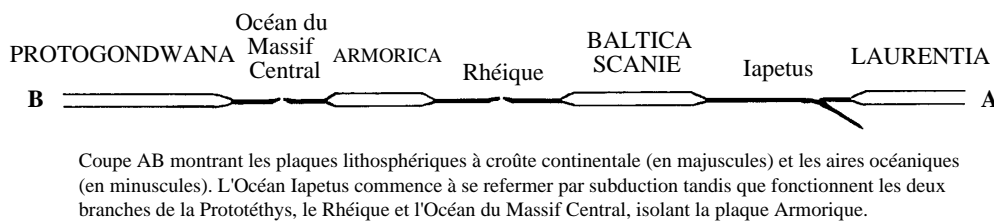
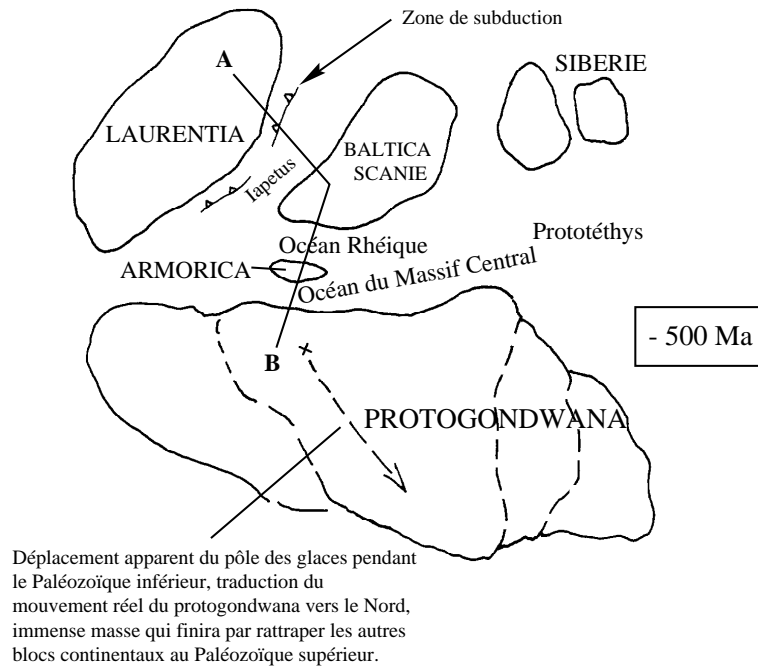


Figure 10 – Disposition des blocs continentaux à l'Ordovicien.

Un état des lieux à - 500 millions d'années (fig.10) permet de se rendre compte de la dynamique du déplacement des masses continentales : l'éclatement de la pangée cadomienne conduit à une véritable course poursuite des blocs continentaux en route vers le Nord. La Laurentia s'est détachée la première du Protogondwana, laissant libre l'océan Iapetus. L'ensemble Scanie-Sibérie va dériver à son tour et rattraper la Laurentia : le Iapetus se ferme alors, et la collision de ces plaques lithosphériques va provoquer la surrection de la chaîne calédonienne à la fin du Silurien. Ce faisant, l'écartement de la Scanie du Protogondwana va créer un nouvel océan, le Rhéique, qui se forme donc aux dépens du Iapetus : cet océan admet un diverticule, l'Océan du Massif Central, entre le Protogondwana au Sud et la microplaque armoricaine au Nord.

Les apparentes ouvertures et fermetures successives de ces aires océaniques doivent donc être comprises dans des différences de vitesses de déplacement des toutes ces plaques vers le Nord au cours du Paléozoïque.

L'aire océanique du Massif Central apparaît étroite (mais pas moins que l'océan alpin, analogue plus récent) et ne va pas fonctionner très longtemps, rattrapé par la masse gondwanienne. On retrouve maintenant sa trace grâce à la ceinture ophiolitique ligérienne, liée à la Zone Broyée Sud-Armoricaine.

Pour terminer cette revue des événements du Paléozoïque inférieur, on note que le détachement de l'Armorica par rapport au Protogondawana, se manifeste, au Silurien, par des dépôts de formations à blocs (parfois interprétées comme des tillites, mais plus probablement à signification de turbidites grossières), puis de grès micacés et ampélites (schistes carbonés retrouvés dans la Zone primaire axiale des Pyrénées), marquant un épisode anoxique, peut-être analogues aux black shales du Crétacé de l'Océan atlantique actuel (zone à oxygène minimum?). Dans le Nord-Ouest Bretagne, on assiste à une continuité Silurien-Dévonien, avec le dépôt de calcaires de plate-forme et des faciès récifaux. Les éléments clés permettant la compréhension de cette organisation se trouvent en Sud Armorique, dans la région de la Zone Broyée Sud-Armoricaine, au Silurien.

V. La subduction de l'Océan du Massif Central :

Nous avons vu depuis la fragmentation de la Pangée protérozoïque partir différentes plaques lithosphériques vers l'hémisphère nord, les unes rattrapant les autres.

C'est ainsi qu'au cours des 100 millions d'années qui suivent, les mêmes schémas géodynamiques vont se répéter : océanisation - fermeture par subduction - éventuellement obductions, puis collisions.

Un des témoins de ce type de succession est la Zone Ligérienne, du moins la partie qui a échappé aux cisaillements de la Zone broyée sud-armoricaine où le message est perdu dans l'état actuel des investigations.

Le schéma de référence élaboré par Dubreuil dans sa thèse (1986), qui a profondément changé l'approche des phénomènes sur la constitution de l'édifice hercynien, permet de distinguer (fig.11):

- les séries centre-armoricaines (ce sont les sédiments épicontinentaux reposant sur la plate-forme cadomienne, vieux craton stable représenté par la plaque Armorica),
- le bassin de Saint-Julien-de-Vouvantes (c'est le "Synclinorium d'Angers"),
- l'axe Lanvaux-Les-Ponts-de-Cé (souligné par l'orthogneiss de Saint-Clément-de-la-Place), suivi depuis la Bretagne occidentale jusque sous les terrains secondaires du Bassin de Paris,
- le synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire,
- le "Sillon houiller" de Basse Loire,
- le Bassin d'Ancenis,
- l'ensemble précambrien métamorphique des Mauges (élément de marge protogondwanienne), avec les nappes dites des "Gneiss supérieurs" (Dercourt, 1997) et de l'autochtone relatif (ou parautochtone vendéen) visible dans la Nappe de Champtoceaux.

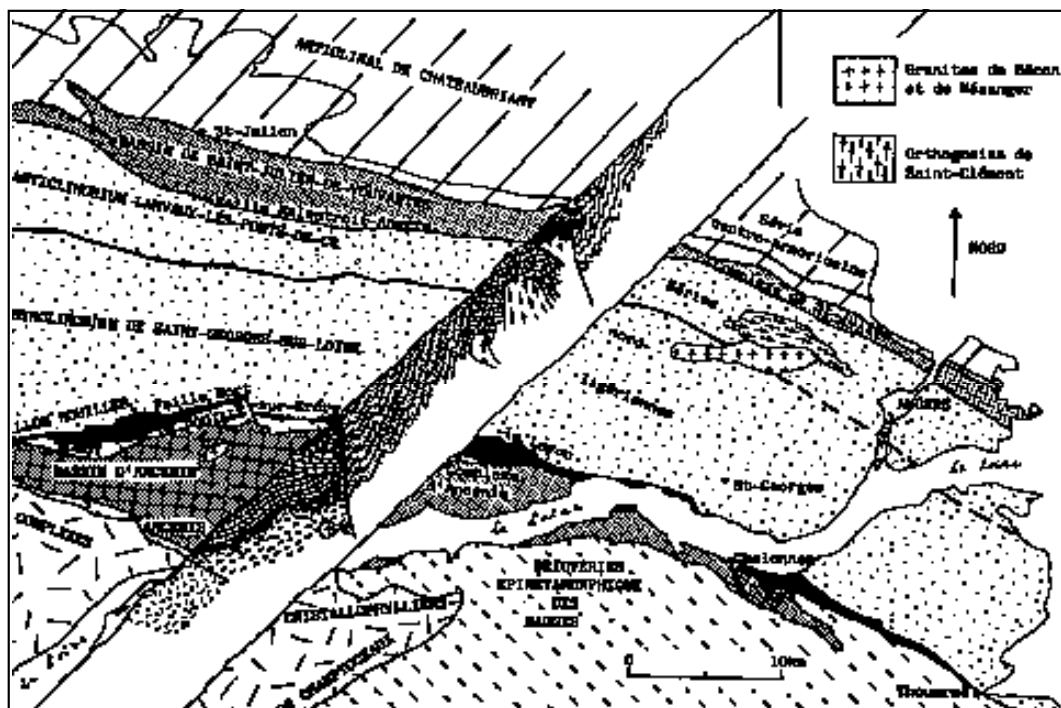


Schéma structural des unités ligériennes de Dubreuil (1986) intégralement reproduit ici : l'auteur fait correspondre les structures cartographiées avec des séries isopiques cohérentes.

Figure 11 – Le schéma structural de la zone ligérienne dans la région d'Angers (Dubreuil, 1986).

1. Les “Schistes de Saint-Georges” : un bassin arrière-arc :

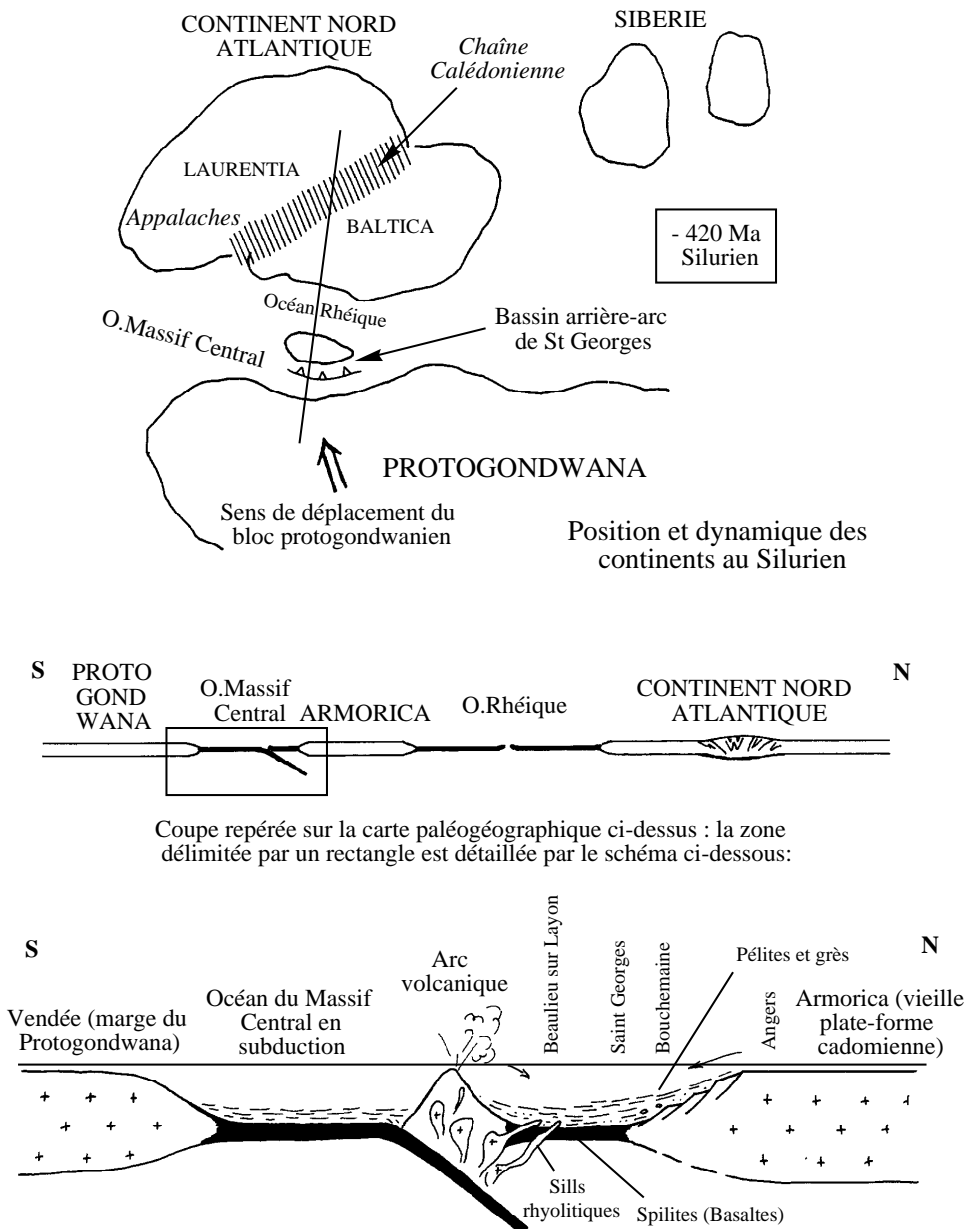
Les Schistes de Bouchemaine et de Saint-Georges-sur-Loire composent une série bien individualisée, à pendage sud, avec une surface d’affleurement de 8 à 10 km de large : compte tenu des multiples replis affectant cette série, on peut estimer sa puissance à plusieurs milliers de mètres. La lithologie dominante est pélitique (60% de schistes) ; le reste est pélitogréseux, avec des zones franchement gréseuses (Grès de Pruniers, Saint-Augustin-des-Bois, Hameau des Roches à Denée etc.) dont les caractères sédimentologiques (organisation séquentielle et structures sédimentaires) permettent de les interpréter comme des lobes turbiditiques (travaux en cours).

A cette sédimentation grésopélitique turbiditique est associé un bruit de fond sédimentaire marin représenté par des phtanites (roches siliceuses assimilables à des radiolarites pélagiques), et des ampélites correspondant à des périodes plus calmes, à faible taux de sédimentation. Des affleurements carbonatés sont intimement liés à des roches volcaniques comme les spilites (ci-après).

Enfin les Schistes de Saint-Georges comprennent de nombreuses roches volcaniques :

- acides, sous formes de tufs pyroclastiques ou en sills de rhyolithes-micogranites (château de Saint-Offange, Pic Martin à Rochefort)
- basiques : coulées à débit en pillow lavas ou spilites massives (les spilites sont d’anciens basaltes précocément transformés en assemblage chloriteux et à feldspaths plagioclases, mis en place en domaine sous-marin) bien connus dans la carrière de Pierre Bise à Beaulieu-sur-Layon.

Cet ensemble de roches et de faciès démontre l'existence et le fonctionnement, au Silurien, d'un bassin marin (phtanites), marqué par des phénomènes de résédimentation clastique (remplissage turbiditique), de profondeur variable, comprenant des venues volcaniques acides et à soubassement basaltique. Ce schéma correspond aux caractéristiques d'un bassin arrière-arc qui a pris naissance lors de la subduction de l'Océan du Massif central à la fin de l'Ordovicien (fig.12).



Le bassin arrière-arc de Saint-Georges, à soubassement spilitique et carbonaté et remplissage turbiditique traversé par des sills de roches magmatiques acides.

Figure 12 – Caractère et mode de mise en place du Bassin arrière-arc de Saint-Georges-sur-Loire.

2. Les modalités de la subduction :

Le bassin arrière-arc de Saint-Georges s'intègre facilement au modèle proposé par Debelmas et Masclé (1991) pour l'ensemble de la chaîne. Il se situe en avant de la subduction de l'Océan du Massif central (fig.12), en direction de la Zone armoricaine (microplaque Armorica). Les témoins de ce bassin arrière-arc peuvent être suivis jusqu'à la localité de Chalonnès, et au-delà, tout ces ensembles sont écrasés (Zone Broyée Sud-Armoricaine)

VI. La collision dévonienne :

1. La collision à l'échelle de la chaîne hercynienne :

Pour Debelmas et Masclé (1991), cette collision est consécutive à la fermeture de l'océan du Massif Central, elle même corrélative d'une période de subduction de l'Océan Rhéique (cf. la course-poursuite des blocs lithosphériques au cours du Paléozoïque). La subduction de l'Océan du Massif Central se termine avec obduction de l'arc volcanique et métamorphisme de haute pression dans la croûte océanique et les sédiments volcano-détritiques subductés (fig.13).

Cette collision entraîne le clivage de la marge protogondwanienne accompagné de la mise en place de granites résultant de la fusion de la croûte dans ces plans de clivages.

2. Manifestations de la collision en Armorique :

Elles sont tracées par les témoins des terrains du Dévonien inférieur et moyen. Plusieurs phénomènes marquent cette période de collision :

- le fonctionnement d'un bassin en pull apart (bassin sur failles décrochantes): c'est le bassin de Saint-Julien-de-Vouvantes – Angers, à remplissage sédimentaire chaotique ;
- il est relayé par un bassin un peu plus tardif, également de type rhombochisme (bassin losangique sur décrochement) : le bassin d'Ancenis ;
- entre les deux, le cisaillement de Lanvaux-Les Ponts-de-Cé, qui fait remonter des orthogneiss cadomiens profonds comme celui de Saint-Clément-de-la-Place (analogie avec l'orogène tertiaire des Pyrénées où l'on assiste à des remontées tectoniques d'écaillés de lithosphère profonde le long de la faille décrochante nord-pyrénéenne).
- la collision se traduit au Nord par des plissements, tandis que vers l'Ouest-Bretagne les sédiments du Dévonien inférieur et moyen se déposent normalement.

a) Le Bassin de Saint-Julien de Vouvantes :

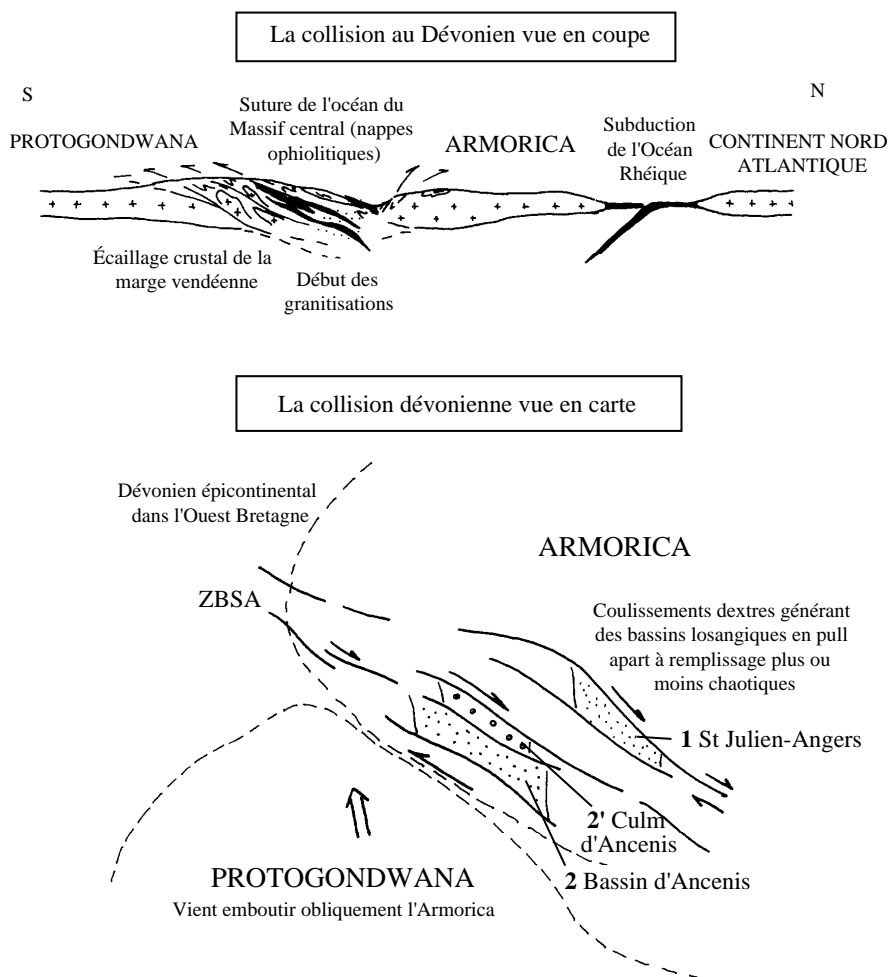
Dans ce secteur, Dubreuil (1986) montre (fig.11) un ensemble de schistes, grès et calcaires très plissés, affleurant en synclinorium très étroit, de Saint-Julien à Angers.

Il s'agit là typiquement d'une relique de bassin en pull apart, à remplissage progressif pélitogréseux contenant des éléments calcaires en blocs resédimentés à partir d'une plate-forme plus ou moins développée sur ses bordures (calcaires du Dévonien inférieur. La faune indique un âge Dévonien inférieur à moyen (Gédinien, Siegenien, Emsien).

b) Bassin d'Ancenis :

Son ouverture débute sensiblement très peu de temps après celle du bassin de Saint-Julien, puisque, dans une matrice schisteuse non datée, il comprend de nombreux éléments allochtones et des olistolites parmi lesquels des phanites siluro-dévonniennes, des lentilles calcaires, les Calcaires de Chalonnès (carrières de Châteaupanne), des schistes calcareux et calcaires fins à tétracoralliaires, stromatopores et brachiopodes. Il faut souligner que certains auteurs interprètent ces calcaires comme subautochtones, à signification de *mud mounds* de pente (Buffard, 1996, comm. pers.). Ce remplissage comprend également des grès ("grès à psilophytes") de nature très probablement turbiditique, datés Emsien-Eifelien (Dévonien inférieur à moyen).

Son histoire se poursuit au Dévonien supérieur-Carbonifère inférieur, avec les dépôts du "Culm" (faciès flyschöide) frasnien-dinantien, à géométrie transgressive sur les terrains précédents : il est surtout développé au Nord du Bassin d'Ancenis et marque une nouvelle saccade de la collision.



La collision, qui est oblique, provoque des cisaillements et décrochements dextres responsable de la création successive de petits bassins allongés en pull apart. Ceux-ci se relaient depuis le Dévonien inférieur-moyen jusqu'au Carbonifère inférieur : le premier correspond au bassin de St Julien de Vouvantes (fonctionnement au Dévonien inférieur), le deuxième comprend deux sous-unités composant le Bassin d'Ancenis, avec un premier remplissage chaotique du dévonien moyen-supérieur, puis une sédimentation turbiditique à faciès "Culm" au dinantien.

Figure 13 – La collision du Protogondwana et de l'Armorica au Dévonien.

Ce faciès Culm est ici constitué de schistes frasniens, famenniens à dinantiens, de calcaires gréseux et surtout de masses de conglomérats (Poudingue d'Ingrandes par exemple) dans lesquels on peut reconnaître (travaux en cours) des grands cônes turbiditiques proximaux, accompagnés de grès à végétaux flottés s'intégrant à la sédimentation turbiditique.

c) Conclusion : les modalités de la collision en Armorique :

Une collision se traduisant par des ouvertures successives de bassins en pull apart (**1** Saint-Julien-Angers ; **2** et **2'** Ancenis) est nécessairement une collision oblique (fig.13).

Le Protogondwana entre en collision avec l'Armorica obliquement, ce qui va commander un schéma en coulissements dextres générant des couloirs en effondrement, des bassins en pull apart à remplissage chaotique, recueillant les fragments de ses bordures abruptes (ces rhombochasmes peuvent être comparés aux bassins jalonnant la grande faille subméridienne actuelle en Palestine avec les golfes d'Aqaba et de la Mer Morte ; mais dans le cas de nos bassins armoricains le remplissage apparaît constant, alimenté par des dépôts détritiques).

Cette collision correspond à la "Phase Bretonne" de la littérature classique. L'obliquité peut être expliquée par une prééminence gondwanienne venant poinçonner l'Armorica, et responsable de la virgation ibéro-armoricaine (cf. fig.5), à la manière de ce qui est observé en Himalaya depuis le Tertiaire (Matte, 1986).

La collision en Anjou ne s'exprime donc pas à ses débuts par la mise en place de nappes et de plissements mais par des ouvertures successives de pull aparts. On assiste par contre aux premiers clivages crustaux en arrière du dispositif.

3. Les clivages crustaux et la fermeture de l'Océan Rhéique :

C'est l'épisode de la mise en place de nappes : ophiolites, nappes des gneiss inférieurs et supérieurs sur l'autochtone vendéen (Dercourt, 1997).

La surchauffe inhérente à cet épaissement lithosphérique de croûte continentale va provoquer la fabrication des premiers granites. On note que maintenant l'Océan Rhéique s'est fermé à son tour et que la double chaîne de montagne hercynienne commence à s'élever.

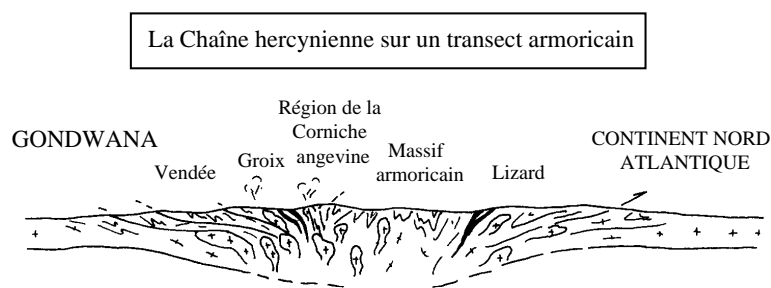
VII. La chaîne de montagnes hercynienne :

Après l'empilement des nappes, c'est l'époque de l'épaissement de la croûte continentale et de sa granitisation (fig.14). Enfin, les processus de l'isostasie vont faire remonter l'ensemble et créer les premiers reliefs de la chaîne hercynienne.

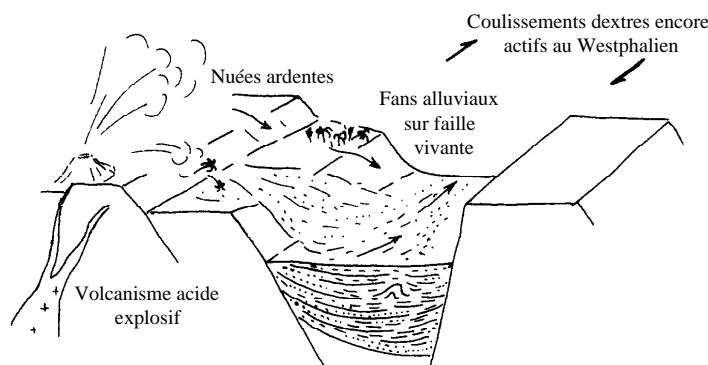
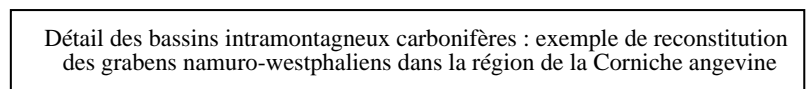
Cette remontée est irrégulière et va générer des bassins allongés intramontagneux très actifs et recevant les produits de l'érosion des reliefs alentour. Ces bassins continentaux intramontagneux sont dits "limniques" et sont caractérisés par des empilements de cônes alluviaux (*alluvial fans*) le long de failles vivantes délimitant d'étroits grabens (fig.14). Leur remplissage débute dès le Namurien en Armorique. Ils sont relayés çà et là par de petits bassins westphaliens par la suite, et forment le "Sillon houiller de la Basse Loire". Les sédiments sont des conglomérats (corniche angevine), des grès grossiers, des grès micacés et des pélites, très fossilifères (végétaux) organisés en séquences comprenant des niveaux à charbons (nombreuses mines en Anjou). Ces

charbons résultent de l'enfouissement rapide des débris végétaux de la forêt carbonifère. Le phénomène est amplifié par les dépôts de couches de cendres volcaniques acides résultant de la surchauffe déjà responsable de la mise en place de granites. Cette activité se manifeste par des épandages pyroclastiques (cendres de nuées ardentes vitreuses et tufs à cristaux) participant activement au remplissage rapide des grabens carbonifères et accélérant de manière catastrophique l'enfouissement de la matière organique végétale, phénomène bien visible en Anjou (Carrière du Roc, où l'on peut observer ces couches de cendres successives associées à des déformations synsédimentaires, des échappement gazeux pénécotemporains pouvant se produire le long de failles actives (travaux en cours).

Ces terrains houillers sont plissés, la dernière phase de serrage étant datée du Carbonifère supérieur (c'est la Phase Asturienne des auteurs). Celle-ci est à l'origine du déversement tardif des structures vers le nord de certaines unités angevines (à la manière d'un rétrocharriage) ; ce renversement a pu emprunter d'anciennes failles ayant joué en distension au Silurien sur la bordure de l'Armorica dans la région d'Angers (fig.12).



Les deux aires océaniques se sont refermées. sédiments et ophiolites se disposent en nappes. Les marges des anciens continents sont écaillées et métamorphisées. L'ultime phase de serrage (phase "asturienne") se produit à la fin du Carbonifère et redresse les schistosités et structures.



Graben très subsident. Piégeage de sédiments provenant de l'érosion des reliefs hercyniens. Enfouissement rapide de la matière végétale, sa maturation avec dégagements gazeux provoquant des déformations synsédimentaires, et formant finalement des gisements de charbons.

Figure 14 – La chaîne hercynienne et les derniers bassins limniques.

VIII. Les temps posthercyniens :

Tous les océans du Paléozoïque sont alors refermés et l'ensemble des blocs sont soudés pour former pour la nième fois de son histoire un supercontinent, la Pangée permotriasique , qui se fragmentera à son tour au Jurassique pour donner naissance à l'Atlantique et à la Téthys, océans d'un nouveau monde se rapportant au cycle alpin.

Depuis le Carbonifère, le Massif armoricain est marqué par sa continentalité. Longtemps émergé, il est d'abord soumis à l'érosion, prédominante au Permien, puis à une très longue période d'altération permettant la formation d'un épais manteau d'altérites qui ne sera pour partie remanié qu'au Crétacé, lorsque la mer venue de l'Est viendra lécher ses bordures. Il faut attendre encore plusieurs dizaines de millions d'années pour y détecter la phase de distension oligocène puis les déformations à grand rayon de courbure qui vont favoriser la transgression de la mer des faluns au Miocène supérieur (Biagi & al., 1996).

Remerciements

Romain Brossé, Maître de Conférences à l'Université d'Angers, auteur de plusieurs cartes géologiques, d'articles scientifiques, et organisateur de nombreuses excursions et tournées géologiques en Anjou, notamment pour la SESA, a su faire partager son expérience et apporter ses connaissances sur le Massif armoricain à beaucoup d'entre nous. Qu'il en soit ici vivement remercié.

Roland Buffard a bien voulu apporter à cet article ses commentaires et critiques constructives.

Références bibliographiques

- BIAGI R., ANDRÉ J.P., MOGUEDET G. & VERVIALLE J.P., 1996, «Organisation de dépôts bioclastiques proximaux associés à une variation rapide du niveau marin relatif au Miocène supérieur (Ouest de la France) », *Mém.Soc.géol.Fr.*, n°169, p.167-177.
- COGNÉ J., 1974, « Le Massif Armoricain », *In « Géologie de la France », Debelmas ed.,Doin, Paris, t.1, p.105-161.*
- COTILLON P., 1988, « Stratigraphie », Dunod, 182 p.
- DEBELMAS J. & MASCLE A., 1991, « Les grandes structures géologiques », Masson, 299 p.
- DERCOURT J., 1997, « Géologie et géodynamique de la France, Outre-mer et européenne », Dunod, 319 p.
- DUBREUIL M., 1986, « Évolution géodynamique du Paléozoïque ligérien (Massif armoricain) », Thèse Doct.Univ.Nantes, 278 p.
- GUILLOCHEAU F., 1983, « Les dépôts de tempêtes. Le modèle de l'Ordovicien ouest-armoricain », Thèse Doct.Univ.Brest, 223 p.
- LE CORRE C., AUVRAY B., BALLÈVRE M. & ROBARDET M., 1991, « Les massifs anciens de France – Le Massif Armoricain », *Sci.Géol.Bull.*, Strasbourg, n°44, t.1-2, p.31-103.
- MATTE P., 1986, « La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. », *Bull.Soc.Géol.Fr.*, (8), t.II, n°1, p.9-24.