HAL
open science

Age et origine des premiers reliefs de la chaîne hercynienne : le dévono-carbonifère du bassin d'Ancenis

Céline Ducassou

▶ **To cite this version:**

Céline Ducassou. Age et origine des premiers reliefs de la chaîne hercynienne : le dévono-carbonifère du bassin d'Ancenis. Tectonique. Université Rennes 1, 2009. Français. NNT : . tel-00474259

HAL Id: tel-00474259

https://theses.hal.science/tel-00474259

Submitted on 19 Apr 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

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

N° d'ordre : **ANNÉE 2009**

4042

THÈSE / UNIVERSITÉ DE RENNES 1
sous le sceau de l'Université Européenne de Bretagne

pour le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE RENNES 1

Mention : Sciences de la Terre

Ecole doctorale Sciences de la Matière

présentée par

Céline DUCASSOU

préparée à l'unité de recherche UMR 6118 CNRS
Géosciences Rennes
U.F.R. Structure et Propriétés de la Matière

Age et origine des premiers reliefs de la chaîne hercynienne : Le Dévono-Carbonifère du Bassin d'Ancenis

Thèse soutenue à Rennes le 04 décembre 2009

devant le jury composé de :

Jean VAN DEN DRIESSCHE
Président, Université de Rennes 1

Karel SCHULMANN
Rapporteur, Université Louis Pasteur, Strasbourg

José R. MARTÍNEZ CATALÁN
Rapporteur, Universidad de Salamanca

Jean-Louis PAQUETTE
Examinateur, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand

François GUILLOCHEAU
Examinateur, Université de Rennes 1

Michel BALLÈVRE
Directeur de thèse, Université de Rennes 1

Hubert LARDEUX
Invité

Avant-propos - Remerciements

Pour tous ceux qui ont le courage de lire ceci et même d'ouvrir ce mémoire de thèse, je promets de faire un effort pour ne pas trop m'étendre sur cet avant-propos, pour le reste, il est déjà trop tard….

Brièvement donc, voici comment ont débuté ces travaux de recherche. Mon travail sur la région d'Ancenis a débuté au cours de mon Master 1. Cherchant un faire un stage de terrain, j'ai fais connaissance avec la vallée de la Loire en levant la coupe du Planty à Ancenis. Ce travail a consisté pour moitié à faire une étude sédimentologique des séries carbonifère d'Ancenis et pour la seconde moitié… à débrouissailler… Mes dons particuliers pour le travail à la faucille (et un peu au marteau quand même) m'ont conduit à récidiver l'année suivante et à effectuer mon stage de Master 2 sur l'analyse structurale des séries ordoviciennes à carbonifère de la région de Chalonnes. Et il faut croire que même si on ne vante pas souvent ses qualités d'affleurement, on s'attache assez facilement à la « douceur angevine » de la région (un peu moins en janvier quand même) puisque c'est avec plaisir que j'ai signé pour 3 ans et approfondi ces premières études dans le cadre de cette thèse.

Je tiens donc tout d'abord à remercier Michel pour m'avoir proposé ce sujet de thèse à la suite mes travaux de Master 1 et 2, et surtout pour avoir toujours été présent (même lors de ses 6 mois en Australie…). J'ai beaucoup apprécié nos discussions, géologiques et autres, au cours de ces 6 ans (et oui déjà…), qui ont, c'est vrai, souvent porté sur la chaîne hercynienne (quand même). Je tiens à souligner le fait que Michel est l'exemple type du géologue naturaliste, dont l'intérêt et les connaissances dans presque tous les domaines des géosciences ont été très appréciable lors de nos conversations. Et voilà comment on se retrouve à faire une thèse en sédimentologie, géologie structurale et géochronologie détritique avec un directeur de thèse spécialiste en pétro métam. Je remercie également Cécile et Marie-Pierre, la super équipe sédim avec qui j'ai eu un grand plaisir à travailler (et à discuter) et qui ont accepté de m'accompagner à plusieurs reprises sur le terrain. J'en profite pour m'excuser de les avoir entraînées dans des massifs de ronces pour rechercher un affleurement de 20 centimètres au pied d'un arbre. Je remercie aussi Gilles, Marc, Olivier et Jean-Jacques pour m'avoir initié à la géochro. Je vous remercie pour votre patience, avec mes échantillons pas toujours faciles (micro-micas) et ma guigne (vieux bromo dilué, bulles dans les plots, blocage de l'université et panne de gaz). Kerry, merci pour avoir eu le courage de m'expliquer la théorie de Bayes - c'était pas gagné - et pour m'avoir filé

quelques coups de pouces pour le programme scilab (euh, je te dois combien déjà ?). Merci à Mr Lardeux, grand passionné de la géologie angevine, pour son enthousiasme lors de ses passages au labo et sur le terrain. Le hasard a fait que Christine commence sa thèse en même temps que moi, ce qui a permis des collaborations qui, j'espère, lui ont été aussi profitables qu'elles l'ont été pour moi. Donc merci à toi, Christine et bon courage pour la fin. Egalement un grand merci à Erwan, mon tuteur pédagogique qui a été très présent lors de mon monitorat, mais aussi toujours disponible pour les discussions plus géol.

Et enfin, parce que l'ambiance du labo est cruciale lorsqu'on y passe ses journées, voire ses soirées, je tiens à remercier tous ceux qui font de Geosciences Rennes un labo agréable. Tout d'abord mes collègues du bureau 127 : Nico (Dudu), que j'ai eu en face tous les jours, enfin, surtout les après-midi et les soirées... ; Yannick (le grand Dadou) qui me supporte depuis le M2 ; Mélo, merci pour les pauses vidéo internet (Groland en force) ; tous les M2 qui se sont succédés dans le bureau : Gwen, Cécile B., Besnoit et Gloria ; et nos poissons avec une mention spéciale pour Kévin qui est là depuis le début. Je remercie tous les permanents avec lesquels j'ai pu avoir des conversations passionnantes en géol, enseignement ou autre : Pavel, Pierre, Philippe, Winnie, François, Delphine, Sylvie, Jacques, Thierry. Et voilà, il est temps de remercier tous les M2, doctorants, post-doc qui se sont succédés au labo et avec qui j'ai passé de super soirées. Tout d'abord, les tout premiers qui sont partis depuis : Nol (héhé, sans les mains), Erwan, Nuno, Fab, Elise, Cécile M. (tchussy), Blaise ('xcellent), Ben, Flo, Chris, Rico, Laure, Olivier, Polo, Cédric, Antoine, Adrien, Seb Ro., tous ceux de notre super promo de M2 (Manu, Edouard, Mans, Yo, Camille, Yann, Matthieu, Christelle, Guillaume, Morgane, Jérémy, Gilles). Et enfin, ceux qui sont encore là et que je vais quitter : Pipo (décapsuliste), Marie, Eline, Christoff (Zechstein), Seb, Clo, Delphine, Justine, Morgane, Gwen, Romain, Romain, Romain (euh, j'en oublie un ?), Etienne, Alex, Pietro, Anne-Claire, Sam, Fabien, Nico, Emilie, François, et à tous ceux que j'oublie. Enfin, je remercie les écobios et tout particulièrement Sté (Whhoooo !!!) et mes collègues de fin de thèse : Lisa et Cécile (Allez les verts !!!!!). Enfin, je remercie ma famille qui a toujours soutenu mes choix et bien sûr Guilhem, qui a supporté (et supporte encore) les week-ends au labo, qui est si souvent venu à Rennes et qui m'a toujours soutenu.

Résumé

La chaîne hercynienne construite à la fin du Paléozoïque résulte de la convergence entre deux plaques majeures Laurussia et Gondwana. L'objectif de ce travail est d'étudier le potentiel des bassins sédimentaires à enregistrer la naissance des reliefs et l'exhumation des roches au cours des stades précoces de cette orogène. Les séries sédimentaires étudiées (Ordovicien à Carbonifère de l'Unité des Mauges, Domaine-Sud Armoricain, France), bien que localisées dans les zones internes de la chaîne, sont faiblement déformées. Une approche pluridisciplinaire (structurale, sédimentologique, géochronologique) a été développée pour contraindre la paléogéographie de la chaîne et la nature du matériel en cours d'érosion durant sa construction.

Les séries sédimentaires ordoviciennes à dévoniennes enregistrent un rifting Dévonien inférieur marqué par une discordance (formation d'épaulements de rift). Cet évènement pourrait être lié à l'ouverture d'un bassin arrière-arc (St-Georges-sur-Loire). L'existence de l'arc magmatique est enregistrée par des zircons détritiques à ca. 400 Ma dans la Fm de Sainte-Anne. La lacune de sédimentation du Dévonien moyen pourrait être liée à une période d'émersion. Le retour de la mer après une destruction des premiers reliefs a lieu au Dévonien supérieur. La collision intervient à la transition Dévonien/Carbonifère. Les séries carbonifères (Fm d'Ancenis) sont préservées dans un bassin grâce à une réactivation de la zone de suture du bassin arrière-arc. La méga-séquence régressive identifiée enregistre une surrection des reliefs et l'exhumation progressive du matériel hercynien (roches magmatiques et métamorphiques).

Abstract

The Variscan belt, erected during the end of the Palaeozoic, results from the convergence between two major plates: Laurussia and Gondwana. The purpose of this work is to study how the sedimentary basins record the birth of the relief and the exhumation of rocks during the early stages of this orogenesis. The studied sedimentary series (Ordovician to Carboniferous of the Mauges Unit, South-Armorican Domain, France), despite being located in the internal zones of the belt, are weakly deformed. A multidisciplinary approach (structural, sedimentology and geochronology) was developed in order to constrain the palaeogeography and the nature of the material being eroded during the birth of this belt.

Ordovician to Devonian sediments record a Lower Devonian rifting, marked by an unconformity which would have been located on the rift shoulders. This event could be linked to the opening of a back-arc basin (Saint-Georges-sur-Loire). The creation of a magmatic arc is recorded by detrital zircon at ca. 400 Ma in the Sainte-Anne Fm. The gap in the sedimentary record could be linked to an emersion during the Middle Devonian. Just after the destruction of this first relief, the return of a marine sedimentation is recorded in Upper Devonian times. The main final collision occurs at the Devonian/Carboniferous transition. Carboniferous sedimentation (Ancenis Fm) took place in a basin preserved thanks to the reactivation of the suture zone. The identified regressive mega-sequence is associated to surface uplift and progressive exhumation of the Variscan magmatic and metamorphic rocks.

Table des matières

Avant-propos - Remerciements **p.1**
Résumé **p.3**
Table des matières **p.5**

Partie I : Introduction - Problématique **p.7**
Introduction p.9
Chapitre 1 : Contexte Géologique p.19

Partie II : Données stratigraphiques, sédimentologiques et structurales **p.65**
Chapitre 2 : Structure des séries sédimentaires paléozoïques (Ordovicien à Dévonien) de la région de Chalonnes p.67
Chapitre 3 : Milieu de dépôt et âge du Membre basal (terrigène) du Calcaire de Chalonnes p.103
Chapitre 4 : Milieu de dépôt et âge des Grès de Sainte-Anne p.123
Chapitre 5 : Structure et milieux de dépôt du Bassin d'Ancenis p.177

Partie III : Données géochronologiques **p.215**
Chapitre 6 : Méthodologie p.225
Chapitre 7 : Analyse U-Pb des zircons détritiques p.289
Chapitre 8 : Analyses ^{39}Ar-^{40}Ar des muscovites détritiques p.331
Chapitre 9 : Analyse U-Pb sur zircons de la série magmatique du Bassin d'Ancenis (Granite de Mésanger) p.361
Chapitre 10 : Analyses U-Pb sur zircons, échantillons complémentaires p.377
Chapitre 11 : Sources potentielles des minéraux détritiques dans la sédimentation paléozoïque p.395

Partie IV : Discussion & Conclusion **p.417**
Chapitre 12 : Naissance et origine de reliefs de la chaîne hercynienne au Dévono-Carbonifère p.419

Références **p.445**

Annexe 1 : Séparation par liqueurs denses p.475
Annexe 2 : Programme (Scilab) traitement données U/Pb p.481
Annexe 3 : Résultats BayesMix p.493

PARTIE I :

Introduction

-

Problématique

Introduction

Un relief correspond, par définition, à une différence d'altitude entre deux points. Ce terme peut désigner soit l'altitude moyenne d'une région soit les différences d'altitude au sein d'une région

Plusieurs mécanismes de genèse des reliefs peuvent être distingués et sont brièvement présentés ici.

- L'épaississement de la croûte continentale dans les zones de collision par le jeu de failles et de plis (chaînes de montagne).
- L'épaississement de croûte par addition de matériel issu de la fusion du manteau (magmatisme) dans les arcs insulaires (zones de subduction)
- Les changements des propriétés thermiques de la lithosphère (rifts océaniques et continentaux, zones affectées par des panaches mantelliques).
- La mise sous contrainte de la lithosphère (flexuration, flambage).

Il existe des reliefs sous-marins dont les plus marqués et les plus connus sont les rides océaniques, et des reliefs continentaux dont les plus réputés sont les chaînes de montagnes.

Dans le cadre de ce travail, seuls les reliefs continentaux seront étudiés afin de discuter le contexte et l'âge de leur genèse, leur géométrie (en terme de pente), et de caractériser la nature des roches à l'érosion.

1. Evolution du relief de la chaîne hercynienne

Le paroxysme de l'orogenèse hercynienne a lieu au Carbonifère, période pendant laquelle les reliefs hercyniens furent présents dans la plupart du domaine Européen. La disparition de la sédimentation marine et l'existence de bassins continentaux attestent, pour certains domaines, de la présence de terres émergées dès la fin du Carbonifère inférieur (Namurien, soit Serpukhovien). La sédimentation continentale est bien connue en France, depuis le Carbonifère et jusqu'au Permo-Trias, aussi bien dans le Massif Armoricain (Bassin du Cap Sizun, Sillon Houiller de la Basse-Loire en Anjou ; Sillon Houiller de Vendée ; e.g. Pelhate, 1994) que dans le Massif Central (Bassin de Saint-Etienne, Decazeville-Rodez, Commentry, Autun, etc ; e.g. Feist et al., 1994). La transition entre faciès marins et continentaux est diachrone. Alors que la sédimentation continentale est connue au moins depuis le Namurien

dans le Massif Armoricain (Sillon Houiller de la Basse Loire en Anjou ; Carpentier, 1932), plus au sud (Montagne Noire, Pyrénées), la sédimentation turbiditique marine persiste durant la première partie du Carbonifère, et ceci jusqu'au Westphalien au Pays Basque (Feist et al., 1994). Dans cette région, la migration des séries turbiditiques vers le sud(-ouest) est bien documentée et implique une migration des fronts de chevauchement et un élargissement de la chaîne (Engel, 1984). À la fin du Carbonifère (Stéphanien) et durant le Permien, la sédimentation continentale est enregistrée jusqu'aux Pyrénées. Ces séries sédimentaires sont préservées dans des bassins intracontinentaux, où ils se déposent en discordance sur les séries carbonifères marines. Ces bassins sont souvent associés à des failles décrochantes (bassins en pull-apart) ou à des détachements (bassins extensifs). Les séries sont souvent riches en débris végétaux à l'origine de la formation de charbon qui a été exploité dans la plupart de ces bassins.

La présence de terres émergées soumises à l'érosion est donc bien documentée à la fin de l'orogenèse hercynienne. Le relief de la chaîne hercynienne a été interprété comme un haut plateau de 5000 mètres d'altitude, de type plateau tibétain (Becq-Giraudon et Van Den Driessche, 1994). Selon ce modèle basé sur les séries sédimentaires stéphaniennes à permiennes du Massif central, la surrection de la chaîne hercynienne aurait eu lieu, au moins dans ce domaine, au Namurien (330 - 320 Ma) et son effondrement gravitaire se serait produit au début du Permien (Autunien) (Fig. 2).

Cependant des évènements métamorphiques sont connus bien avant le Carbonifère, et au moins dès le début du Dévonien. En effet, des datations isotopiques effectuées sur des unités métamorphiques semblent indiquer un épisode métamorphique de haute pression (faciès des éclogites) autour de 410 - 400 Ma (La Bessenoits, Paquette et al., 1995). De même, des migmatites sont datées du Dévonien Moyen à Supérieur (390 - 370 Ma) dans le Massif Central (Limousin : Meuzac, Tulle, Faure et al., 2008) ou dans le Massif Armoricain (Unité de Champtoceaux, Cocherie et al., 2005, ou encore Les Herbiers en Vendée, Rolin et al., 2000). Dans l'Unité du Cellier (Complexe de Champtoceaux), l'épisode éclogitique est estimé à 360 Ma et l'exhumation de ces séries est datée autour de 350 - 330 Ma (^{39}Ar-^{40}Ar sur phengite, Bosse et al., 2000 ; Pitra et al., 2009). Le métamorphisme des schistes bleus de Groix est également estimé à 360 Ma et leur exhumation est enregistrée entre 360 et 330 Ma (^{39}Ar-^{40}Ar sur phengite, Bosse et al., 2005).

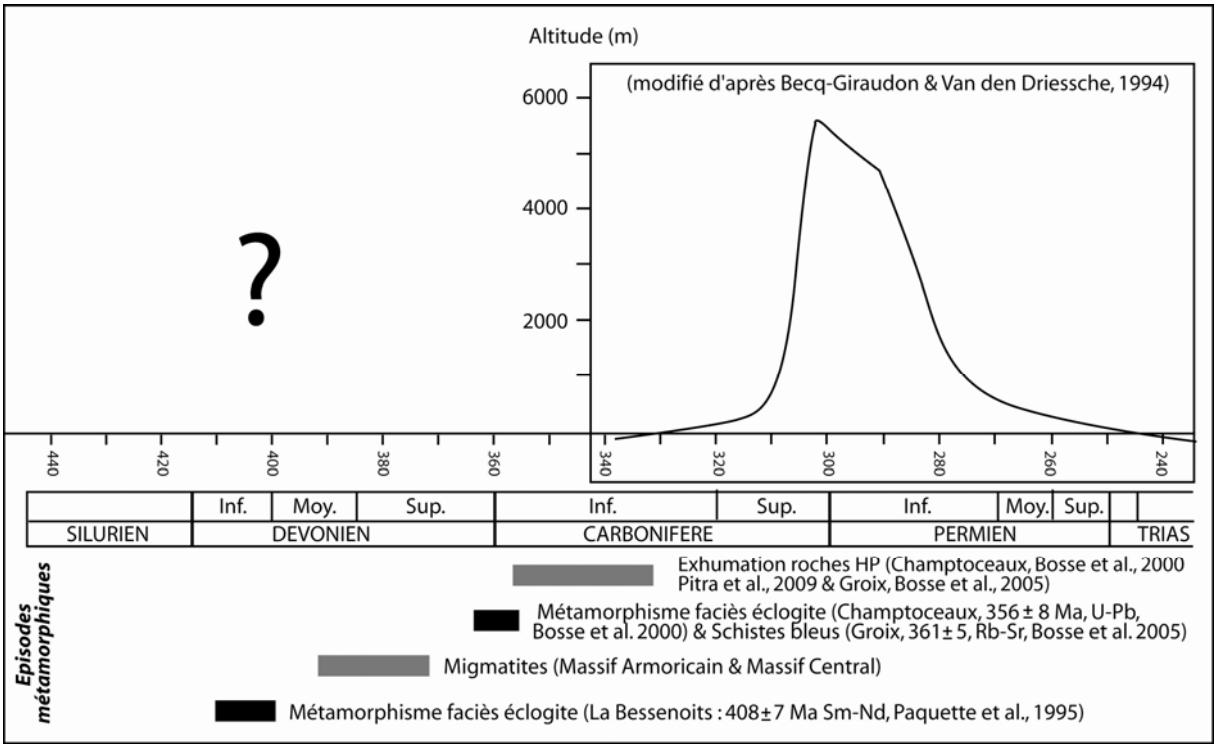


Figure. 2. Schéma des données sur les épisodes tectono - métamorphiques de la chaîne hercynienne en relation avec l'évolution (en temps / altitude) du relief de la chaîne hercynienne proposé par Becq-Giraudon & Van den Driessche (1994)

Or les contextes géodynamiques que documentent ces roches métamorphiques pourraient être à l'origine de la formation de reliefs. Par exemple, lors de la subduction océanique, un arc volcanique peut se former. De même un contexte de collision continentale tel que le marquent la fusion crustale et l'exhumation des roches de haute pression, devrait se traduire par la création de reliefs qui seraient par la suite érodés. Ces reliefs existaient-ils ? Où étaient-ils localisés ?

2. Expression d'un relief dans l'enregistrement sédimentaire

La difficulté principale lorsqu'on cherche à étudier les reliefs anciens est qu'ils ont généralement été érodés suite à leur surrection. Or la formation d'un relief va être caractérisée par une terre émergée soumise à l'érosion et à l'altération. L'érosion de ce relief va entraîner la sédimentation du matériel érodé dans les bassins adjacents. Les formations ciblées pour l'étude et la caractérisation des reliefs seront donc les séries sédimentaires détritiques terrigènes. Cette étude propose donc de caractériser les reliefs d'après leur enregistrement dans les bassins sédimentaires. De plus, les séries sédimentaires étudiées sont constituées de

matériel érodé provenant de ces reliefs. Ainsi, en plus de permettre de dater la formation de ce relief et potentiellement sa disparition, il est possible d'échantillonner directement le matériel qui le constituait. Il faut cependant noter que la formation du relief et son enregistrement dans le bassin peuvent être diachrones du fait des temps de transport mais surtout des pièges sédimentaires. Cependant, dans le cas des séries paléozoïques, la précision des datations des séries sédimentaires étant généralement faible (inférieure au million d'années, voire à la dizaine de millions d'années), on peut considérer que le temps de transport est négligeable.

L'analyse des faciès sédimentaires et de la pétrologie des roches terrigènes issues de l'érosion d'un relief peut donner des informations sur le relief en cours d'érosion. Tout d'abord, la présence de matériel facilement altérable (feldspaths, fragments lithiques) indique une altération chimique modérée des zones sources et un mode et/ou une durée de transport qui permettent leur préservation. De plus, l'étude pétrologique permet de discuter de ces sources, et particulièrement du type de roche à l'érosion. L'étude des fragments lithiques, lorsqu'ils sont présents, permet de distinguer une origine sédimentaire, magmatique et/ou métamorphique des zones sources. Ainsi, une évolution des sources enregistrées allant des roches de couverture (fragments d'origine sédimentaire) vers des roches de socle (fragments de roches magmatiques et métamorphiques) indique une dénudation de plus en plus importante du relief et l'érosion de « niveaux structuraux » de plus en plus profonds. La granulométrie maximale des particules permet de discuter la distance à la source. Ainsi, par exemple, l'apparition dans l'empilement sédimentaire de niveaux conglomératiques indique des sources proches. La détermination des faciès avec l'étude des figures sédimentaires permet de caractériser les milieux de dépôt et d'esquisser un schéma de la paléogéographie au moment de la sédimentation. Elle permet également de caractériser la pente. Enfin, la détermination des paléocourants permet de déterminer la position des zones sources et donc, du relief, par rapport au bassin sédimentaire.

3. Méthodes de caractérisation du relief

Analyse des séquences sédimentaires

Une fois qu'un relief (terre émergée soumise à l'érosion) a été identifié, la première question à se poser est : quel évènement est à l'origine de sa formation ? Les trois régimes géodynamiques à l'origine de la formation du relief sont : (i) les régimes convergents

(collision, arcs insulaires), (ii) les régimes divergents (épaulements de rift), et (iii) le volcanisme (panaches). Chacun de ces contextes peu impliquer différents processus (flexure, isostasie, thermique) qui peuvent être, ou non, combinés.

Il existe des séquences sédimentaires types, bien définies pour certains de ces contextes. Par exemple dans un bassin d'avant-pays, la séquence type débute par des faciès turbiditiques (flyschs), puis la séquence évolue vers des termes de plus en plus continentaux (séquence régressive) jusqu'à la mise en place de dépôts conglomératiques de cônes alluviaux (molasse). Par contre, la séquence type dans un bassin extensif (rift) débute par des dépôts continentaux (avec éventuellement des intercalations volcaniques) évoluant vers des dépôts marins avec d'abord des sédiments clastiques (dans un contexte deltaïque par exemple) évoluant vers des termes plus carbonatés. De plus les processus qui sont impliqués dans les différents contextes peuvent être caractérisés par des échelles de temps et d'espace différents. Cela se traduit par des corps sédimentaires de dimensions spatiales et temporelles différentes. L'identification de ces séquences types ou la caractérisation des processus impliqués pourrait permettre de proposer un contexte de mise en place du relief à partir de l'étude des séries sédimentaires. Cependant, pour cela, il est nécessaire d'avoir une bonne précision sur les enchaînements de dépôt dans l'espace et dans le temps, ce qui n'est pas toujours réalisable dans les faits sur le terrain, en particulier dans le cas des séries sédimentaires étudiées ici. En effet, les séries paléozoïques du Massif Armoricain présentent une continuité spatiale trop faible et des datations pas assez précises.

Pour palier ce problème, il est possible de discuter du contexte tectonique à partir des données bibliographiques, lorsqu'un évènement tectono-métamorphique pouvant impliquer la formation d'un relief est connu et contemporain. Enfin, il est également possible, lorsque le domaine de sédimentation est assez proche du relief, que les séries sédimentaires aient été affectées par une déformation qui témoigne du contexte géodynamique contemporain. Dans ce cas, une analyse des structures syn-sédimentaires peut permettre de caractériser le régime de déformation à l'origine du relief.

Apport de la géochronologie détritique

Les travaux se basant sur la géochronologie des minéraux détritiques, en particulier avec la méthode U/Pb sur zircons, se sont multipliés ces dernières années, notamment grâce au développement de techniques plus rapides et moins coûteuses. Parmi les applications les plus traditionnelles, la géochronologie des minéraux détritiques est notamment utilisée pour

dater des séries sédimentaires dont l'âge ne peut pas être connu grâce à son contenu faunistique, pour caractériser les zones sources d'un bassin sédimentaire, ou encore pour contraindre les reconstitutions paléogéographiques à l'échelle des masses continentales. Dans le cadre de cette étude, cette méthode sera principalement utilisée pour caractériser les sources. Cependant, dans certains cas, elle pourra également permettre de préciser la gamme d'âge pour la sédimentation et donc donner un âge maximal pour la formation du relief.

L'objectif de la datation des minéraux détritiques est d'identifier les sources en les datant. Dans le cadre de cette étude, le but est surtout de déterminer la présence ou l'absence de sources d'âge jeune, formées lors de l'orogenèse hercynienne (terrains métamorphiques ou magmatiques hercyniens). L'identification de telles sources permet potentiellement de donner des informations sur l'évolution des reliefs en identifiant la transition entre l'érosion d'un vieux socle (du type socle protérozoïque) et de sa couverture sédimentaire et l'érosion de terrains hercyniens. De plus, cela permet également d'estimer un âge minimal de mise en érosion de zones sources.

Cependant, quelques limites à cette approche devront être prises en compte. Tout d'abord, dans les méthodes de géochronologie détritique, un poly-recyclage des minéraux datés dans les séries sédimentaires doit être envisagé. Dans ce cas, l'âge obtenu sur le minéral n'est pas celui d'une roche source du matériel terrigène. La roche en cours d'érosion est une roche sédimentaire dont une des roches sources contenait le minéral daté. Cependant, dans le cas d'une population jeune, il est plus probable qu'elle provienne directement de l'érosion des terrains magmatiques ou métamorphiques qu'ils datent plutôt que du remaniement de terrains sédimentaires. Il est cependant possible d'envisager un remaniement des minéraux détritiques depuis des pièges sédimentaires intermédiaires. Dans cette configuration, il faut considérer un retard possible entre la mise à l'érosion de la zone source et la sédimentation du matériel détritique dans le bassin. Ainsi, que l'on considère un recyclage des minéraux datés ou un temps de transport long, l'âge de la sédimentation correspondra toujours à un âge minimal de mise en érosion de la source datée.

Deux méthodes de datations ont été utilisées : la méthode U/Pb sur zircons et la méthode ^{39}Ar-^{40}Ar sur muscovites. Les caractéristiques de ces minéraux et de ces méthodes de datations font que l'utilisation couplée de ces deux méthodes apporte des informations complémentaires. De plus ces deux méthodes fournissent des âges assez précis. La précision varie en fonction du matériel analysé mais l'erreur sur la mesure peut être inférieure au

million d'années. Enfin ce sont des méthodes appropriées à la gamme d'âges étudiée (Paléozoïque).

Les zircons et les muscovites sont des minéraux souvent présents dans les roches sédimentaires. Le zircon est peu altérable, possiblement recyclé. Il ne traduit donc pas nécessairement la présence d'une source dont l'âge est celui obtenu sur ce zircon. La muscovite est moins résistante, elle peut être recyclée mais certainement moins que le zircon. Alors que le zircon est ubiquiste et qu'il est possible d'en trouver dans quasiment toutes les roches sources, la muscovite est absente dans certains types de roches. Ainsi il est possible qu'une population obtenue avec la méthode U/Pb sur zircons ne soit pas présente dans les âges obtenus avec la méthode ^{39}Ar-^{40}Ar tout simplement parce que la roche ne contient pas de muscovite. Enfin, la température de fermeture du zircon est plus élevée que celle de la muscovite. Ainsi, sur une même roche source d'origine métamorphique comportant des zircons et des muscovites, le zircon peut ne pas avoir enregistré l'évènement métamorphique et donner l'âge du protolithe (ou un âge intermédiaire) tandis que la muscovite peut traduire l'âge de l'épisode métamorphique. Cependant, il est également possible que les muscovites enregistrent mal l'âge de l'épisode métamorphique qu'a subi la roche source, mais dans certains cas, la forme du spectre d'âges permettra de discuter d'éventuelles perturbations.

L'association de ces deux méthodes pourrait donc permettre de discuter la nature des roches qui forment le relief en comparant avec des sources connues et, dans certains cas, de distinguer deux sources potentielles de même âge mais de natures différentes.

4. Choix de la zone d'étude

Dans le Massif armoricain, le Domaine Centre-Armoricain est le siège d'une sédimentation dans un domaine de plateforme avec un enregistrement quasi-continu durant le Paléozoïque (Guillocheau & Rolet, 1982). Plus au Sud, dans l'Unité des Mauges, les séries sédimentaires paléozoïques ont été relativement bien préservées de la déformation. Ce domaine de sédimentation, localisé dans les zones internes (au sommet de l'empilement de nappes), a potentiellement enregistré des évènements tectoniques liés à l'orogenèse hercynienne. Il offre un bon compromis entre la préservation des séries sédimentaires qui seront les séries étudiées et la proximité des zones internes dont on veut connaître l'histoire au cours du Paléozoïque.

Cependant, les conditions d'affleurement dans cette zone ne sont pas optimales. De ce fait, il est difficile de corréler les différentes coupes et d'établir la chronologie des différents faciès sédimentaires au sein d'une même formation.

5. Plan du mémoire et collaborations

Partie I

Dans une première partie est présenté le **cadre géologique (Chapitre 1)** dans lequel se place cette étude. Cette partie est réalisée sous la forme d'un article paru à *Comptes Rendus Geoscience* (Ballèvre et al., 2009) dans lequel sont présentées la place du Massif Armoricain dans la Chaîne Hercynienne, la position et la nature des éventuelles sutures océaniques identifiées dans ce domaines et les possibles corrélations avec les domaines voisins.

Partie II

La deuxième partie comprend les **données stratigraphiques, sédimentologiques et structurales** qui sont, pour la plupart, présentées sous forme d'articles. Dans le cadre de ce travail, l'analyse structurale des séries paléozoïques a été réalisée et fait l'objet d'un article soumis à ***International Journal of Earth Sciences*** **(Chapitre 2)**. Cette analyse est principalement basée sur la détermination de la nature des contacts entre les différentes formations et pour quelques cas particuliers, sur une étude de la déformation dans ces séries. Cette étude a également nécessité une cartographie des formations (sur le terrain, et à partir de données bibliographiques). L'aide du Pr. Hubert Lardeux a été précieuse pour cette partie. Le travail de terrain a été facilité par la présence de carrières qui malheureusement sont de nos jours pour la plupart abandonnées et souvent inaccessibles. La carrière de Châteaupanne, toujours en exploitation s'est révélée être d'un grand intérêt, tant pour l'étude structurale que pour l'étude sédimentologique.

L'analyse sédimentologique de plusieurs formations a également été réalisée avec la participation de Cécile Robin (Géosciences Rennes) et Marie-Pierre Dabard (Géosciences Rennes). Les formations étudiées (Base de la Fm de Chalonnes, Fm de Sainte-Anne et Grès et Conglomérats d'Ancenis) sont des séries détritiques terrigènes qui présentaient un intérêt pour la compréhension de l'évolution des reliefs lors de l'orogenèse hercynienne. Pour la plupart

de ces formations, ont été couplées une analyse des faciès sédimentaires, une analyse pétrologique, la détermination des milieux de dépôts, et des mesures de paléocourants.

Des collaborations avec des paléontologues et des paléobotanistes ont permis de préciser l'âge des formations étudiées et ont fait (ou feront) l'objet de différentes publications qui sont présentées dans ce travail. Ces collaborations ont été réalisées principalement avec Christine Strullu-Derrien (Université d'Angers et de Liège) pour les déterminations de la paléoflore et, par son intermédiaire, avec Philippe Gerrienne (Université de Liège), mais également Alain Le Hérissé (Université de Brest) et Philippe Steemans (Université de Liège) qui ont participé à la détermination des spores et acritarches. Michel Ballèvre (Géosciences Rennes) et Hubert Lardeux ont réalisé l'étude de la répartition des brachiopodes du Grès de Sainte-Anne, dont les implications sont également présentées ici. Des collaborations ont aussi été réalisées avec Serge Régnault (Muséum d'Histoire Naturelle de Nantes) pour la détermination des Echinodermes et avec Jean-François Becq-Giraudon (par l'intermédiaire de H. Lardeux) pour la détermination des Trilobites.

Les données pour chaque formation étudiée sont présentées dans l'ordre stratigraphique. L'étude du membre terrigène qui forme la base du Calcaire de Chalonnes fait l'objet d'une publication, à ce jour acceptée à ***Geological Magazine*** **(Chapitre 3)**. Dans cet article sont présentées les conclusions sur l'âge et le milieu de sédimentation de ce niveau qui a la particularité de renfermer les plantes terrestres les plus anciennes connues à ce jour dans le Massif Armoricain. L'étude de la Formation de Sainte-Anne a fait l'objet de deux publications rassemblées dans le Chapitre 4. La première publication est sous presse au ***Bulletin de la Société Géologique de France*** **(Chapitre 4, partie I)** et comporte l'étude sédimentologique et paléobotanique de cette formation. La deuxième publication est acceptée à ***Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*** **(Chapitre 4, partie II)** et comporte l'étude de la faune (brachiopodes et crinoïdes) de cette formation. Enfin, l'étude des séries terrigènes du Bassin d'Ancenis est en cours. L'étude pétrologique des grès, la détermination des paléocourants à l'échelle du bassin restent à compléter. Cependant, les données récoltées jusqu'à ce jour permettent de présenter un modèle d'évolution des milieux de dépôt dans le bassin au cours du Carbonifère **(Chapitre 5)**.

Partie III

La troisième partie comprend les données géochronologiques acquises au cours de ce travail. L'essentiel de ces données porte sur l'analyse de minéraux détritiques à partir de deux

méthodes : la méthode U/Pb sur zircons et la méthode ^{39}Ar-^{40}Ar sur muscovites. Les analyses U/Pb sur zircons ont été réalisées sous la direction de Marc Poujol (Université de Rennes 1) et avec la collaboration de Jean-Jacques Peucat (Université de Rennes 1). Les analyses ont été réalisées au Laboratoire ICPMS de Géosciences Montpellier avec la collaboration d'Olivier Bruguier (Université de Montpellier). Les analyses ^{39}Ar-^{40}Ar sur muscovites ont été réalisées sous la direction de Gilles Ruffet (Université de Rennes 1) au sein de l'atelier de géochimie isotopique de Géosciences Rennes.

La description de la méthodologie suivie pour chacun de ces outils est présentée dans le **Chapitre 6**. Pour les analyses U/Pb, plusieurs approches (statistiques ou non) de détermination et d'identification des populations d'âges ont été envisagées. Une de ces approches, basée sur les méthodes statistique bayésiennes, a été réalisée avec la collaboration de Kerry Gallagher (Géosciences Rennes) qui a notamment développé le programme utilisé pour ce travail. Les résultats des analyses U/Pb sur zircons et la distinction des différentes populations d'âges sont décrits dans le **Chapitre 7**. Les résultats des analyses ^{39}Ar-^{40}Ar sur les muscovites détritiques sont présentés dans le **Chapitre 8**. Cependant d'autres analyses U/Pb ont été réalisés sur des zircons qui ne proviennent pas des roches sédimentaires étudiées. Tout d'abord, la datation d'une intrusion magmatique qui recoupe les séries sédimentaires du Bassin d'Ancenis a été entreprise afin de donner une limite minimale à la sédimentation dans le bassin. Cette datation va faire l'objet d'une publication, mais des analyses chimiques complémentaires vont être effectuées sur cette série magmatique afin de préciser leur nature (**Chapitre 9**). Ce travail sera fait en collaboration avec Erwan Hallot (Géosciences Rennes). Enfin deux autres objets ont été analysés : une métadacite provenant du Complexe de Champtoceaux et une roche volcano-sédimentaire (tuffite) provenant du Sillon Houiller de la Basse-Loire. Les résultats de ces analyses n'ont pas été concluants mais sont tout de même présentés dans le **Chapitre 10**. Enfin, une discussion sur les sources potentielles des échantillons détritiques analysés est proposée au **Chapitre 11**.

Partie IV

Les résultats des études structurales, sédimentologiques et géochronologiques développés au cours de ce travail sont synthétisés et leurs implications pour l'évolution du relief de la chaîne hercynienne au cours du Dévono-Carbonifère seront alors discutées dans le **Chapitre 12**.

Chapitre 1 :

Contexte Géologique :
Le Massif Armoricain dans la Chaîne Hercynienne

Palaeozoic history of the Armorican Massif: models for the tectonic evolution of the suture zones.

Michel Ballèvre[a], Valérie Bosse[b], Céline Ducassou[a], Pavel Pitra[a]

[a] Université de Rennes1, Géosciences Rennes (UMR-CNRS 6118), F-35042 Rennes Cedex

[b] Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand, Laboratoire Magmas et Volcans (UMR-CNRS 6524), Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand, F-63000 Clermont-Ferrand

Abstract

The Armorican Massif (Western France) provides an excellent record of the Palaeozoic history of the Variscan belt. Following the late Neoproterozoic Cadomian orogeny, the Cambro-Ordovician rifting was associated with oceanic spreading. The Central- and North-Amorican domains (which together constitute the core of the Armorica microplate) are bounded by two composite suture zones. To the North, the Léon domain (correlated with the "Normannian High" and the "Mid-German Crystalline Rise" in the Saxo-Thuringian Zone) records the development of a nappe stack along the northern suture zone, and was backthrusted over the Central-Armorican domain during the Carboniferous. To the South, an intermediate block ("Upper Allochthon") records a complex, polyorogenic history, with an early high-temperature event followed by the first generation of eclogites (Essarts). This intermediate block overthrusts to the North the Armorica microplate (Saint-Georges-sur-Loire), to the south (i) relics of an oceanic domain, and (ii) the Gondwana palaeomargin. The collision occurred during a Late Devonian event, associated with a second generation of eclogites (Cellier).

Résumé

Histoire paléozoïque du Massif armoricain: modèles d'évolution tectonique des zones de suture. Le Massif armoricain (ouest de la France) présente un excellent enregistrement de l'histoire paléozoïque de la chaîne varisque. Après l'orogenèse cadomienne (Néoprotérozoïque), le rifting cambro-ordovicien fut probablement associé à l'ouverture de bassins océaniques. Les domaines centre- et nord-armoricains (qui constituent le cœur de la microplaque Armorica) sont bordés par deux zones de suture. Au Nord, le domaine du Léon,

un équivalent de la Ride Cristalline de l'Allemagne Moyenne (Zone saxo-thurigienne), est constitué par un empilement de nappes. Au Sud, un domaine intermédiaire (Allochtone Supérieur) enregistre une histoire polycyclique, avec un évènement de haute température auquel succède un épisode éclogitique (les Essarts). Cet Allochtone Supérieur est charrié sur des unités ophiolitiques (Allochtone moyen), elles-mêmes superposées à la paléomarge gondwanienne (Allochtone inférieur). Durant cet évènement se développe un second épisode éclogitique, ayant lieu à la fin du Dévonien (360-370 Ma) et n'affectant que les unités gondwaniennes (Cellier).

Keywords : Armorican Massif; Armorica; Variscan belt; Eclogites; Suture zone.

Mots clés : Massif armoricain ; Armorica ; Chaîne varisque ; Eclogites ; Zone de suture.

1. The Armorican Massif within the framework of the Variscan Belt.

The Armorican Massif is that part of western France where the Palaeozoic basement is presently cropping out, either because it had never been covered by Meso-Cenozoic sediments or because these sediments were removed by erosion. The geological knowledge of the Armorican Massif dates back to the early mapping of Dufrénoy and Elie de Beaumont [64], later amplified through the huge effort of C. Barrois, who mapped 18 sheets at 1:80000 scale, covering 40% of the Armorican Massif [45]. Mapping at the 1:50000 scale will be achieved in a few years, and will provide an improved basis for drawing the geological map of France [40], which will be used as a background for the following discussion.

The Armorican Massif is a small part of a late Palaeozoic mountain belt, the Variscan belt that extends throughout Western and Central Europe (Fig. I-1). This mountain belt resulted from the convergence of Laurussia (= Laurentia + Baltica) and Gondwana, with amalgamation of various continental domains of peri- (or north-) Gondwanan origin, and the resorption of the intervening oceanic domains. Two such continental domains have been distinguished, namely Avalonia [164, 163] and Armorica [187, 151]. Long-standing discussions have taken place about their precise boundaries, the timing of their separation from the mainland Gondwana (compare for example Fortey and Cocks [73] and Landing [109] for Avalonia-Gondwana divergence) or even their proper existence (compare for example Matte [134] and Robardet [166] for Armorica).

A remarkable aspect of the geology of the Variscan belt is that different terrane sequences have been developed along strike in different parts of the orogen. Figure I-1 displays the major domains/units/zones presently recognized in the Iberian Massif [131, 132], in the Armorican Massif (see below) and in the eastern part of the Variscan belt, from the Vosges to Bohemia [74, 135, 75]. Correlations between these domains prove difficult for two main reasons. Firstly, the Cantabrian arc (a late Variscan structure) is cut along its northern side by a transcurrent fault that had a long history: a left-lateral displacement during the Permian, then the Cretaceous oceanic spreading of the Biscay Gulf and finally the shortening during the Pyrenean orogeny. It follows that any accurate correlation between northwest Spain and western France remains conjectural, because the position of the two domains at the end of the Variscan orogeny (late Carboniferous/early Permain) is uncertain. Secondly, the sections in the eastern part of the Armorican Massif on the one hand, and from the Ardenne to the southern Vosges-Schwarzwald on the other hand, have few things in common (e.g. the

presence versus lack of a domain with undeformed or slightly deformed Proterozoic basement). Indeed, the Meso-Cenozoic Paris Basin is deposited unconformably over a potential suture zone, which is marked by a major magnetic anomaly, whose exact significance is unclear.

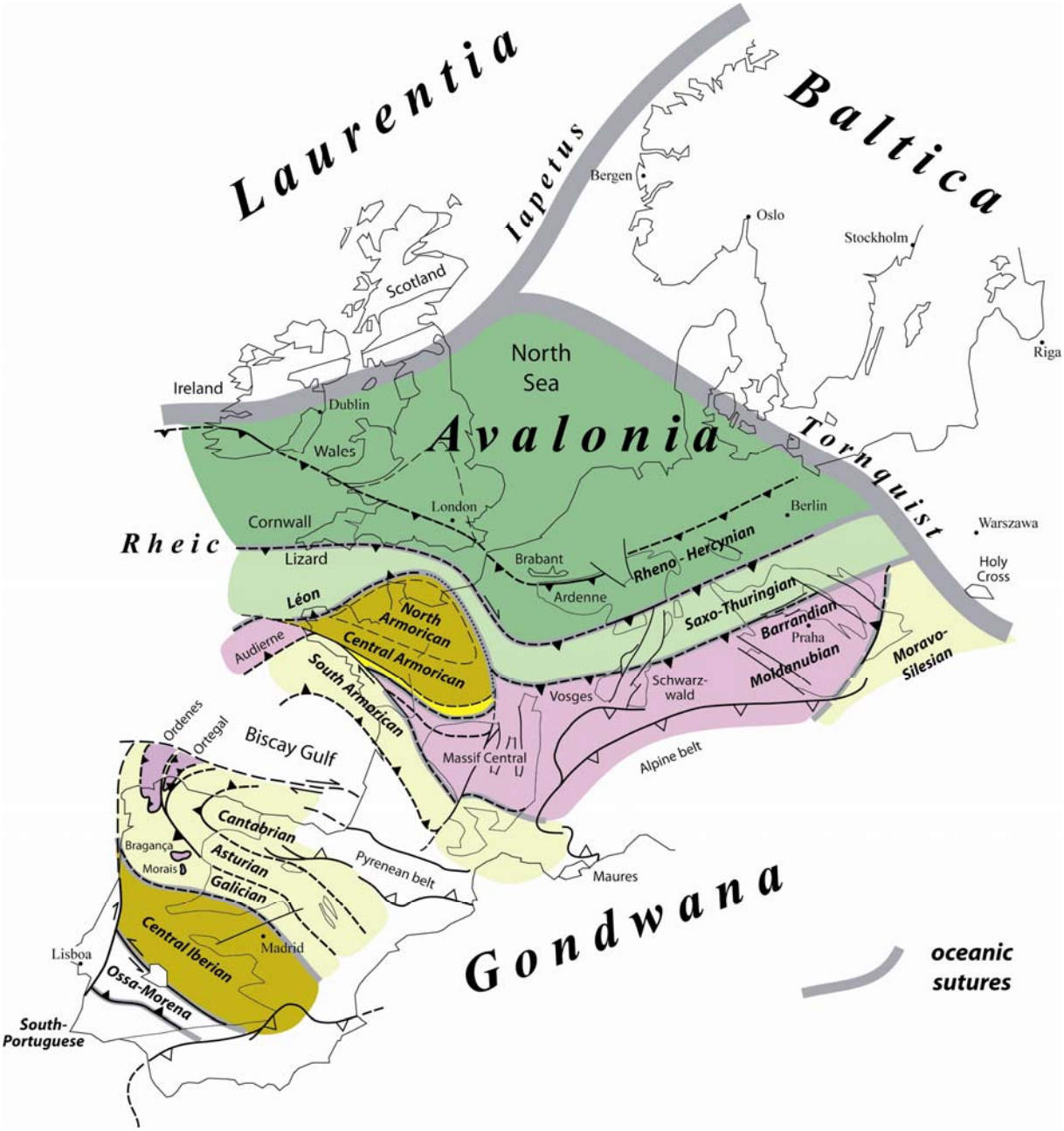


Fig. I-1 – The Armorican Massif is one of several areas where Palaeozoic rocks deformed during the Variscan orogeny, crop out. The main domains in the Variscan belt vary along strike, their correlation being a matter of debate because of the non-cylindrical nature of the belt. Different colours are used to overcome the difficulties of the parochial nomenclature, and highlight potential correlations within the Variscan belt.

Fig. I-1 – Le Massif Armoricain est une région où affleurent des roches paléozoïques déformées durant l'orogenèse varisque. Diiférentes zones ont été reconnues au sein de la chaîne varisque, mais leur corrélation est un objet de débat en raison de la nature non-cylindrique de la chaîne. Dans ce schéma, différentes couleurs sont utilisées pour souligner les corrélations possibles entre certaines zones.

The Armorican Massif is divided by Late Carboniferous, transcurrent, shear zones [96, 77, 97, 88] into four main domains (Fig. I-2), namely the Léon domain to the NW, and the North-, Central- and South Armorican domains [e.g. 49, 113, 102]. These domains essentially differ by the amount of strain that accumulated during the Devonian and Carboniferous. Specifically, undeformed to slightly deformed Proterozoic basement is preserved in the Northern- and Central-Armorican domains, where it is unconformably covered by Palaeozoic sequences. During the Variscan orogeny, the North- and Central Armorican domains were pieces of continental crust that were moderately shortened and sheared between the two main suture zones. In contrast, the Léon and the South Armorican domains have been strongly reworked during the Variscan orogeny, and the distinction between the Proterozoic basement and its Palaeozoic cover is generally obscured by the Variscan deformation and metamorphism.

This paper presents a summary of the geological history of the Armorican Massif, with the purpose of checking its geological evolution against the plate tectonic framework. Therefore, our main task is to identify within the Armorican Massif, major continental domains bounded by oceanic sutures. In Western Europe, the Avalonia microplate, which will not be discussed later, consists of (from west to east) southern Ireland, Wales, the Lake District, South-west England and the Ardenno-Rhenish massif [47]. The Armorica microplate (in its narrowest sense) is restricted to the North- and Central Armorican domains on the one hand, and to the Central-Iberian Zone on the other ([10], but see [184]) (Fig. I-1). If the plate tectonic framework for Armorica proposed by Matte [134] is taken as a reference frame, one should describe the tectonic evolution of a northern suture zone ("Lizard ocean"), separating Armorica from Avalonia, and a southern suture zone ("Galicia - Massif Central ocean"), separating Armorica from Gondwana. Before considering this topic, we will briefly summarize the pre-collision history.

2. The pre-collision history.

2.1. A Proterozoic basement of Gondwanan affinity.

A common feature of all domains within the Armorican Massif is the occurrence of a Proterozoic basement that has been deformed at the end of the Neoproterozoic, during an orogenic event that is locally known as the Cadomian orogeny [41]. It is now widely accepted that the Armorican Massif was located at this time close to the West African craton [139,

140], and therefore the Cadomian orogeny would be not only coeval with, but an integral part of, the Panafrican orogeny. With respect to our large-scale understanding of the Variscan belt, the occurrence of a Cadomian basement alone cannot justify potential correlations between one specific domain in the Amorican Massif and other domains outside the Armorican Massif.

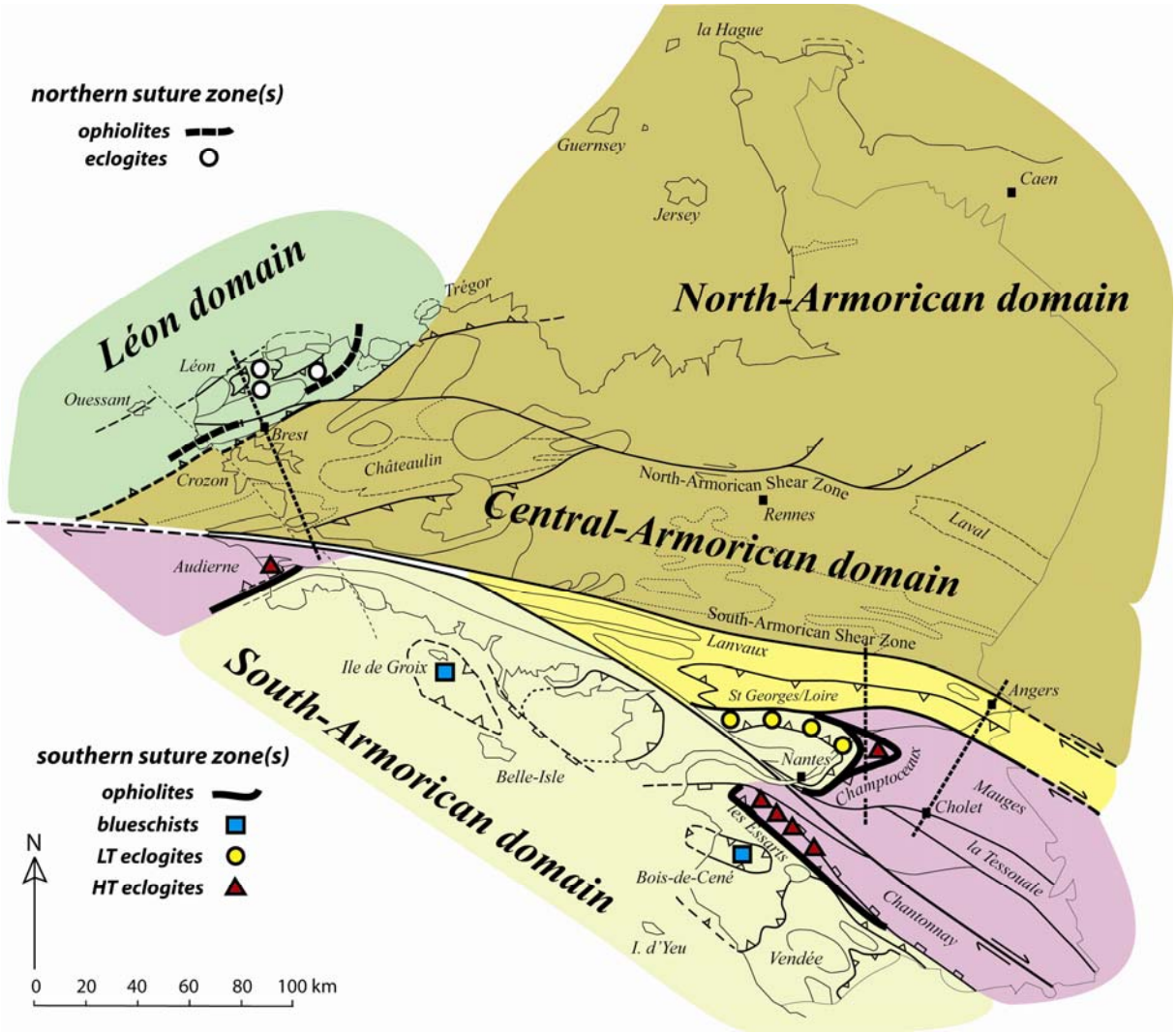


Fig. I-2 – The structure of the Armorican Massif is defined by Late Carboniferous shear zones that separate domains with contrasting deformation histories during the Variscan orogeny. Two ophiolite bodies are recognized, namely the Audierne Complex (to the West) and the Folies Siffait-Drain-Le Hâvre Units, the highest unit within the Champtoceaux Complex (to the East). Eclogites (Léon, Audierne, Champtoceaux, les Essarts) are found in continentally-derived units. Blueschists (Ile-de-Groix, Bois-de-Cené) are found where oceanic material has been subducted. Dashed lines indicate the location of the cross-sections.

Fig. I-2 – La structure du Massif Armoricain est définie par des zones de cisaillement d'âge carbonifère supérieur, qui séparent des domaines ayant des histoires différentes durant la déformation varisque. Deux complexes ophiolitiques sont identifiés, l'un en Baie d'audierne (à l'Ouest), l'autre au sommet du Complexe de Champtoceaux (à l'Est). Des éclogites (Léon, Audierne, Champtoceaux, les Essarts) sont observées dans les unités continentales subductées, tandis que des schistes bleus (Ile-de-Groix, Bois-de-Cené) se sont développés dans des matériaux océaniques subductés. Les lignes en tireté montrent la position des coupes.

On this basis, the proposed correlations between the Central Armorican Domain and the Ossa-Morena Zone, or the Central Iberian Zone, or the Saxo-Thuringian Zone, or the Barrandian Zone (see Fig. I-1 for the location of these domains) are irrelevant. All these domains have Gondwanan affinities. However, this does not preclude that they were separated by oceanic domains, which opened during the Early Palaeozoic or during the Devonian, i.e. that they belonged to different microplates during the Variscan orogeny.

2.2. The Early Palaeozoic rifting.

The Early Palaeozoic was indeed a time of continental rifting and oceanic opening, as recorded in the Armorican Massif by two independent datasets.

Firstly, the Early Palaeozoic sequences record two main episodes of continental rifting. Cambrian rifting is well-documented in the North Armorican domain [118], and in the Mauges Unit [121, 185, 186]. Early Ordovician rifting is more widespread than the Cambrian rifting, being reported in the whole Armorican Massif on the basis of (i) a large amount of aerial to subaquatic volcanics, like the Early Ordovician "porphyroids" of the Vendée [116], or the fine-grained "leptynites" of high-grade metamorphic complexes, some of them having an alkaline chemistry [12], (ii) coeval granodioritic to granitic plutonism [98, 95], intruding the Neoproterozoic to Cambrian sequences (e.g. the Lanvaux granite), and (iii) lateral changes in sediment thickness and facies, interpreted as resulting from deposition on tilted blocks [26].

Secondly, oceanic spreading is recorded by ophiolitic sequences (i.e. associations of serpentinized peridotites, metagabbros and metabasalts with bulk-rock chemistry similar to those of mid-ocean ridge basalts) that can be recognized despite deformation and metamorphism. Well-characterized ophiolitic sequences have been described in the Galician Zone [58, 161, 162, 4], in the Lizard Complex (SW England) [141], in the western Massif Central [80, 61, 17], and in the Belledonne Massif [160]. The age of these ophiolites ranges from the Cambro-Ordovician to the Early Devonian. In the Armorican Massif, three ophiolitic complexes are recognized (Fig. I-2), namely the Audierne Complex [154, 89, 18, 128], the Drain-le Hâvre Unit in the Champtoceaux Complex [18, 144] and potentially the Conquet metagabbro [68, 70]. Geochemical data on the Audierne and Drain Complexes indicate that the mafic rocks are akin to mid-ocean ridge basalts. The age of the Audierne Complex is not yet known, and the age of the Drain-le Hâvre Unit is still uncertain [144]. On the other hand, the Conquet metagabbro, whose geochemical affinity has not been established, has provided a zircon U-Pb age of 478 ± 4 Ma [70].

In the Vendée area, the Essarts eclogites could also derive from a "lost ocean" [137]. However, petrological studies have since established the polyorogenic nature of the Essarts Complex, which records a pre-Variscan high-temperature metamorphism [82]. Therefore, the status of the protoliths of the Essarts eclogites should be reconsidered, because the assumed ocean could be unrelated to the Variscan belt.

The Ile-de-Groix (and Bois-de-Cené) blueschists (Fig. I-2) are thought to derive from an assemblage of tholeiitic and alkali-basalt types as observed in present-day ocean-island volcanic sequences [19], from an intracontinental rift [5] or an accretionary prism [13]. Finally, the volcanics of the Saint-Georges-sur-Loire Unit (Fig. I-2) have been interpreted as recording the opening of a (small) back-arc basin, whose age is still poorly defined (Silurian to Early Devonian) [35, 38, 37].

Plate movement during the Early Palaeozoic is recorded by palaeobiogeographic and palaeomagnetic data. During the Cambrian and Ordovician periods, the Armorica microplate was located at a palaeo-latitude close to the South Pole, as shown by the nature of Ordovician sedimentary successions and faunal communities (trilobites, ostracods, …) [150, 90, 48, 188] as well as by palaeomagnetic data [151, 152]. Latitudinal migration of the Armorica microplate from the Upper Ordovician to the Middle Devonian is recorded by late Ordovician dropstones associated to the Hirnantian glaciation [167], followed by development of reefal build-ups during the Early Devonian.

Therefore, the Early Palaeozoic is interpreted as a period of widespread continental rifts coexisting with narrow oceanic domains (Gondwana break-up). No oceanic suture is recognized within or between the Central- and North Armorican domains. By contrast, ophiolitic sequences (of Cambro-Ordovician to Devonian age) are present in the South Armorican domain.

3. The northern suture zone(s).

3.1 Key evidences in respect of the northern suture zone(s).

Evidence in favour of an oceanic domain that intially separated Armorica from Avalonia relies on two well-founded observations. Firstly, major differences in Ordovician benthic faunas are observed between the Armorican Massif (Central- and North Armorican domains) on the one hand, and Wales and the Lake District on the other hand. This difference is well-known since the time of Murchison [138, p. 437] and Kerforne [103, p. 125-130], and

has been largely confirmed by later work [48, 73]. Secondly, the Lizard Complex is an ophiolitic sequence of Early Devonian age [86, 105, 51]. It could have been part of an Early Ordovician (Arenig) to Early Devonian Rheic Ocean, or could represent a distinct, Early Devonian, Rheno-Hercynian Ocean that opened after or during subduction of the Rheic Ocean [76, 75].

In the Armorican Massif, convergence along the northern suture is expected to have left few, if any traces, because the Armorica microplate was the overriding plate, and because the present-day coastline of Brittany or Normandy is located far southerly than the assumed position of the suture, hence at a distance where deformation of the overriding plate is weak or absent. However, the Léon domain is made of metamorphic rocks of Palaeozoic age [34], and a potential oceanic suture (the Early Ordovician Conquet metagabbro [70]) has been recognized. Therefore, the integration of the Léon Domain in the framework of the Variscan belt is a source of major difficulties, and requires a careful discussion of the contact between the Léon domain and the Central- and North Armorican domains. The contact corresponds to a major fault, the Elorn Fault, whose kinematics and age are discussed below.

3.2 Geometry and kinematics of the nappe stack.

Figure I-3 shows a summary of the main Silurian to Carboniferous events in the Armorican Massif, and figure I-4 presents a cross-section through the Elorn Fault, the emphasis being made on the relationships between the Léon domain, to the north, and the Central Armorican domain to the south. The database for constructing this figure is briefly outlined below.

The **Léon domain** consists of a pile of strongly deformed and metamorphosed rocks (Fig. I-4). The northern coast of the Léon area is made by the Plouguerneau migmatites, with monazite ages of the order of 330-340 Ma (with Cadomian inherited cores) [130]. The Plouguerneau migmatites are separated from the mainland by the mylonites and ultramylonites of the Porspoder-Guissény shear zone, known onshore with a length of 25 km and a width of 500 m [42].

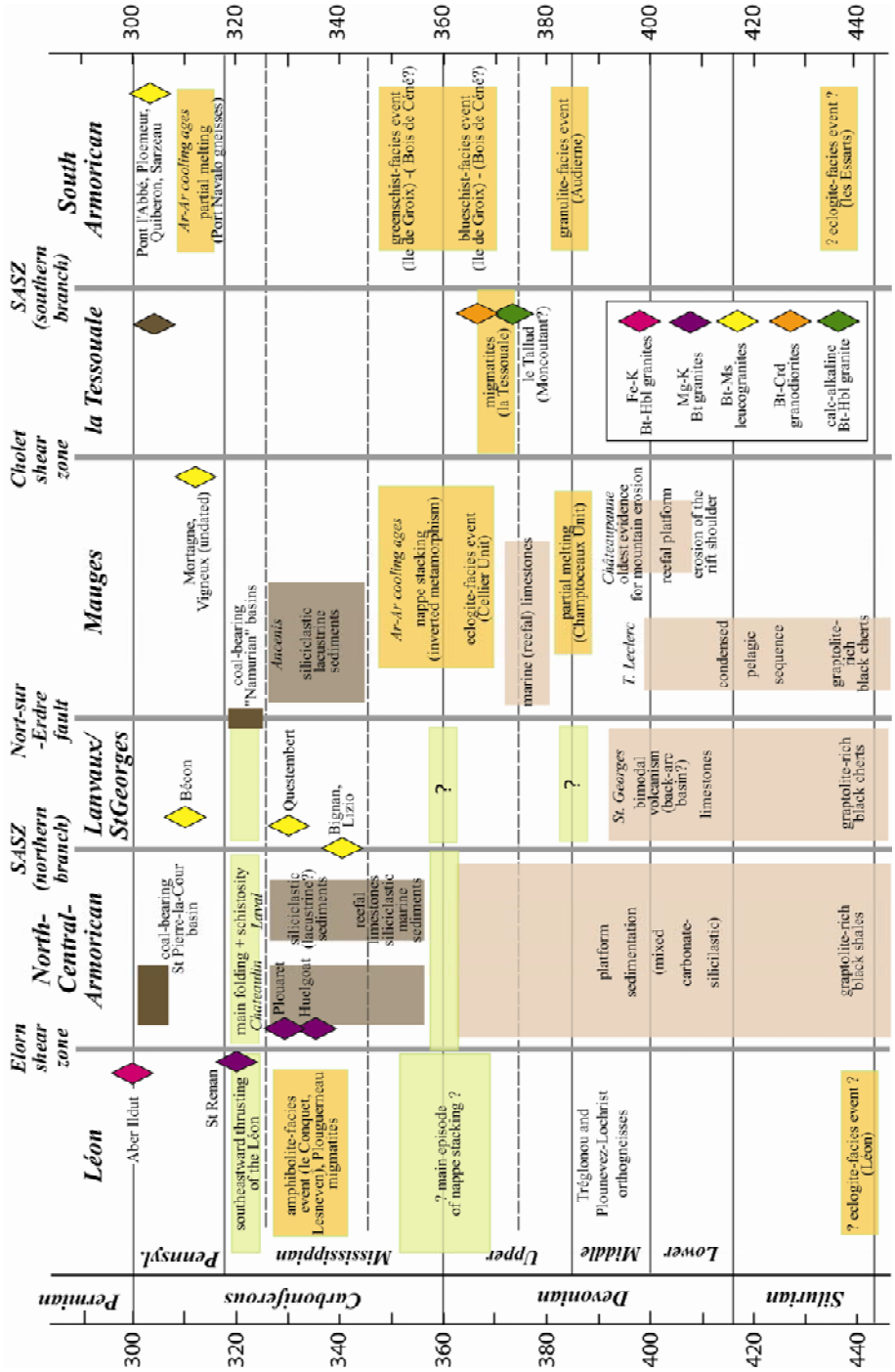


Fig. I-3 – A summary of the main events recorded in the Armorican Massif during the Devonian and Carboniferous plate convergence that have resulted in the building of the Variscan belt. The sources of data are indicated in the text. The different colours refer to different types of information, indicated by the pre-orogenic sedimentary sequences (pale brown), the synorogenic sedimentary formations (dark brown), the metamorphic rocks (pale yellow) and the granitic rocks (losenges).

Fig. I-3 – Synthèse des évènements majeurs enregistrés dans le Massif Armoricain durant le Silurien, le Dévonien et le Carbonifère, c'est-à-dire durant la période de convergence de plaques ayant abouti à la construction de la chaîne varisque. Les différentes couleurs différencient les informations provenant des séquences sédimentaires anté-orogéniques (brun pâle) ou syn-orogéniques (brun foncé), des formations métamorphiques (jaune pâle), et des granites (losenges dont la couleur indique le chimisme du granite).

To the south of this shear zone, the main lithologies are, from bottom to top (i) the Plounévez-Lochrist orthogneisses, with protolith ages at about 390-400 Ma [34, 44], (ii) the Lesneven paragneisses, (iii) the Conquet micaschists, that are locally intruded by granitoids (Pointe des Renards), and (iv) the Brest orthogneiss, a granitoid intrusive within the late Proterozoic Elorn schists. The map pattern of the biotite, staurolite and sillimanite isograds [34] documents a metamorphic grade increasing from south-east to north-west, i.e. from top to bottom of the structural pile, with well-documented clockwise P-T paths in the Conquet micaschists and Lesneven gneisses [100, 101, 183]. Relics of an eclogite-facies event are found in mafic lenses [106, 31, 147, 83] within the Lesneven paragneisses, i.e. in the sillimanite zone.

This pile results from the stacking of several thrust slices. The contact between the Plounévez-Lochrist orthogneiss and the overlying Lesneven paragneiss is considered as a ductile thrust, of uncertain kinematics, that has been later folded [8] (Fig. I-4). Other thrusts have been hypothesized, like the surface marked by the alignment of amphibolite-facies metagabbros found within the Conquet micaschists [68, 70]. Electron-microprobe monazite dating suggests that most lithologies derive from late Neoproterozoic – earliest Cambrian rocks, which were subsequently metamorphosed during the early Carboniferous, at about 340-330 Ma [183, 68, 70].

The nappe stack is intruded by various granitoids, the oldest one being the Saint-Renan granite, dated at 320 Ma [70] and emplaced during dextral strike-slip movement along the North Armorican shear zone [85]. A younger intrusion, the Aber Ildut granite, dated at 301 +7/-3 Ma [130], and the associated Bt-Ms leucogranites, were emplaced during sinistral strike-slip displacement along the Porspoder-Guissény shear zone [112]. The latter is cut by the youngest granite of the Léon domain, the peraluminous Crd-Bt Brignogan granite, dated at 292 ± 15 Ma [78].

The **northern margin of the Central Armorican domain** (south and south-east of Brest, in the northern part of the Crozon peninsula and the Plougastel area) displays Palaeozoic sediments (from the Early Ordovician to the uppermost Devonian) unconformably resting on late Proterozoic sequences (Fig. I-4). The deformation of the Palaeozoic is characterized by reverse faults and folds associated with an axial-plane schistosity dipping towards the north-west [7, 172, 56]. These structures are typical of fold-and-thrust belts, with decollement levels along rheologically weaker sedimentary layers and flat-and-ramp geometries [54]. Petrological data on the aluminous metapelites indicate a metamorphic grade increasing towards the north-west, from pyrophyllite-kaolinite to chlorite-chloritoid assemblages [149]. The Carboniferous age of the S-vergent structures is well constrained, as Famennian shales

are involved in this deformation. Structural and metamorphic data thus suggest that the Léon domain was thrusted over the Central Armorican domain along a SW-NE-trending fault, which would parallel the Elorn valley (Fig. I-4), during the Late Carboniferous.

The Early Carboniferous sediments within the Chateaulin basin are considered to be deposited either in a pull-apart basin [171], later shortened during northward thrusting along its southern boundary [55], or in a compressive basin [88]. However, the timing of the S-vergent structures along the Elorn Fault with respect to the basinal sedimentation is disputed.

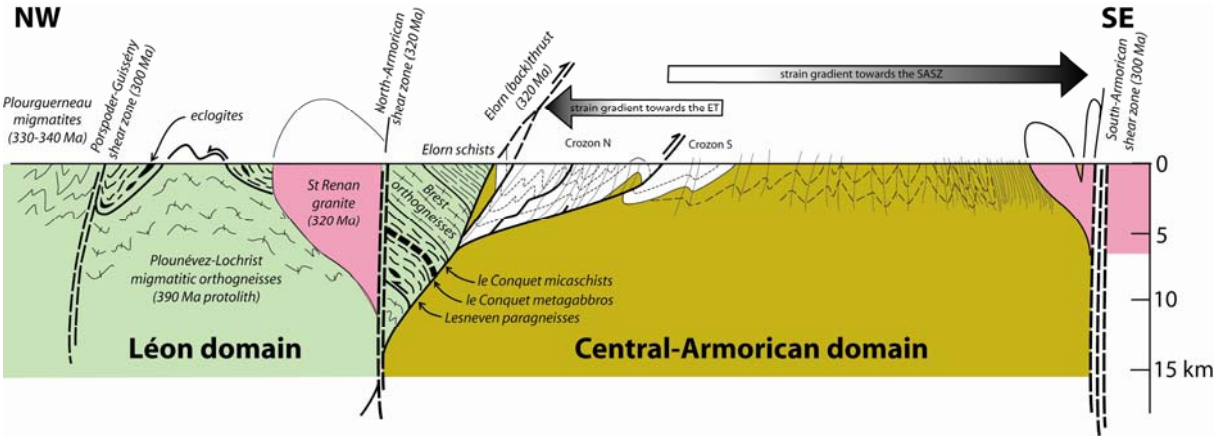


Fig. I-4 – A simplified cross-section of the north-western part of the Armorican Massif (see location on Fig. I-2). The Late Carboniferous Porspoder-Guissény and North-Armorican shear zones cut across a pile of metamorphic rocks with increasing grade from top (greenschist-facies Elorn schists) to bottom (migmatitic Plounévez-Lochrist orthogneisses). The Palaeozoic cover in the Central-Armorican domain is deformed by south-east vergent folds, here interpreted as resulting from the (back) thrusting of the Léon domain over the Central-Armorican domain.

Fig. I-4 – Une coupe simplifiée de la partie nord-ouest du Massif Armoricain (localisation sur la Fig. I-2). Au Carbonifère supérieur, la zone de cisaillement nord-armoricaine et celle de Porspoder-Guissény recoupent un empilement de roches métamorphiques, dont le degré augmente du haut (schistes de l'Elorn dans le faciès des schistes verts) vers le bas (orthogneiss migmatitiques de Plounévez-Lochrist). La couverture paléozoïque du domaine centre-armoricain est déformée par des plis à vergence SE, ici interprétés comme résultant d'un (rétro)chevauchement du domaine du Léon sur le domaine centre-armoricain.

4. Tectonic interpretations of the Léon Domain.

4.1 Potential models.

In truth, the position of the Léon Domain in the Armorican Massif is to some extent an enigma, and the above data can be interpreted according to three contrasting hypotheses.

Firstly, the Léon Domain could represent the leading edge of the overriding plate (Armorica) during the subduction of the Rheic Ocean [133]. This proposal is difficult to maintain, at least in its simplest form (where the Lizard Complex is representative of the Rheic Ocean), because

one would expect to find (i) Middle to Late Devonian calc-alkaline magmas associated with the subduction and (ii) nappe stacking and high-grade metamorphism in the footwall of the suture zone (i.e. structurally below the Lizard Complex) rather than in its hangingwall (i.e. in the Léon Domain).

Secondly, the Léon Domain could represent metamorphic rocks that developed during overthrusting of the Northern and/or Central-Armorican domain towards the north-west. In this model, the Léon domain would represent the easternmost prolongation of the Saxo-Thuringian zone (Fig. I-1), or, specifically, to the "Mid-German Crystalline Rise" [6, 93, 68, 183, 70]. Therefore, the tectonothermal history of the Léon domain would record the evolution of the northern suture zone(s).

Thirdly, similarities in terms of protolith ages (e.g. the presence of Ordovician orthogneisses, such as the poorly dated Brest orthogneiss [33]) and tectonothermal evolution (eclogites in the hangingwall of a ductile thrust) led Balé and Brun [8] to propose that the Léon Domain is a part of the South Armorican domain which has been translated north-eastwards along a major dextral fault associated with the closure of the Lizard Ocean. The displacement (of the order of 300 km) would have occurred during the Devonian, and had a south-eastward thrusting component responsible for the deformation structures observed in the adjacent Central-Armorican domain [8]. According to this model, the metamorphic rocks within the Léon Domain would record the tectonothermal evolution along the southern suture zone of the Armorica microplate.

The analogy between the South Armorican domain and the Léon domain, although generally correct, underestimates analogies with the "Mid-German Crystalline Rise" (Odenwald, Spessart). For example, this last displays (i) antiformal stacks of medium- to high-grade metamorphic rocks in the Spessart [192], with increasing grade from top to bottom [181], and (ii) highly retrogressed but indisputable eclogites in the Odenwald gneisses [193], with Lu-Hf minimun ages of about 350-360 Ma [180]. It follows that high-pressure metamorphism and nappe stacks are not exclusive to the southern suture zones. Moreover, the Léon domain is neatly distinguished from the South Armorican domain by the occurrence of orthogneisses (Plounévez-Lochrist), with U-Pb ages (interpreted as protolith ages) at about 390-400 Ma [134, 44] (Fig. I-3). Similar ages have been found in the Northern Phyllite Zone and the Mid-German Crystalline Rise (for a review, see [75]), where they are interpreted as recording the late Silurian to early Devonian arc magmatism associated with the Rheic subduction.

An additional weakness of the translation hypothesis is the lack of a significant mylonite zone along the postulated Elorn shear zone. According to Balé and Brun [8], the shear zone would

be represented by pervasive ductile deformation within the Brest Orthogneiss. As proposeded by Le Corre et al. [112], “the precise location of the translation is not evident, and it is more probably a rather large band including the Brest gneisses and the Elorn fault zones”. Moreover, if the displacement would have been of the order of several hundreds of kilometres as postulated by Balé and Brun [8], i.e of the same order than along the South Armorican shear zone, one would expect to find mylonitic or ultramylonitic rocks a few hundred metres thick, as is the case along the South-Armorican shear zone [96], and this is not observed. Finally, as acknowledged by Balé and Brun [8], the trace of of the postulated shear zone is not found in the Morlaix area, i.e. along to the western boundary of the Léon domain.

4.2. The Léon Domain and the Normannian Nappe: a single crustal unit.

If order to understand the position of the Léon domain, we will compare its history with the northern domains of the Variscan belt in South-west England, where the Lizard Complex is of Early Devonian age. The closure of the Early Devonian ocean is recorded by (i) extensive Frasnian turbidite sedimentation in a deep basin (Portscatho Formation, South Cornwall), with southerly-derived detrital material recording the erosion of a continental margin magmatic arc [72, 60], located between Cornwall and Brittany, and called the Normannian High [194], (ii) olistostrome development in the Roseland Breccia Formation, at the front of allochthonous units [15, 117], and (iii) northward propagating thrusts in South-west England during the Carboniferous [52, 99]. Two key observations for understanding the global picture are the following:

1. Huge olistoliths (up to 1.5 km) are found below the Lizard Ophiolite within the Roseland Breccia Formation. Some of them are quartzites (Gorran Haven Formation), of Llandeilo age, and contain trilobites of Armorican affinity (e.g. *Neseuretus tristani*, a species otherwise unknown in Wales and England, but the most abundant species in the North- and Central Armorican domains) [178] and an endemic fauna of brachiopods [16]. The Gorran Haven quartzites are therefore interpreted as proximal deposits of the same age as the Kerarvail Member (Crozon) or May Formation (Normandy). Therefore, palaeontological data indicate that the Lizard Ophiolite is thrust over by units that represent the leading edge of the Armorica microplate.

2. Erosion of the "Normannian Nappe" [93, 123], consisting of paragneisses, orthogneisses, micaschists and amphibolites, was the main source for the detrital turbiditic sedimentation in the Late Devonian basins of South-west England. A few offshore outcrops probably belong to

the "Normannian Nappe" (e.g. the Eddystone Rock [123]), but one could equally search for evidence of this Nappe in the Armorican Massif itself. Indeed, assuming that the Léon domain actually represents the eastern, onshore extension of the "Normannian Nappe" (and, as such, of the Mid-German Crystalline Rise) would reconcile the early geological history of the Variscan belt on both sides of the English Channel.

4.3 Tectonic evolution of the Léon Domain.

To sum up, our preferred model for integrating the Léon Domain in the history of the Variscan belt is the following.

1. The Léon Domain comprises a Cadomian basement, overlain by Palaeozoic sediments intruded by Ordovician (?) and Early Devonian granitoids (now the Brest and Plounévez-Lochrist orthogneisses, respectively). The Early Devonian granitoids could record the subduction of the Rheic Ocean (possibly towards the South), in which case the Léon domain would correspond to a magmatic arc.
2. The Early Devonian opening of the Lizard Ocean (in a supra-subduction zone setting?), to the North of the Léon Domain, was followed by a major episode of crustal thickening (of Late Devonian age), when the continental arc collided with Avalonia. Whether the Central Armorican domain was being thrust over the Léon domain at this stage [173, 189] is unclear. However, the highest tectonic element of the nappe pile was part of the Armorican microplate, and would represent the northern extension of the North Armorican domain as exposed today.
3. Exhumation of the nappe pile in the Léon Domain would have been initiated during the Late Devonian, because the sandstone petrography of the turbidites from the Gramscatho Basin, to the front of the Lizard Complex, indicates that the continental arc was "deeply dissected, supplying not only volcanic lithics and monocrystalline grains from the plutonic arc, but lithic clasts from the metamorphic basement" [72].
4. Further exhumation of the Léon domain took place during transpressive dextral displacement along the Elorn Fault and the North Armorican shear zone, coeval with the intrusion of syntectonic granites [85, 112] (Fig. I-4). This deformation left few traces in the Léon domain (because it was already cooled, and therefore behaved essentially as a rigid body), but is recorded by the structure (southward shearing) and metamorphism (increasing gradient to the north) of the northern part of the Central Armorican domain.

5. The southern suture zone(s).

5.1 Key evidence in respect of the southern suture zone(s).

The southern suture zone can be defined in the Armorican Massif as (i) the broad domain where crustal thickening has taken place [133], (ii) the northern boundary of the eclogite- and blueschist-facies bearing units [10, 67, 37], and (iii) the root zone of the eclogite-bearing units [88]. Special attention will be paid hereafter to the Nort-sur-Erdre Fault. The latter is a brittle fault characterized by the alignment of narrow, fault-bounded, coal-bearing basins of Namurian age [27] that opened during dextral movement along its length. However, the Nort-sur-Erdre Fault bounds two domains with striking differences, and therefore is a potential suture zone at the southern margin of the Armorica microplate [10, 67, 37, 68, 69].

Proceeding along the same lines as for the northern suture zone(s), evidence in favour of an oceanic domain separating the Armorica microplate from the other peri-Gondwanan terranes should be based (i) on faunal differences between the Armorican Massif and a southern continent (Gondwana), (ii) on the presence of ophiolite complexes of Cambro-Ordovician (or possibly Devonian) ages.

Palaeobiogeographical data

During the **Ordovician**, no major faunal break has ever been recognized across the southern suture zone, i.e. between the Central Armorican domain and the domains situated to the south of the Nort-sur-Erdre Fault (Vendée, Montagne Noire etc.). However, the Central Armorican domain displays benthic faunas (trilobites, brachiopods, ostracods) that are markedly different from those of the Mauges domain. Specifically, the Ordovician of the Mauges domain is comparable with the one from the Bohemian domain, a fact which can be explained in two ways. In a first hypothesis, the distinct faunas would reveal the existence of a large oceanic domain, now vanished, separating both units. In a second hypothesis, the Mauges and Central Armorican domains belonged to the same plate, but the deposits took place at different depths along the same margin [91, 92]. This is because the dominant mechanism controlling the change in fauna is the ecology of the organisms living in shallow seas, characterized by a high degree of provincialism (Central-Armorican domain) compared to those living in deeper seas (Mauges domain), which are therefore less endemic. Because benthic organisms from very shallow or shallow depths are not known in the Mauges domain during the Ordovician, it cannot be concluded which model is valid with respect to

palaeobiogeographical data. Therefore, the Ordovician faunas do not provide a reliable test for the location of an oceanic basin.

The **Devonian** sequences contain either neritic faunas ("Rhenish facies") or pelagic faunas ("Hercynian facies") [65]. "Hercynian incursions" in an otherwise "Rhenish facies" are for example documented in a very narrow interval of Emsian age in the Central Armorican domain [120], possibly reflecting transient, higher eustatic sea-levels. In the Armorican Massif, a clear boundary between these two faunal realms has been described, with neritic faunas to the North (in the Central and North Armorican domains), and pelagic faunas to the South (in the Lanvaux, Saint-Georges-sur-Loire and Tombeau Leclerc Units). Neritic faunas are also known further south in the Châteaupanne Unit [119], the presumed cover of the Mauges Unit [62]. Unfortunately, a detailed analysis of the Devonian faunas is not available. However, the neritic faunas from the southernmost part of the Central-Armorican Domain (from Erbray [14] to Angers [142]) and the Mauges Domain (Châteaupanne [119]), which are only 25 km apart in present coordinates, are similar in age (Emsian) and palaeoenvironment (carbonate platforms), but have very few species (less than 5%) in common. Pending further research, this suggests that an Early Devonian ocean could have separated the Mauges from the Central- and North Armorican domains.

Ophiolite complexes

At least two ophiolite complexes, namely the Audierne Complex and the Drain-le Hâvre Unit, are recognized in the southern suture zone, an assertion that seems to contradict the palaeobiogeographical data. Indeed, the latter have been used for arguing that no oceanic domain has ever existed in this area during the Ordovician [166]. Because most benthic species of trilobites and brachiopods used for such analyses had a larval stage with a rather long period of life, they could be dispersed by ocean currents over quite long distances. Therefore, palaeobiogeographic methods have (in common with palaeomagnetic methods) an uncertainty of the order of 500-1000 km, which is large enough to prevent the recognition of a former ocean.

However, subduction of a narrow ocean – whatever its age - would lead to specific metamorphic (e.g. blueschists and eclogites) and structural (e.g. nappe stacking) patterns, that would allow its recognition as a suture zone. Because such features are well-known within the South-Armorican domain (Fig. I-2), we cannot escape the conclusion that at least one suture zone does exist in that domain. Thus, there are two possibilities, either (i) the Ordovician ocean was potentially too narrow to achieve a complete separation of the benthic faunas, or

(ii) an oceanic domain was not present during the Ordovician, but did develop during the Devonian.

5. 2 Geometry and kinematics of the nappe stack.

The following discussion is based on a time chart (Fig. I-3), a map (Fig. I-5) and three cross-sections (Fig. I-6 and I-7), which are intended to summarize data on the protolith ages and on the metamorphic structure of the area immediately north and south of the Nort-sur-Erdre Fault. The data are briefly summarized below, proceeding from north to south.

North of the Nort-sur-Erdre Fault

The **Lanvaux Unit** (Fig. I-2) includes a granitic orthogneiss, cropping out either in the "Landes de Lanvaux" or in Saint-Clément-de-la-Place, and causing a negative Bouguer anomaly that can be followed along strike for more than 300 km [43, 190, 191]. The Saint-Clément-de-la-Place orthogneiss, dated at 477 ± 18 Ma [95], indicates a major episode of magmatism during the Early Ordovician. It is unclear whether the Bains Formation, of pre-Llanvirn age, is unconformably deposited over the Lanvaux granite, or intruded by it. The sedimentary succession continues up to the Early Devonian, which indicates that the deformation has not taken place earlier than the Middle Devonian. In the Lanvaux Unit, the steeply-dipping foliation developed during dextral movement along the northern branch of the South-Armorican Shear Zone. It is assumed that this deformation reworks an earlier foliation [66] (Fig. I-6).

The **Saint-Georges-sur-Loire Unit** is characterized by abundant mafic, sometimes pillowed, lavas and acid volcanics, which constitute hectometre- to kilometre-sized lenses within predominantly azoic pelites. However, a few fossils have been found [110], indicating that the sediments were deposited during the Early Devonian (Pragian). Geochemical data for the mafic magmatism [35, 30, 37] suggest a geodynamic setting similar to present-day back-arc basins or volcanic arcs. The age of this magmatism is still poorly defined. Mafic rocks yielded a whole-rock Rb-Sr isochron of 400 ± 24 Ma, while felsic rocks have given, using the same method, an age of 350 ± 13 Ma [35]. The authors considered that they represent the age of the protoliths for the mafic lavas, but leave open a protolith or metamorphic age for the felsic lavas. More recently, Cartier and Faure [37] suggested that the felsic lenses represent olistoliths derived from the Mauges rhyolites and are therefore of Cambrian age, which is a provable hypothesis.

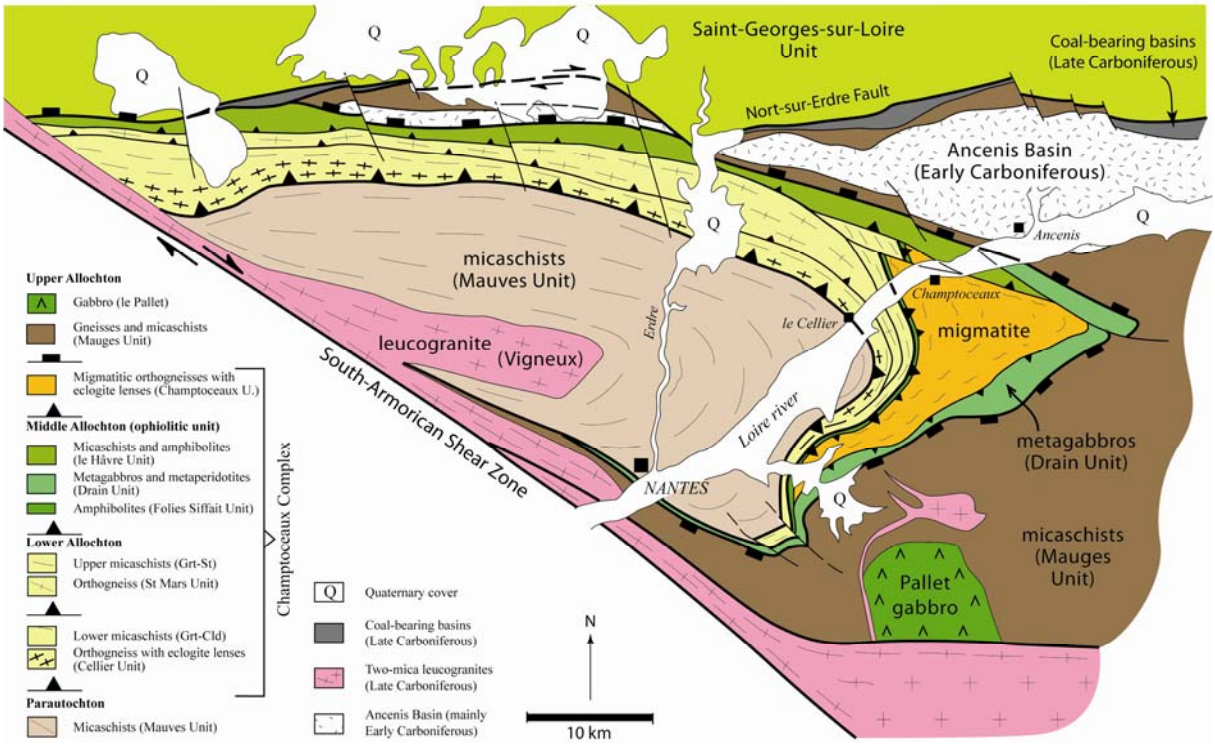


Fig. I-5 – A schematic map of the Champtoceaux Complex (modified from [21]). The Nort-sur-Erdre Fault bounds to the north an antiformal stack of nappes. Two of them (the Cellier and the Champtoceaux Units) contain eclogite lenses, deriving from doleritic dykes intruding a thinned continental crust. The Drain and le Hâvre Units represent an ophiolitic complex, as the chemistry of the Drain metagabbros indicates a derivation from liquids with an N-MORB compostion [18, 144].
Fig. I-5 – Carte schématique du Complexe de Champtoceaux (modifiée d'après [21]). La faille de Nort-sur-Erdre limite au nord un antiforme de nappes. Deux d'entre elles (les Unités du Cellier et de Champtoceaux) contiennent des lentilles d'éclogites, dérivant de filons doléritiques ayant intrudé une croûte continentale amincie. Les Unités de Drain et du Hâvre représentent un complexe ophiolitique, parce que la chimie des métagabbros de Drain indique une dérivation à partir de liquides ayant une composition de N-MORB [18, 144].

We would rather favour a hypothesis where both mafic and felsic lavas are autochthonous, i.e. were generated during an episode of crustal extension of Early Devonian age. This would be consistent with the sedimentary record on both sides of the Saint-Georges-sur-Loire Unit, which indicates rifting at the same period [62]. In the Saint-Georges-sur-Loire Unit, the pervasive, subhorizontal or moderately-dipping, foliation displays shear criteria indicating top-to-the-north sense of shear [114, 38] (Fig. I-7).

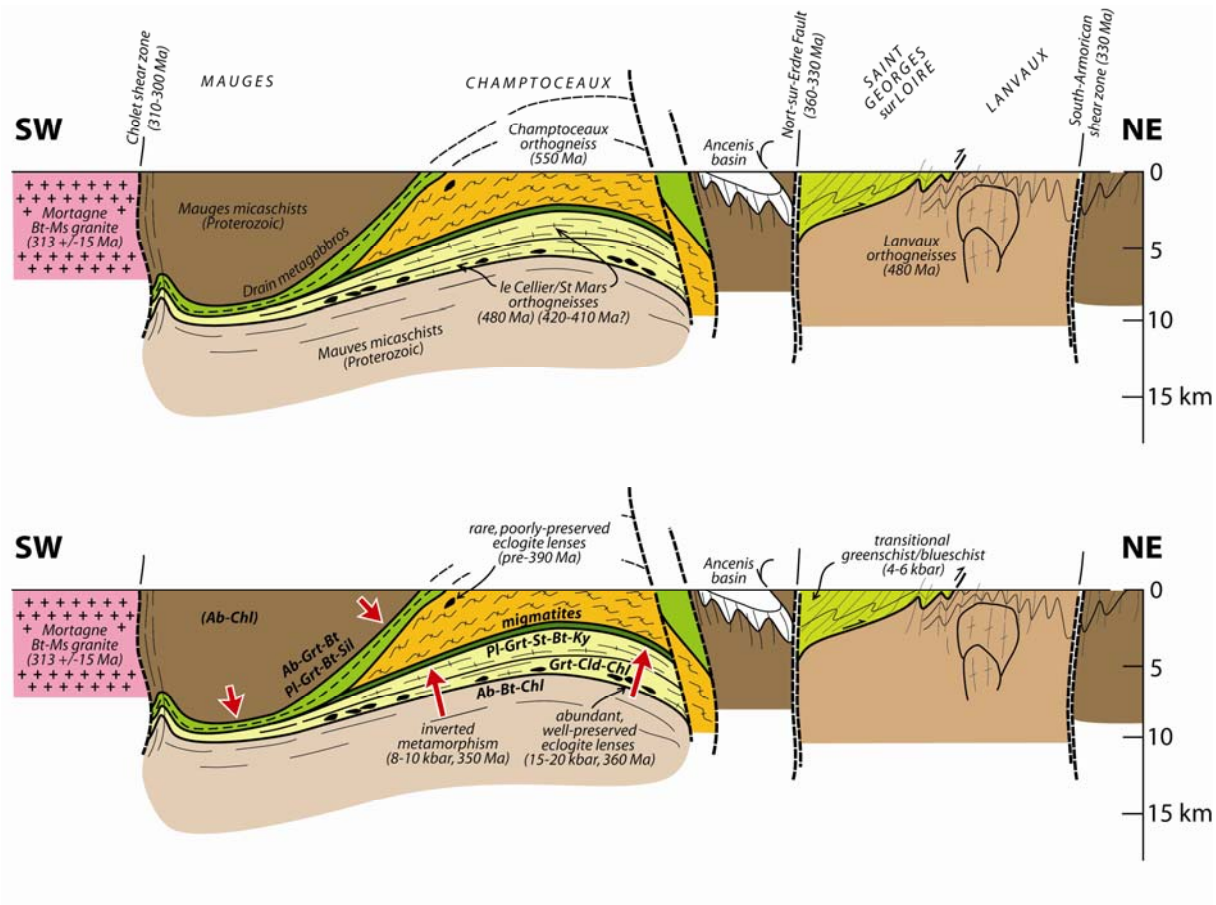


Fig. I-6 – A simplified cross-section of the Champtoceaux area (see location on Fig. I-2). The upper section displays the main data related to the nature and age of the protoliths. The lower section is devoted to the metamorphic history. The parageneses indicated for the different units refer to the synkinematic assemblages associated with the main, nappe-forming, deformation, and post-dating the eclogite-facies event in the Champtoceaux Complex. Red arrows indicate increasing metamorphic grade. It thus apperas that (i) an inverted metamorphic gradient is found in the Champtoceaux Complex (with increasing T from the Mauves micaschists to the contact with the Champtoceaux migmatites), and (ii) a normal gradient is found at the base of the Mauges Unit. Geochronological data are discussed in the text.

Fig. I-6 – Une coupe simplifiée de la région de Champtoceaux (localisation sur la Fig. I-2). La coupe supérieure montre les informations relatives à la nature et à l'âge des protolithes. La coupe inférieure est dédiée à l'histoire métamorphique. Les paragenèses indiquées pour les différentes unités font référence aux assemblages syncinématiques, associés à la déformation majeure, chevauchante, et postérieure à l'épisode éclogitique. Les flèches rouges montrent le gradient d'intensité du métamorphisme. Il en ressort que (i) un gradient métamorphique inverse est observé dans le Complexe de Champtoceaux, avec une température croissante depuis les micaschistes de Mauves jusqu'aux migmatites de Champtoceaux, et (ii) un gradient normal à la base de l'Unité des Mauges. Les âges sont discutés dans le texte.

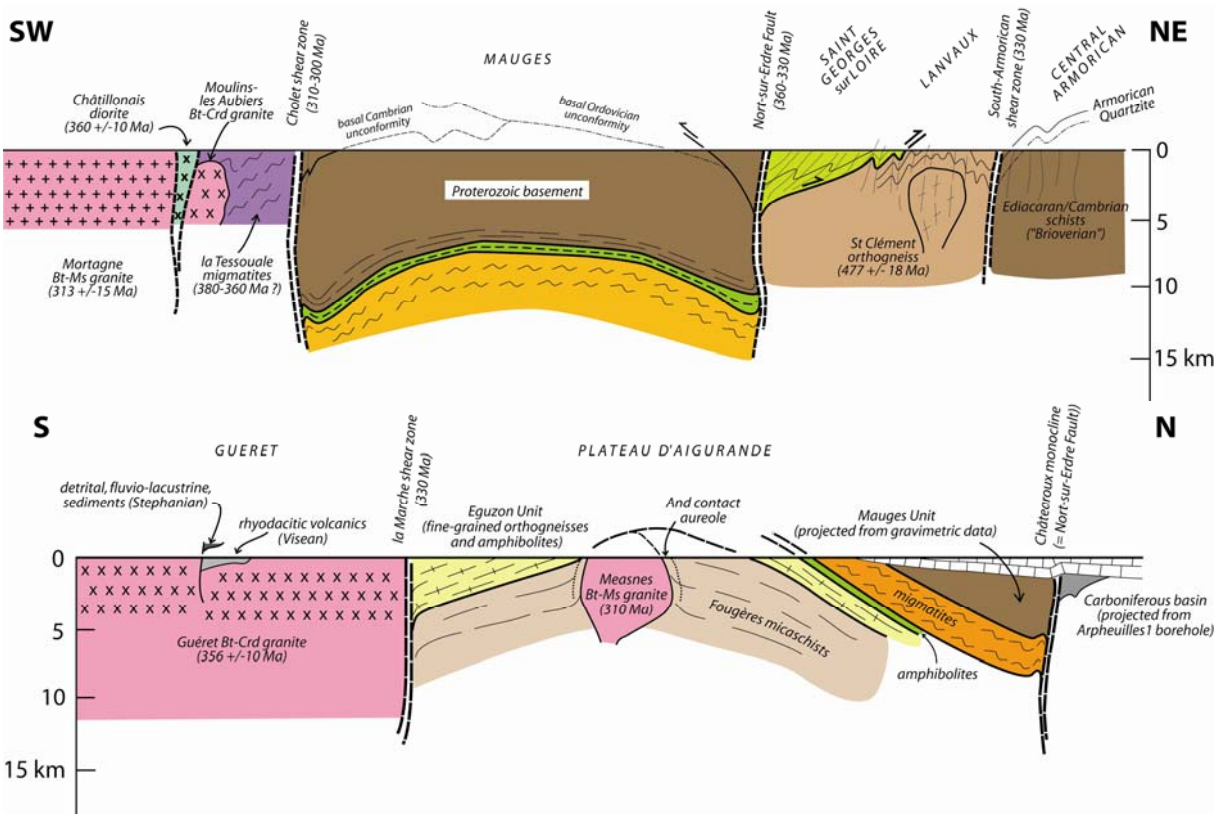


Fig. I-7 – Two simplified cross-sections of the Mauges (eastern Armorican Massif) and Plateau d'Aigurande (northern Massif Central) areas (see location on Fig. I-2 and I-8). Please note rhyodacitic volcanics deposited on top of the Guéret granite during the Visean [24], indicating that the Guéret domain was exhumed during the Early Carboniferous. By contrast, the Measnes granite intrudes the nappe stack within the Plateau d'Aigurande domain at about 310 Ma, where it develops an andalusite contact aureole. This means that the nappe stack, although already eroded, was still at a few km depth by the end of the Carboniferous. The la Marche shear zone therefore separates domains with different exhumation histories.

Fig. I-7 – Deux coupes simplifiées des Mauges, dans l'Est du Massif armoricain, et du Plateau d'Aigurande, dans le Nord-Ouest du Massif Central (localisation sur les Fig. I-2 et I-8). Noter que des volcanites rhyodacitiques viséennes [24] reposent sur le granite de Guéret, indiquant que celui-ci était à l'affleurement dès le Carbonifère inférieur. Par contre, le granite de Measnes, qui développe un métamorphisme de contact au sein de l'empilement de nappes du Plateau d'Aigurande, s'est mis en place aux environs de 310 Ma. Cet empilement était donc encore à quelques km de profondeur durant le Carbonifère supérieur, la faille de la Marche séparant des domaines avec des histoires d'exhumation distinctes.

South of the Nort-sur-Erdre Fault

To the south of the Nort-sur-Erdre Fault, the lowest tectonic element (**Mauves Unit**) consists of (Grt)-Bt-Chl-Ab micaschists that were intruded by a two-mica leucogranite (the Vigneux granite). A stack of thin slices that together constitute the **Champtoceaux Complex** developed during the thrusting. The Champtoceaux Complex [129, 21] displays, from bottom to top, (i) fine-grained leucocratic orthogneisses with lenses of fine-grained eclogites (the

Cellier Unit), (ii) Grt-Cld-Chl or Grt-Ky micaschists (iii) a second layer of fine-grained orthogneisses (the Saint-Mars Unit), (iv) Grt-St-Bt (Ky) metapelites, (v) a thin layer of intensely deformed amphibolites with some lenses of serpentinized peridotites (the Folies Siffait Unit), (vi) migmatitic orthogneisses with rare, poorly-preserved, eclogite lenses (the Champtoceaux Unit), and (vii) a thick layer of metaperidotites and metagabbros (the Drain Unit), potentially associated to mafic volcanics and graphite-bearing schists (le Hâvre Unit). The Champtoceaux Unit is interpreted as the core of a fold nappe affecting both the oceanic units and overlying high-grade gneisses. On top of the nappe stack, the **Mauges Unit** consists of a Proterozoic basement composed of grauwackes and interbedded volcanics [32], unconformably overlain by Cambrian sediments [39] and volcanics [185, 186].

The Champtoceaux Complex displays at least three main phases of deformation, associated with 1) the eclogite-facies metamorphism, 2) the nappe emplacement, and 3) the large-scale folding of the nappe stack. It is generally assumed that the nappe stack results from south-verging thrusts [25, 29]. However, kinematic criteria supporting this assumption have not been provided. Lagarde [108] pointed out the occurrence of two types of shear criteria. Early, ductile criteria (clast asymmetry, quartz fabric, shear bands) correspond to a top-to-the-north-west sense of shear, while later, less pervasive, criteria (shear bands) show top-to-the-north sense of shear. These fabrics, especially the early ones, are not easy to reconcile with a southward vergence of the main ductile thrusts. They rather indicate a northward vergence of the ductile thrusts.

The Cholet shear zone (Fig. I-8) separates the Mauges Unit from the migmatitic gneisses of la Tessouale. Mylonites developed at the expense of the Cambrian ryholites and microgranites of the Mauges Unit as well as the la Tessouale migmatites [122, 36]. Shear criteria indicate a right-lateral sense of displacement.

To the south of the Cholet shear zone, the migmatitic gneisses (la Tessouale) record a clockwise P-T path [59, 122]. They have not been dated, but similar rocks occurring slightly to the south (les Herbiers) have given monazite ages of 368 ± 7 Ma [177], interpreted as the timing of partial melting. A number of Crd-Bt peraluminous granites (Moulins-les Aubiers-Gourgé) intruded the migmatites [53].

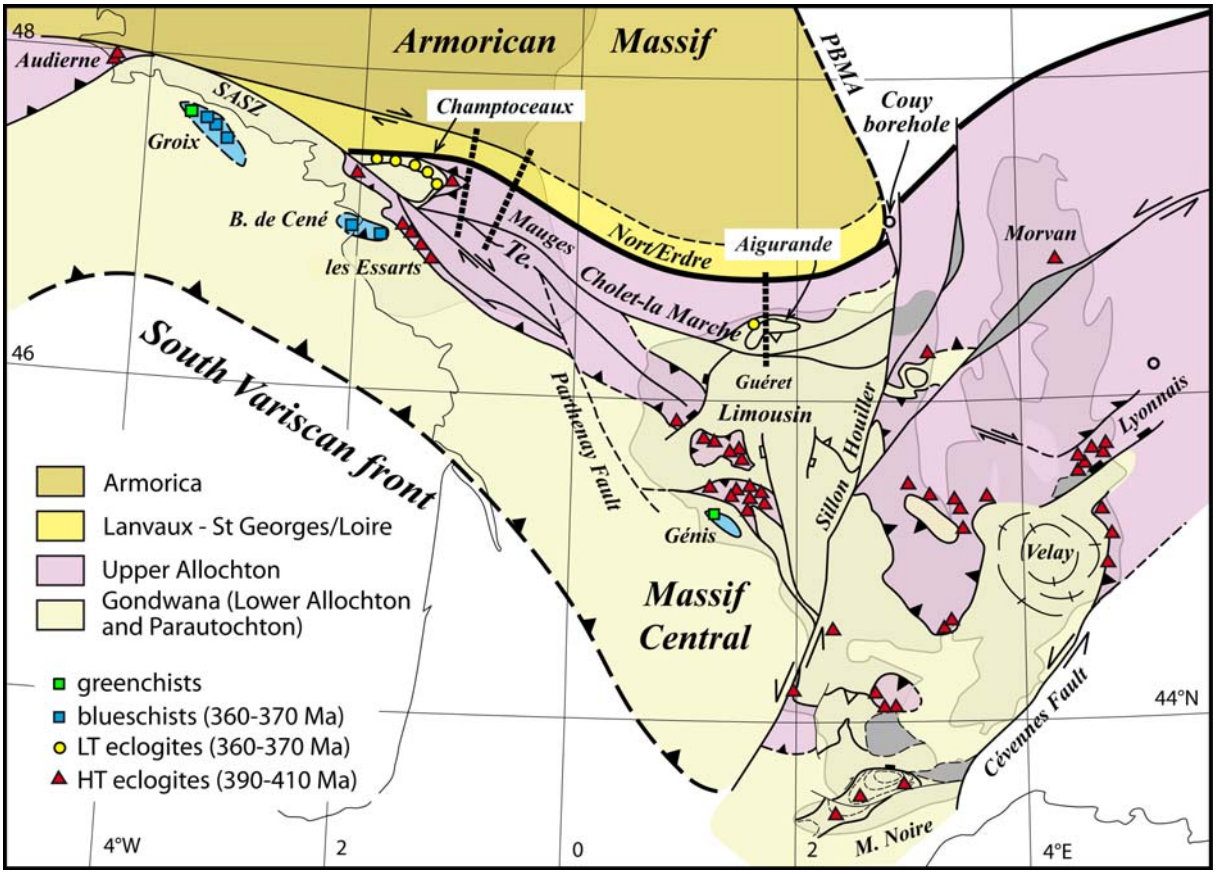


Fig. I-8. – A tentative sketch of the correlations between the Armorican Massif and the Massif Central, based on the data discussed in the text. The petrological distinction between blueschists and eclogites has no chronological meaning. Specifically, the blueschists are about 360-370 Ma old, whereas different generations of eclogites are recognized. Early– to Middle Devonian ages have been recorded in the Massif Central eclogites (violet domain), Late Devonian eclogites in the Cellier Unit (yellow domain), and potentially Early Carboniferous eclogites in the Montagne Noire. No attempt has been made to draw the different domains to the east of the Cévennes Fault or of the Paris Basin magnetic anomaly (PBMA).

Fig. I-8 – Une tentative de corrélation entre le Massif armoricain et le Massif Central, basée sur les données discutées dans le texte. La distinction pétrologique entres schistes bleus et éclogites n'a pas de signification chronologique. En effet, les schistes bleus sont datés aux environs de 360-370 Ma, tandis que deux (voire trois) générations d'éclogites sont reconnues. Les premières, d'âge Dévonien inférieur ou moyen, sont identifiées dans les unités allochtones supérieures, en violet sur le schéma (Audierne, les Essarts, et la majeure partie des éclogites du Massif central). Les deuxièmes, d'âge Dévonien supérieur, existent dans l'Unité du Cellier (Complexe de Champtoceaux). Une troisième génération, d'âge Carbonifère inférieur, pourrait être présente en Montagne Noire. Aucne tentative n'a été faite pour prolonger les strcutures observées à l'Est de la Faille des Cévennes ou de l'Anomalie Magnétique du Bassin de Paris (PBMA).

5.3 Age of the high-pressure relics.

The oldest ages for the high-pressure event have been obtained in the Essarts eclogites [81] (fig. I-2), where a lower intercept U-Pb zircon age at 436 ± 15 Ma [157] has been interpreted as recording the eclogite-facies metamorphism. Further work in this unit has convincingly demonstrated that the country-rocks of the eclogites recorded a polyorogenic history, with an

early low-pressure/high-temperature event (amphibolite facies, up to partial melting in the cordierite stability field) followed by the high-pressure event (eclogite facies) [82]. These data indicate that the Essarts unit is a piece of continental crust recording two tectonothermal cycles, whose ages remain to be established. The early HT metamorphism could be either late Proterozoic (Cadomian) or Cambro-Ordovician. In addition, the age of the HP event cannot be safely established at present, because the polycyclic history of the Essarts Unit was not known at the time when the zircon U-Pb data have been acquired, and because the U-Pb lower intercept ages can be interpreted in several ways.

High-pressure relics (eclogite-bearing orthogneisses) in both the Cellier and the Champtoceaux Units are indicating continental subduction [9]. Indeed, in the Cellier Unit, eclogite protoliths are basic rocks which have a rather restricted composition and rare earth elements ranging from N-MORB to T-MORB types [18, 144, 81] and contain relict doleritic textures [81]. They can thus be interpreted as representing a former dyke swarm intruded in a thinned continental crust [11]. Eclogites from the Cellier Unit yielded dates at about 410 Ma [146] and 360 Ma [144, 21]. The older date, obtained from a meta-andesite (U-Pb on zircons, lower intercept) is now difficult to interpret: the zircons recorded an isotopic memory from an older component, and the lower intercept could be attributed either to the protolith, or to the metamorphism, or to any mixture between them. The younger date, obtained on a metabasalt, is supported by two independent methods (U-Pb on zircons, upper intercept; Sm-Nd Grt-Cpx-whole-rock isochron age). The zircons do not show any memory of an older event. Moreover, phengite single grains yield ^{40}Ar-^{39}Ar plateau ages of 352 ± 2 Ma in the same sample [21]. Because this “young” age for high-pressure rocks was unexpected with respect to previous syntheses [159], it was tentatively dismissed according to two main lines. Firstly, the "young" ages could result from a late re-equilibration of the isotopic systems [67, 69]. However, this is highly improbable, because the eclogite studied is devoid of retrogressive, amphibolite- and greenschist-facies, overprint, and because all high-pressure minerals preserve prograde growth zoning. Secondly, Cocherie et al. [46] have obtained monazite ages of 387 ± 6 Ma in the eclogite-bearing migmatitic gneisses of the Champtoceaux Unit, and therefore claimed that the eclogites dated by Bosse et al. [21] should be older than 390 Ma. However, this is an incorrect statement, because the dated samples belong to a different unit than those dated by Bosse et al. [21]. Therefore, the monazite data indicate that the Champtoceaux eclogites (which are at present undated) should be older than 390 Ma (the inferred age of the partial melting in the Champtoceaux Unit), but do not dismiss the 360 Ma ages obtained in the eclogites from the Cellier Unit. Moreover, that older ages are obtained in higher units

compared to lower units is the rule rather than the exception in mountain belts, because in most cases thrusting proceeds in continental collision zones "in sequence", i.e. structurally lower thrusts in the nappe stack are younger than structurally higher ones.

High-pressure metamorphism in the oceanic crust may largely predate the suturing. Meanwhile, the Ile de Groix blueschists were also taken as an evidence of a high-pressure event of Silurian to Early Devonian age on the basis of a Rb-Sr whole rock isochron age of 421 ± 17 Ma and a lower intercept U-Pb zircon age of 399 ± 62 Ma obtained from detritical zircons [155, 22]. Further work has shown that Rb-Sr and ^{40}Ar-^{39}Ar ages are similar [22], with ages of 358-366 Ma in well-preserved blueschists and 345-353 Ma in greenschists. Pending future work that could better constrain the peak temperature episode (the Sm-Nd study was unfortunately unsucessful), the authors concluded that the age of the high-pressure metamorphism should be of the order of 360-370 Ma [22].

5.4 Erosion of a mountain belt.

Another successful approach for deciphering the early convergence history consists of identifying continental (fluviatile or lacustrine) sediments or marine detrital sediments deriving from the erosion of a nearby continent. Although we recognize that identification of such sediments is a key element, they are not diagnostic of a specific geodynamic setting. Indeed, the transition from marine off-shore to near-shore detrital sediments, or fluviatile to deltaic squences, could be the result of eustatic variations of the sea level, crustal thinning (associated to shoulder uplift), or crustal thickening.

In the Armorican Massif, the Silurian sediments are remarkably similar to those found in the whole Variscan belt, because they consist of graptolite-rich black shales (in the North- and Central Armorican domains), black cherts (in the Saint-Georges-sur-Loire Unit), or condensed, pelagic sequences (in the Tombeau Leclerc Unit). There is no evidence throughout the Variscan belt during the Silurian period of immature, coarse-grained, detrital sediments that could indicate erosion of a mountain belt. It is therefore highly improbable that the convergence is older than the Silurian-Devonian boundary, at about 415 Ma.

Continuous Devonian marine sedimentation in the North- and Central Armorican domains suggests that they were beyond the reach of the deformation associated with the initial stages of the Variscan belt. Towards the south, marine sedimentation continued during the Early Devonian in both the Saint-Georges-sur-Loire [110] and the Tombeau Leclerc and Châteaupanne Units [62, 63], i.e. on both sides of the assumed suture zone. There is therefore

no definite evidence for crustal thickening during the Early Devonian (from about 415 to 400 Ma) along the southern suture zone.

The situation drastically changes during the Middle Devonian (or late Early Devonian). In the Chalonnes area, the Sainte-Anne Formation displays fine- to coarse-grained immature sandstones, with abundant plant remnants indicating the proximity of an emerged land [63]. Taking into account the Emsian/Eifelian age of this formation, an emerging land (whatever the uplift mechanism) would have taken place to the South (in present geographic coordinates) of the Mauges area.

6. Tectonic interpretation of the South-Armorican domain.

6.1. Correlations between the Iberian Massif and the Armorican Massif.

The interpretation of the Variscan nappe stack in the South-Armorican domain is a difficult task because it has been severely dismembered by the late Carboniferous shear zones. Therefore, useful comparisons can be made with the Iberian Massif in NW Spain (Tab. I-1), which exposes the best section of the Variscan belt [165, 131, 132]. There, the nappe pile consists, from bottom to top, of the following units. The Parautochthon consists of metapelites and metagreywackes with subordinate quartzites. The Lower Allochthon is made of micaschists and fine-grained orthogneisses derived from Ordovician granites/rhyolites, which locally contain well-preserved eclogites (Malpica Tui). The latter are characterized by fine grain size, low temperature of equilibration (with glaucophane porphyroblasts), at about 600°C [79], and a Late Devonian age for the HP event (365-370 Ma [168]). The Middle Allochthon displays strongly dismembered ophiolitic complexes, which are devoid of high-pressure relics [58, 161, 162, 4]. The Upper Allochthon is a composite stack, with spectacular slices of peridotites, granulites and eclogites (e.g. Sobrado-Mellide, Cabo Ortegal). The latter are coarse-grained rocks, which have crystallized at relatively high temperatures (750-800°C). The age of the HP event is disputed, being considered either Early Ordovician (480-500 Ma [158, 71] or, more probably, Early Devonian (390-400 Ma [158, 143, 170]). Other slices within the Upper Allochthon display lower metamorphic grades. In the Iberian Massif, ophiolitic complexes separate two types of eclogite-bearing units, which are either below (Malpica-Tui) or above (Sobrado-Mellide, Cabo Ortegal) the ophiolitic sequences, and differ in P-T conditions (lower T versus higher T, respectively) as well as age (younger versus older ages, respectively).

Tab. 1
Correlations between the nappe stacks in NW Spain, the Armorican Massif and the western part of the Massif Central.
Tableau 1
Corrélations entre l'empilement de nappes dans le NW de l'Espagne, le Massif armoricain et la partie occidentale du Massif central.

	Iberian Masif			Armorican Massif			Massif Central	
	W Galicia	Ordenes	Ortegal	Audierne	Champtoceaux	Vendée	Aigurande	Limousin
Upper Allochton		Betanzos O Pino, Monte Castelo and Correidoiras		Penhors	Mauges Champtoceaux	Roc-Cervelle	Pin-Frulon-Chêniers	Upper Gneiss Unit p.p.
		Sobrado-Mellide	***Cabo Ortegal (390-400 Ma)***	***Keramoine, Kergroaz (380 Ma)***		*Essarts*		***eclogites***
Middle Allochton (oceanic domain)		Careon, Villa de Cruces		Ty-Lan, Peumerit	Drain - le Hâvre - les Folies Siffait	Saint-Martin-des-Novers	Amphibolites	Peridotites and gabbros
Lower Allochton	**Malpica Tui (360-370 Ma)**	Santiago-Forcarei-Lalin			Saint-Mars-du-Désert, **Cellier (360-370 Ma)**	orthogneisses	Dun-Gargilesse, Eguzon	Lower Gneiss Unit
oceanic domain ?						Bois-de-Cené		Génis
Parautochton (Gondwana)		Parano Group, Noqueira Group		Nerly	Mauves-sur-Loire		Fougères	Thiviers-Payzac

See text for sources of data. Please note the difference of structural position of the low-temperature eclogites (bold), found below the oceanic units, and the high-temperature eclogites and granulites (bold italic), found above the oceanic domain. Note also that the former are younger than the latter.
Source des données dans le texte. Noter la position structurale différente des unités éclogitiques de basse température (en gras) et des uniés contenant des éclogites de HT et des granulites (en gras et en italique): les premières sont situées au-dessous des unités océaniques, les secondes au-dessus. Remarquer également la différence d'âge entre ces deux ensembles, les premières étant plus jeunes que les secondes.

The Audierne nappe stack

The closest area from the Galician section in the Armorican Massif is the Audierne region (Fig. I-2) [156, 94, 11, 128]. There, the Ty Lan serpentinites, Peumerit metagabbros and Tréogat amphibolites are considered to represent an ophiolitic sequence and have, in common with the Galician ophiolites, the lack of high-pressure relics. Slices of HP granulites (Keramoine) and eclogites (Kergroaz) are found above the metaophiolites and share, in common with the HP-HT units of the Galician Upper Allochthon, a high temperature of equilibration (19 kbar - 950°C for the Kergroaz eclogites [128]). These slices of HP rocks would therefore represent strongly dismembered members of a once more extensive HP-HT unit. The Penhors micaschists, which occupy the uppermost structural position in the Audierne area, would be equivalent to the lower grade units of the Galician Upper Allochthon.

The Champtoceaux-Mauges nappe stack

The Champtoceaux-Mauges nappe stack (Fig. I-3 and I-4) also presents many similarities with the Galician section. The Parautochthon (the Mauves micaschists) is overthrust by the Lower Autochthon that comprises orthogneisses with lenses of low-temperature (glaucophane-bearing) eclogites. Similarities with the Malpica-Tui eclogites [81, 10] have been reinforced, now that the age of HP event has been clarified in both units (360-370 Ma [21, 168]). The Folies Siffat-Drain-le Hâvre units, now considered as an ophiolitic complex and devoid of HP relics, are therefore similar to the Galician metaophiolites. The Champtoceaux Unit includes migmatitic gneisses containing eclogite lenses. The partial melting has been dated at 390 Ma, and the eclogite metamorphism is therefore older than 390 Ma [46]. This situation is similar to that of the Galician Upper Allochthon. No HP-HT units are found in the Upper Allochthon, where the Mauges Unit would be equivalent to the lower-grade units within the Galician Upper Allochthon. The lack of such HP-HT units is not surprising, as we know that the nappe stack in the Galician section has been cut by major, extensional detachments. The Pallet Gabbro [107], which intrudes the Mauges micaschists (Fig. I-4), can be compared with the Monte Castelo Gabbro [1, 3, 2]. Another remarkable analogy between the Galician section [84] and the Champtoceaux-Mauges stack is the difference in age of the pre-Variscan magmatism, which is slightly younger in the Lower Allochthon (480 Ma for the Cellier and Saint-Mars-du-Désert orthogneisses [145, 12]) than in the Upper Allochthon (520 Ma for the Mauges Unit [186]).

The Vendée nappe stack

A comparison of the Vendée nappe stack [50, 174] with the Galician section is also rewarding. The parautochthon would be represented by the west Vendean schists and porphyroids, the latter being derived from porphyritic volcanics 480 Ma old [116]. The lower allochthon consists of strongly deformed orthogneisses, which still retain relics of hornfelses, a feature they share with the other lower allochthonous units (Malpica-Tui [79], Cellier [129]). The Saint-Martin-des-Noyers amphibolites overthrust the orthogneisses [82] and could potentially represent strongly deformed mafic rocks from a (previously unrecognized) ophiolitic sequence (fig. I-2). Finally, and most importantly, the polyorogenic evolution of the Essarts Unit nicely matches the polyorogenic evolution of the Galician upper allochthon. Pending future geochronological work that will test the age of both events, our model is consistent with the Essarts eclogites being older and geodynamically unrelated to those of the Cellier Unit (Fig. I-2). The uppermost unit of the Vendée stack (Roc Cervelle Unit) display low-grade metasandstones and metagreywackes [82], that are, for example, akin to the Betanzos Unit in the Ordenes stack.

The structural position of the Ile-de-Groix blueschists

The main uncertainty in the South-Armorican domain concerns the structural position of the Ile de Groix and Bois-de-Cené blueschists, which occur as klippen thrusted over the Parautochthon, and preserved within late synformal folds [25]. Therefore, they can derive from an oceanic basin located between the Parautochthon and the Lower Allochthon.

6.2 Correlations between the Armorican Massif and the Massif Central.

The nappe structure of the Massif Central [28] is briefly described from bottom to top [115]. The parautochthonous unit essentially consists of metapelites and metagreywackes, which show greenschist- to amphibolite-facies metamorphism. The Lower Gneiss Unit is composed of amphibolite-facies micaschists associated with large volumes of felsic orthogneisses derived from Cambro-Ordovicain volcanics or granitoids, in places displaying alkaline chemistry. The Upper Gneiss Unit is a composite stack, consisting of ultramafic-mafic bodies representing dismembered oceanic lithosphere [80, 61, 17], an association of amphibolites (with eclogite relics) and intensely deformed felsic orthogneisses ("complexe or groupe leptyno-amphibolique"), then migmatitic paragneisses. The Epizonal Units occupy the uppermost position, and consist of sediments and volcanics of Palaeozoic age (up to the Late

Silurian/Early Devonian) (Thiviers-Payzac), and of greenschist-facies mafic volcanics associated to a few metacherts (Génis).

From Champtoceaux to Aigurande

Three domains of the eastern part of the Armorican Massif (i.e. the Lanvaux, Mauges and la Tessouale domains) are cut through by the South-Armorican Shear Zone to the west, and are unconformably overlain by Mesozoic sediments to the east (Fig. I-2). A potential prolongation of these domains should be found in the northernmost part of the Massif Central (Fig. I-8).

The eastward prolongation of the Nort-sur-Erdre Fault can be traced for more than 200 km, as minor synsedimentary faulting and folding (Châteauroux monocline, Arpheuilles anticline) associated with the fault is documented in the southern part of the Meso-Cenozoic Paris Basin [124, 125, 126, 127]. Moreover, some boreholes have reached the Palaeozoic basement below the Mesozoic-Cenozoic cover (Arpheuilles1 borehole [179]), and have proved relics of coal-bearing basins along the Fault.

A nice analogy does exist between the Champtoceaux-Mauges area and the Plateau d'Aigurande area (Tab. I-1). In the latter, the nappe stack displays, from bottom to top, a lower unit essentially made of Grt-Bt-Chl micaschists (Fougères Unit = Mauves Unit = Parautochthon), then fine-grained orthogneisses, amphibolites and Grt-Bt-St-Ky micaschists (leptyno-amphibolitic group, Dun-Gargilesse or Eguzon Units = Cellier and Saint-Mars Units = Lower Gneiss Unit), and finally migmatitic gneisses (Pin-Frulon-Chéniers Unit = Champtoceaux Unit = Upper Gneiss Unit). Therefore, one common feature with the Champtoceaux Complex is the occurrence of an inverted metamorphic gradient [57, 175]. Another common feature with the Champtoceaux Complex is the presence of relics of very fine-grained eclogites [104] in the “leptyno-amphibolitic gneisses”. The antiformal nappe stack is intruded by the Crevant and Crozant Bt-Ms leucogranites, dated at 312 ± 6 Ma [153] and 312 ± 20 Ma [176], respectively. These granites are therefore analogous with the Vigneux granite, which intrudes the core of the Champtoceaux antiform (Fig. I-5).

To the south of the Aigurande nappe stack, another analogy can be proposed between the Tessouale domain and the northern Limousin. As recognized by Dhoste [59], the Crd-Sil migmatites of the Tessouale are similar to those of Aubusson, the latter being dated at 356 ± 8 Ma [111]. The peraluminous granitoids of Moulins-les Aubiers-Gourgé are similar in chemistry and age to the Guéret granite dated at 356 ± 10 Ma [20].

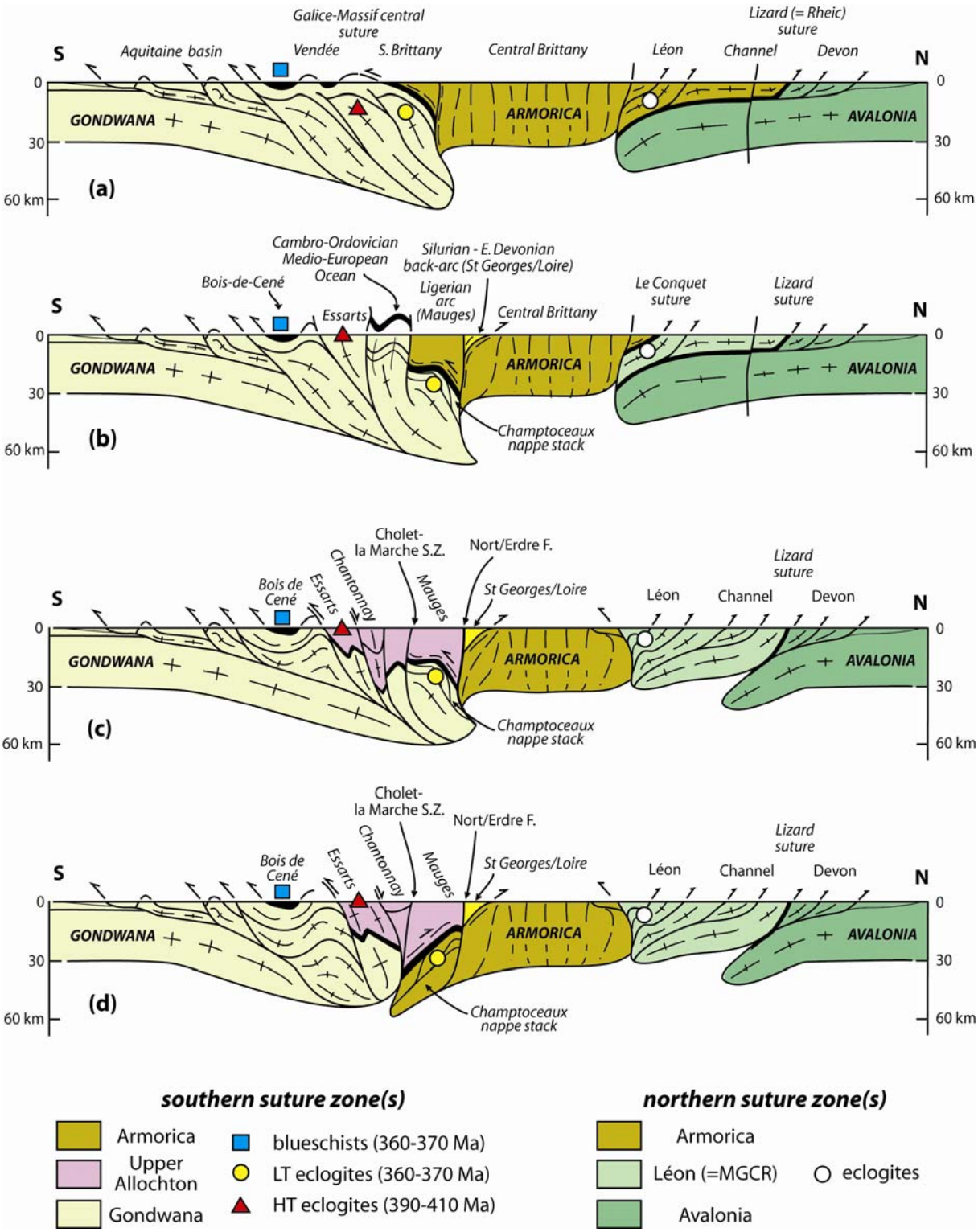


Fig. I-9. – Four potential models for the Armorica microplate boundaries, with increasing complexity from top to bottom. The models are conceptual, but serve to pinpoint the key issues in any discussion of the Armorica microplate. For sources and details, please refer to the main text. MGCR = Mid-German Crystalline Rise.

Fig. I-9 – Quatre modèles potentiels des limites de la microplaque Armorica., modèles de complexité croissante de haut en bas. Ces modèles conceptuels servent à focaliser la discussion sur les questions majeures quant à l'évolution de la microplaque Armorica. Les sources et les détails sont discutés dans le texte. MGCR = Ride Cristalline de l'Allemagne Moyenne.

From the Vendée to the Limousin

The Vendée area is close to the Limousin area in the western part of the Massif Central. A close comparison of the nappe stack in both areas encounters two problems.

Firstly, the recognition and location of the oceanic units in the Limousin is disputed. However, the petrology and structure of the ultramafic-mafic bodies argues convincingly in favour of their oceanic origin. These bodies would represent strongly dismembered pieces of an oceanic lithosphere [80, 61, 17]. Because they are located at the boundary between the Lower and Upper Gneiss Units, and because they are devoid of HP relics, we propose to attribute them to the Middle Allochthon (Tab. I-1).

Secondly, the position of the Thiviers-Payzac and Génis units in the nappe stack is open to debate. The Thiviers-Payzac presents many similarities with the Vendée area, including large amounts of porphyritic felsic metavolcanics ("porphyroids") of probable Early Ordovician age [23]. The sedimentary record of the Thiviers-Payzac Unit proceeds up to the latest Silurian / earliest Devonian [87]. On top of this sequence, the protoliths of the Génis Unit, composed of greenschist-facies mafic volcanics (with MORB chemistry) with rare metacherts, present similarities with the Groix-Bois-de-Cené Units.

Most authors consider that the Thiviers-Payzac and Genis units belong to the uppermost Epizonal Unit [115], which implies that they are separated from the Upper and Lower Gneiss Units by a thrust. A structural analyis of the tectonic contact between the Thiviers-Payzac and Upper Gneiss units indicates that the faulted contact is a left-lateral shear zone (Estivaux shear zone [169]) rather than a thrust. One could therefore consider that the Thiviers-Payzac Unit could represent the parautochthon, in which case the Génis Unit can be considered as an along-strike equivalent of the Ile-de-Groix – Bois-de-Cené nappe (Fig. I-8), i.e. a klippe of ocean-derived material.

Following the above discussion, we consider that the nappe stack in the Limousin consists, from bottom to top, of the Parautochthon (Thiviers-Payzac), the Génis Nappe, the Lower Allochthon (= Lower Gneiss Unit), the Middle Allochthon (ultramafic-mafic bodies devoid of HP metamorphism, previously considered as part of the Upper Gneiss Unit) and the Upper Allochthon (eclogite-bearing, migmatic gneisses of the Upper Gneiss Unit). Such an interpretation is consistent with the nappe stack described in Galicia, and found throughout the Armorican Massif from Audierne to the Vendée (Tab. I-1).

7. Tectonic models of the Armorican Massif

The review given above has shown striking similarities between nappe stacks in NW Spain, the South-Armorican domain and the Massif Central. Our interpretation of the nappe stack in the Armorican Massif and the Massif Central is at variance with previous interpretations on one major point: the location of the oceanic suture. The classic interpretation [134] assumes that all eclogite-bearing units develop during subduction of the continental, Gondwana-derived, crust, and therefore lie below the ophiolitic suture. In this hypothesis, the eclogites are attributed to a single HP event, of Siluro-Devonian age [159, 69]. On the other hand, we consider that the ophiolitic suture separates two types of HP units, as is well documented in Galicia. In the footwall of the oceanic suture (i.e. in the Lower Allochthon), eclogites mainly derive from doleritic dikes cutting across Early Ordovician granites, and display relatively low temperatures of crystallization: these have given a Late Devonian age for the HP event [21, 168]. In the hangingwall of the oceanic suture (i.e. in the Upper Allochthon), eclogites representing former gabbroic complexes (e.g. in the Essarts or la Bessenoits in the Massif Central), have recrystallized at relatively high temperatures (in excess of 700°C), and have provided well-constrained Early Devonian ages for the HP event [148].

This two-fold subdivision of the eclogite-facies rocks in the Variscan belt has major implications for its evolution. The following discussion is therefore intended to explore different models for the large-scale structure of the Armorican Massif (Fig. I-9). The different models have in common the identification of at least two suture zones, with remaining uncertainties being attached to both the vergence and the age of these sutures.

Model 1 [134] recognizes an Armorican microplate bounded by two suture zones of opposing vergence (Fig. I-9a). To the north, the Armorica microplate is overthrusting the southern margin of the Avalonia microplate, with the intervening Lizard suture. To the south, Armorica would overthrust the Gondwana continent, due to the closure of an Ordovician ocean and subsequent Silurian to Early Devonian continental subduction. According to this simple and elegant model, all terrains located north of the Nort-sur-Erdre Fault would belong to the Armorica microplate, whereas the Champtoceaux - Aigurande nappe stack would mark the northernnmost exposure of the thickened, Gondwana-derived, crust.

This model does not specify where, in the Armorican Massif, are located the potential relics of the Ordovician ocean, nor does it discuss the meaning of the Saint-Georges-sur-Loire Unit. In addition, it does not agree with the ages of the high-pressure event in the Champtoceaux

Complex [21, 136], nor does it take into account the kinematics of the thrusting in the Champtoceaux Complex [108].

Model 2 [38, 37, 68, 69] recognizes (i) a northernmost (Lizard) suture separating Avalonia from an intermediate continent (Léon), (ii) a northern (Conquet) suture separating the intermediate continent (Léon) from Armorica, and having a northward vergence, (iii) a southern suture zone, corresponding to the closure of the Saint-Georges-sur-Loire basin (of back-arc origin), and displaying a northward vergence, and (iv) a southernmost suture zone, associated with subduction of the "Medio-European Ocean" (Fig. I-9b). This subduction is thought to have occurred during the Late Ordovician/Early Silurian (450-430 Ma), associated with the development of the "Ligerian arc" (= Mauges) and the opening of a back-arc basin ("Layon rift" = Saint-Georges-sur-Loire). Closure of the back-arc basin would have taken place during the Early Devonian (410-390 Ma) by northward subduction below Armorica, following continental subduction associated with eclogite formation during the Silurian (430-410 Ma). The Nort-sur-Erdre Fault marks the boundary between two suture zones of opposing vergence.

With respect to model 1, model 2 has a great potential value because it clearly recognizes the Drain Unit as an ophiolite complex of Cambro-Ordovician age (which remains to be established), and the allochthonous Mauges Unit as an independent, small-scale, plate of Armorican derivation. All terrains either below the Drain Unit, or to the south of the South-Armorican Shear Zone belong to the deformed Gondwana palaeomargin. However, it raises several problems. Firstly, the interpretation of the Saint-Georges-sur-Loire Basin as a back-arc basin raises the question of the location of the coeval calc-alkaline arc. Recognizing the lack of the latter, Faure et al. [69] have assumed that the "missing domain" was subducted, an assumption which is difficult or even impossible to check. Secondly, model 2 assumes that all eclogite-bearing units are located below the suture zone, and therefore does not encompass the observed differences in P-T conditions and age. Thirdly, model 2 is contradicted by the geochronological data, which indicate that the Cellier eclogites developed at 360-370 Ma (see above), not at 430-410 Ma.

Models 3 and 4 follow the interpretation of the nappe stack with reference to the Galician section, and assume that the Essarts, Chantonnay and Mauges units all belong to the Upper Allochthon, i.e. they are located above an oceanic suture represented by the Drain metagabbros. The northernmost part of the Gondwana plate, i.e. the Lower Allochthon (Champtoceaux) would have been subducted below this oceanic unit during the Late Devonian. In model 3, the Upper Allochthon overthrusts Gondwana-derived units. Model 4

differs from model 3 with respect to the vergence of the main thrusts: the Upper Allochthon is thrust towards the South along a southern suture, but towards the North along a northern suture, in order to take into account the kinematic data from the Champtoceaux nappe stack [108].

Both models 3 and 4 fit the available geochronological data, taking into account that the Cellier eclogites have different P-T histories and different ages with respect to most eclogites from the Massif Central. The Cellier eclogites are related to the final suturing of the Gondwana (or Armorica) and "Upper Allochthon" plates, whereas the Essarts and Massif Central eclogites would represent an earlier, unrelated, event in the Upper Allochthon, whose significance is open to debate. The Upper Allochthon is poorly represented in the Armorican Massif, but is better preserved in the Iberian Massif [84], where it is interpreted as the northern margin of the Gondwana continent (Cambrian), separated during the Early Ordovician from Gondwana during southward subduction of the Tornquist Ocean and coeval opening of the Rheic Ocean (interpreted as a back-arc basin). Alternatively, the Upper Allochthon (i.e. the Upper Gneiss Unit of the Massif Central) could potentially continue to the Vosges-Schwarzwald and the Moldanubian of the Bohemian Massif [74, 135, 182], and represent the westward continuation of a continental arc that was constructed during the Early Carboniferous (Fig. I-1).

Acknowledgments. The authors would like to thank the organizing committee of the meeting on the Mechanics of Variscan Orogeny, dedicated to Philippe Matte (Orléans, 13-15 September 2007), namely M. Faure, J.-M. Lardeaux, P. Ledru, A. Peschler and K. Schulmann, as well as the participants to this meeting for sharing their knowledge of the Variscan belt. Two formal reviewers (F. Simancas and J.-B. Edel) helped clarify the issues. The content of this paper remains, as usual, the full responsibility of the authors.

References

[1] J. Abati, G.R. Dunning, R. Arenas, F. Díaz García, P. González Cuadra, J.R. Martínez Catalán, P. Andonaegui, Early Ordovician orogenic event in Galicia (NW Spain) : Evidence from U-Pb ages in the uppermost unit of the Odenes compex, Earth Planet. Sci. Letters 165 (1999) 213-228.

[2] J. Abati, R. Arenas, J.R. Martínez Catalán, F. Díaz García, Anticlockwise P-T path of granulites from the Monte Castelo gabbro (Ordenes complex, NW Spain), J. Petrol. 44 (2003) 305-327.

[3] P. Andonaegui, J. González del Tánago, R. Arenas, J. Abati, J.R. Martínez Catalán, M. Peinado, F. Díaz García, Tectonic setting of the Monte Castelo gabbro (Ordenes Complex, northwestern Iberian Massif): Evidence for an arc-related terrane in the hanging wall to the Variscan suture, Geol. Soc. Amer. Spe. Pap. 364 (2002), 37-56.

[4] R. Arenas, J.R. Martínez Catalán, S. Sánchez Martínez, J. Fernández-Suárez, P. Andonaegui, J.A. Pearce, F. Corfu, The Vila de Cruces Ophiolite : A remnant of the Early Rheic Ocean in the Variscan suture of Galicia (Northwest Iberian Massif), J. Geol. 115 (2007) 129-148.
[5] C. Audren, C. Triboulet, L. Chauris, J.-P. Lefort, J.-L. Vigneresse, J. Audrain, D. Thiéblemont, J. Goyallon, P. Jégouzo, P. Guennoc, C. Augris, A. Carn, Notice explicative de la feuille Ie-de-Groix à 1/25 000. BRGM, Service géologique national, Orléans (1997) 101p.
[6] A. Autran, J. Cogné J., La zone interne de l'orogène varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. Congrès Géologique International, XXVI, Colloque C6 (Géologie de l'Europe) (1980) 90-111.
[7] C. Babin, J.-R. Darboux, G. Duée, M. Gravelle, P. Morzadec, Y. Plusquellec, P. Thonon, Tectoniques tangentielles et tectoniques superposées dans le Dévonien de la rade de Brest (Nord Finistère), C. R. Acad. Sci. Paris D 280 (1975) 259-262.
[8] P. Balé, J.-P. Brun, J.-P., Les complexes métamorphiques du Léon (NW Brittany) : un segment du domaine éohercynien sud-armoricain translaté au Dévonien, Bull. Soc. géol. France 8-II (1986) 471-477.
[9] M. Ballèvre, J.-R. Kiénast, J.-L. Paquette, Le métamorphisme éclogitique dans la nappe hercynienne de Champtoceaux (Massif armoricain), C R. Acad. Sci. Paris II 305 (1987) 127-131.
[10] M. Ballèvre, F. Paris, M. Robardet, Corrélations ibéro-armoricaines au Paléozoïque : une confrontation des données paléobiogéographiques et tectonométamorphiques, C. R. Acad. Sci. Paris II 315 (1993) 1783-1789.
[11] M. Ballèvre, J. Marchand, G. Godard, J.-C. Goujou, R. Wyns, Eo-Hercynian events in the Armorican Massif. In: Pre-Mesozoic geology in France and related areas (ed Keppie, J. D.), 1994, pp. 183-194, Springer, Berlin.
[12] M. Ballèvre, R. Capdevila, C. Guerrot, J.-J. Peucat J.-J., Discovery of an alkaline orthogneiss in the eclogite-bearing Cellier Unit (Champtoceaux Complex, Armorican Massif): a new witness of the Ordovician rifting, C. R. Geoscience 334 (2002) 303-311.
[13] M. Ballèvre, V. Bosse, P. Pitra, Geology, petrology and geochronology of the blueschists from the Ile de Groix, Int. Eclogite Field Symposium (Lochalsh, Scotland), Post-Symposium Excursion (2007) 84p.
[14] C. Barrois, Faune du Calcaire d'Erbray (Loire-Inférieure). Contribution à l'étude du terrain dévonien de l'Ouest de la France, Mém. Soc. Géol. Nord III (1889) 348p.
[15] R.P. Barnes, The stratigraphy of the sedimentary melange and associated deposits in South Cornwall, England, Proc. Geol. Asso. 94 (1983) 217-229.
[16] M.G. Bassett, The Ordovician brachiopods of Cornwall, Geol. Mag. 118 (1981) 647-664.
[17] J. Berger, O. Féménias, J.-C. C. Mercier, D. Demaiffe, A Variscan slow-spreading ridge (MOR-LHOT) in Limousin (Frecnh Massif Central): magmatic evolurion and tectonic setting inferred from mineral chemistry, Min. Mag. 70 (2006) 175-185.
[18] J. Bernard-Griffiths, J. Cornichet, Origin of eclogites from South Brittany, France: A Sm-Nd isotopic and REE study, Chem. Geol. 52 (1985) 185-201.
[19] J. Bernard-Griffiths, M.S.N. Carpenter, J.-J. Peucat, B.-M. Jahn, Geochemical and isotopic characteristics of blueschist facies rocks from the Ile de Groix, Armorican Massif (northwest France), Lithos 19 (1986) 235-253.
[20] F. Berthier, J.-L. Duthou, M. Roques, Datation géochronologique Rb/Sr sur roches totales du granite de Guéret (Massif central). Age fini-dévonien de mise en place de l'un de ses faciès types, Bull. BRGM (1979) 59-72.
[21] V. Bosse, G. Féraud, G. Ruffet, M. Ballèvre, J.-J. Peucat, K. de Jong, Late Devonian subduction and early orogenic exhumation of eclogite-facies rocks from the Champtoceaux complex (Variscan belt, France), Geol. J. 35 (2000) 297-325.
[22] V. Bosse, G. Féraud, M. Ballèvre, J.-J. Peucat, M. Corsini, Rb-Sr and $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages in blueschists from the Ile de Groix (Armorican Massif, France) : Implications for closure mechanisms in isotopic systems, Chem. Geol. 220 (2005) 21-45.
[23] C. Boyer, P.-L. Guillot, Les porphyroïdes de Génis, complexe d'ignimbrites rhyolitiques dans la série cristallophyllienne du Bas-Limousin, Bul. Bur. Rech. Géol. Min. I 4 (1973) 215-226.
[24] O. Bruguier, J.-F. Becq-Giraudon, N. Clauer, H. Maluski, From late Visean to Stephanian: pinpointing a two-stage basinal evolution in the Variscan belt. A case study from the Bosmoreau basin (Franch Massif Central) and its geodynamic implications, Int. J. Earth. Sci. 92 (2003) 338-347.
[25] J.-P. Brun, J.-P. Burg, Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc : a corner effect during continental collision, Earth Planet. Sci. Letters 61 (1982) 319-332.
[26] J.-P. Brun, J.-F. Ballard, C. Le Corre, Identification of Ordovician block-tilting in the Hercynian fold-belt of Central Brittany (France): field evidence and computer models, J. struc. Geol. 13 (1991) 419-429.
[27] E. Bureau, Etudes des gîtes sminéraux de la France: bassin houiller de la Basse-Loire, I – Histoire des concessions. Pièces justificatives. Description géologique du bassin, Imprimerie Nationale, Paris (1910) 414p.

[28] J.-P. Burg, P. Matte, A cross-section though the franch Massif central and the scope of its Variscan geodynamic evolution, Z. Deutsch. Geol. Gesell. 129 (1978) 429-460.
[29] J.-P. Burg, P. Balé, J.-P. Brun, J. Girardeau, Stretching lineation and transport direction in the Ibero-Armorican arc during the siluro-devonian collision, Geodinamica Acta, I (987) 71-87.
[30] B. Cabanis, Identification des séries magmatiques dans les socles métamorphqiues sur la base de critères géologiques, pétrologiques et géochimiques, Thèse Doctorat Etat, Univ. Paris VI (1986) 250p.
[31] B. Cabanis, G. Godard G., Les éclogites du pays de Léon (Nord-Ouest du Massif Armoricain): étude pétrologique et géochimique ; implications géodynamiques, Bull. Soc. géol. France, (8) III (1987) 1133-1142.
[32] B. Cabanis, R. Wyns, Le volcanisme précambrien des Mauges (S.E. du Massif Armoricain) et ses caractères géochimiques, Hercynica II (1986) 71-78.
[33] B. Cabanis, J. Michot, S. Deutsch, Remise ne question de la datation géochronologique des gneiss de brest (Bretagne occidentale), C.R. Acad. Sci. Paris D 284 (1977) 883-886.
[34] B. Cabanis, J.-J. Peucat, J. Michot, S. Deutsch, Remise en cause de l'existence d'un socle orthogneissique antécambrien dans le pays de Léon (domaine nord-armoricain) : étude géochonologique par les méthodes Rb/Sr et U/Pb des orthogneiss de Tréglonou et de Plounévez-Lochrist, Bulletin du BRGM I (4) (1979) 357-364.
[35] M.S.N. Carpenter, J.-J. Peucat, B. Pivette, Geochemical and geochronological characteristics of Palaeozoic volcanism in the Saint-Georges-sur-Loire synclinorium (S. Armorican Massif). Evidence for Pre-hercynian tectonic evolution, Bulletin du BRGM (2) I (1982) 63-79.
[36] C. Cartannaz, P. Rolin, J. Le Métour, O. Fabbri, Fammennian-Tournaisian dextral ductile shear in the French Variscan belt, C.R. Geoscience 338 (2006) 214-221.
[37] C. Cartier, M. Faure M., The Saint-Georges-sur-Loire olistostrome, a key zone to understand the Gondwana-Armorica boundary in the Variscan belt (Southern Brittany, France), Int. J. Earth Sci. 93 (2004) 945-958.
[38] C. Cartier, M. Faure, H. Lardeux H., The Hercynian orogeny in the South Armorican Massif (Saint-Georges-sur-Loire Unit, Ligerian Domain, France) : rifting and welding of continental stripes, Terra Nova 13 (2001) 143-149.
[39] P. Cavet, M. Gruet, J. Pillet, Sur la présence du Cambrien à Paradoxides à Cléré-sur-Layon (M.-et-L.), dans le Nord-Est du Bocage Vendéen (massif armoricain), C. R. l'Acad. Sci. Paris D 263 (1966) 1685-1688.
[40] J. Chantraine et al., Carte géologique de la France au $1/10^6$. BRGM, Orléans, 1993.
[41] J. Chantraine, E. Egal, D. Thiéblemont, E. Le Goff, C. Guerrot, M. Ballèvre, P. Guennoc, The Cadomian active margin (North Armorican Massif, France) : a segment of the North Atlantic Panafrican belt, Tectonophysics 331 (2001) 1-18.
[42] L. Chauris, Le granite de l'Aber Ildut (Finistère), Bull. Carte Géol. France LXI-278 (1966) 9-30.
[43] L. Chauris, G. Lucas, Les environs de Bécon-les-Granits (Maine-et-Loire) (Feuille d'Ancenis au 80.000^e), Bull. Carte Géol. France LX-277 (1964) 25-33.
[44] L. Chauris, E. Marcoux, E. Le Goff, D. Thiéblemont, A. Carn, avec la collaboration de P. Bouysse, E. Egal, B. Hallégouët, V. Johan (1998), Notice explicative de la feuille Saint-Pol-de-Léon à 1/50 000. BRGM, Service géologique national, Orléans, 168p.
[45] J.-J. Chauvel, Littérature géologique armoricaine et géologues jusqu'au début du XXème siècle, Penn Ar Bed 173-174 (1999) 69-84.
[46] A. Cocherie, E. Be Mezeme, O. Legendre, C.M. Fanning, M. Faure, P. Rossi, Electron-microprobe dating as a tool for determining the closure of Th-U-Pb systems in migmatitic monazites, Amer. Mineral. 90 (2005) 607-618.
[47] L.R.M. Cocks, The Early Palaeozoic geography of Europe, J. Geol. Soc. London 157 (2000) 1-10.
[48] L.R.M. Cocks, R.A. Fortey, Faunal evidence for oceanic separations in the Paleozoic of Britain, J. Geol. Soc. London 139 (1982) 465-478.
[49] J. Cogné, Le Massif Armoricain. In "Géologie de la France" (Debelmas J. ed..), Doin, Paris 1 (1974) 105-161.
[50] M. Colchen, P. Rolin, La chaîne hercynienne en Vendée, Géol. France, 1-2 (2001), 53-85.
[51] C.A. Cook, R.E. Holdsworth, M.T. Styles, J.A. Pearce, Pre-emplacement structural history recorded by mantle peridotites: an example from the Lizard Complex, SW England, J. Geol. Soc. London 157 (2000) 1049-1064.
[52] M.P. Coward, K.R. McClay, Thrust tectonics of S Devon, J. Geol. Soc. London 140 (1983) 215-228.
[53] M. Cuney, M. Brouand, J.-M. Stussi, Le magmatisme hercynien en Vendée. Corrélations avec le socle du Poitou et l'ouest du Massif central français. Géol. France 1-2 (2001) 117-142.
[54] J.-R. Darboux, Evolution tectonosédimentaire et structuration synmétamorphe des zones externes du segment hercynien ouest-européen : le modèle du domaine centre-armoricain occidental, Doctorat Etat, Univ. Brest, 260p, 1991.

[55] J.-R. Darboux, B. Le Gall, Les Montagnes Noires : cisaillement bordier méridional du bassin carbonifère de Châteaulin (Massif armoricain, France). Caractéristiques structurales et métamorphiques, Geodin. Acta 2 (1988) 121-133.
[56] J.-R. Darboux, Y. Plusquellec, Tectonique du Dévonien inférieur de la presqu'île de Crozon : la coupe des Capucins en Roscanvel (Massif Armoricain, France), C. R. Acad. Sci. Paris II 292 (1981) 1049-1411.
[57] J. Delorme, A. Emberger, M. Roques, La série cristallophyllienne renversée du Plateau d'Aigurande, C. R. Acad. Sci. Paris xxx (1949) 891-893.
[58] F. Díaz García, R. Arenas, J.R. Martinez Catalán, J. González del Tánago, G. Dunning, Tectonic evolution of the Careón ophiolite (northwest Spain): A remnant of oceanic lithosphere in the Variscan belt, J. Geol. 107 (1999) 587-605.
[59] M. Dhoste, Sur la présence de migmatites au Nord du granite des Aubiers (Deux-Sèvres), C. R. Acad. Sci. Paris, D 266 (1968) 1556-1558.
[60] W. Dörr, P.A. Floyd, B.E. Leveridge, U-Pb ages and geochemistry of granite pebbles from the Devonian Menaver Conglomerate, Lizard peninsula: provenance of the Rhenohercynian flysch of SW England, Sedim. Geol. 124 (1999) 131-147.
[61] G. Dubuisson, J.-C.C. Mercier, J. Girardeau, J.-Y. Frison, Evidence for a lost ocean in Variscan terranes of the western Massif Central, Nature 337 (1989) 729-732.
[62] C. Ducassou, M. Ballèvre, H. Lardeux, C. Robin, The structural and sedimentary record within the Ancenis basin (Armorican Massif, France) : from early Devonian rifting to middle Devonian collision. In "Mechanics of Variscan Orogeny: a modern view on orogenic research", special Meeting of the French and Czech Geological Societies, 13-15 sept. 2007, Orléans.
[63] C. Ducassou, C. Strullu-Derrien, M. Ballèvre, M.-P. Dabard, P. Gerienne, H. Lardeux, S. Régnault, C. Robin, Age and depositional environment of the Sainte-Anne Formation (Armorican Massif, France): the oldest (Emsian-Eifelian) evidence for mountain erosion in the Variscan belt, Bull. Soc. Géol. France (2008) in press.
[64] O.-P.-A. Dufrénoy, L. Elie de Beaumont, Explication de la carte géologique de la France, Paris, Imprimerie Royale, 825 p. (tome I), 1841.
[65] H.K. Erben, Facies developments in the marine Devonian of the Old World, Proc. Ussher Soc. 1 (1964) 92-118.
[66] M. Faure, C. Cartier, Déformations ductiles polyphasées dans l'antiforme orthogneissique de St-Clément-de-la-Place (unité de Lanvaux, Massif armoricain), C. R. Acad. Sci. Paris II 326 (1998) 795-802.
[67] M. Faure, C. Leloix, J.-Y. Roig, L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne, Bull. Soc. géol. France 168 (1997) 695-705.
[68] M. Faure, E. Bé Mézème, M. Duguet, C. Cartier, J.-Y. Talbot, Paleozoic tectonic evolution of medio-europa from the example of the french massif central and massif armoricain. In "The Southern Variscan belt" (Carosi R., Dias R., Iacopini D., Rosenbaum G. eds), Journal of the Virtual Exporer, Electronic Edition, ISSN 1441-8142, 19 (2005) paper 5.
[69] M. Faure, E. Bé Mézème, A. Covherie, P. Rossi, A. Chemenda, D. Boutelier, Devonian geodynamic evolution of the Variscan Belt, insights from the French Massif central and Massif Armoricain, Tectonics 27 (2008) TC2005 doi:10.1029/2007TC002115.
[70] M. Faure, C. Sommers, J. Meleton, A. Cocherie, O. Lautout, The Léon Domain (French Massif Armoricain) : a westward extension of the Mid-German Crystalline Rise ? Structural and geochronological insights, Int. J. Earth. Sci. (2008) doi 10.1007/s00531-008-0360-x.
[71] J. Fernández-Suárez, F. Corfu, R. Arenas, A. Marco, J.R. Martínez Catalán, F. Díaz Garcia, J. Abati, F.J. Fernández, U-Pb evidence for a polyorogenic evolution of the HP-HT units of the NW Iberian Massif, Contrib. Mineral. Petrol. 143 (2002) 236-253.
[72] P.A. Floyd, B.E. Leveridge, Tectonic environment of the Gramscatho basin, S. Cornwall; framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones, J. Geol. Soc. London 144 (1987) 532-542.
[73] R.A. Fortey, L.R.M. Cocks, Palaeontological evidence bearing on global Ordovician-Silurian continental reconstructions, Earth-Sci. Rev. 61 (2003) 245-307.
[74] W. Franke, Variscan plate tectonics in Central Europe – current ideas and open questions, Tectonophysics 169 (1989) 221-228.
[75] W. Franke, The mid-European segment of the Varscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution, In "Orogenic processes: quantification and modelling in the Varicsan belt" (W. Franke, V. Haak, O. Oncken, D. Tanner eds), Geol. Soc. London Spe. Pub. 179 (2000) 35-61.
[76] W. Franke, R.D. Dallmeyer, K. Weber, Geodynamic evolution, In "Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe" (R.D. Dallmeyer, W. Franke, K. Weber eds), Springer-Verlag, Berlin (1995) 579-593.
[77] D. Gapais, C. Le Corre, Is the Hercynian belt of Brittany a major shear zone ? Nature 288 (1980) 574-576.

[78] Y. Georget, F. Martineau, R. Capdevila, Age tardi-hercynien et origine crustale du granite de Brignogan (Finistère, France). Conséquences sur l'interprétation des granites nord-armoricains, C. R. Acad. Sci. Paris II 302 (1986) 237-242.
[79] J.I. Gil Ibarguchi, E. Ortega Gironés, Petrology, structure and geotectonic implications of glaucophane-bearing eclogites and related rocks from the Malpica-Tuy (MT) unit, Galicia, northwest Spain, Chem. Geol. 50 (1985) 145-162.
[80] J. Girardeau, G. Dubuisson, J.-C. C. Mercier, Cinématique de mise en place des ophiolites et nappes crystallophylliennes du Limousin, Ouest du Massif central français, Bul. Soc. Géol. France (8) II (1986) 849-860.
[81] G. Godard, Petrology of some eclogites in the Hercynides: The eclogites from the southern Armorican Massif, in "Eclogites and eclogite-facies rcoks" (D.C. Smith ed.), Elsevier, Amsterdam, 1988, pp. 451-519.
[82] G. Godard, The Les Essarts eclogite-bearing metamorphic Complex (Vendée, southern Armorican Massif, France) : Pre-Variscan terrains in the Hercynian belt ? Géol. France, 1-2 (2001), 19-51.
[83] G. Godard, J.-L. Mabit, Peraluminous sapphirine formed during retrogression of a kyanite-bearing eclogite from Pays de Léon, Armorican Massif, France, Lithos 43 (1998) 15-29.
[84] J. Gomez Barreiro, J.R. Martinez Catalan, R. Arenas, P. Castineiras, J. Abati, F. Diaz Garcia, J.R. Wijbrans, Tectonic evolution of the upper allochthon of the Ordenes complex (northwestern Iberian Massif): structural constraints to a polyorogenic peri-Gondwanan terrane, Geol. Soc. Ame. Spe. Pap. 423 (2007) 315-332.
[85] B. Goré, C. Le Corre, Cinématique hercynienne du cisaillement nord-armoricain à la bordure du granite syn-tectonique de Saint Renan-Kersaint (Finistère), Bull. Soc. géol. France, (8) III (1987) 811-819.
[86] D.H. Green, The petrogenesis of the high-temperature peridotite intrusion in the Lizard area, Cornwall, J. Petrol., 5 (1964) 134-188.
[87] P.-L. Guillot, J. Lefevre, Découvertes de conodontes dans le calcaire à entroques de Génis en Dordogne (série métamorphique du Bas-Limousin), C.R. Acad. Sci. Paris D 280 (1975) 1529-1530.
[88] C. Gumiaux, D. Gapais, J.-P. Brun, J. Chantraine, G. Ruffet, Tectonic history of the Hercynian Armorican Shear belt (Brittany, France), Geodinamica Acta 17 (2004) 289-307.
[89] S. Hanmer, Age and tectonic implications of the Baie d'Audierne basic-ultrabasic complex, Nature 270 (1977) 336-336.
[90] J.-L. Henry, Trilobites ordoviciens du Massif armoricain, Mém. Soc.Géol. Minéral. Bretagne 22 (1980) 1-250.
[91] J.-L. Henry, Paléoenvironnements et dynamique de faunes de Trilobites dans l'Ordovicien (Llanvirn supérieur – Caradoc basal) du Massif armoricain (France), Palaeoclim. Palaeoecol. Palaeogeog. 73 (1989) 139-153.
[92] J.-L. Henry, B. Lefebvre, D. Chauvin, Stratification thermique probable des eaux marines sur la marge gondwanienne (Massif armoricain) pendant l'Ordovicien (Llanvirn): Implications paléogéographiques, N. Jahr. Geol. Paläon. Abhand. 205 (1997) 373-392.
[93] M.T. Holder, B.E. Leveridge, Correlation of the Rheno-Hercynian Variscides, J. Geol. Soc. London 143 (1986) 141-147.
[94] M. Iglesias, M.L. Ribeiro, A. Ribeiro (1983) La interpretacion aloctonista de la estructura del Noroeste Peninsular. In « Geologia de España. Libro Jubilar J.M. Rios », Tomo I, Ist. Geol. Miner. España, p. 459-467.
[95] D. Janjou, avec la collaboration de H. Lardeux, J. Chantraine, L. Callier, H. Etienne (1998). Notice explicative, Carte géologique France (1/50000), feuille Segré (422). BRGM, Orléans, 68p.
[96] P. Jégouzo, The South-Armorican Shear Zone, J. struc. Geol. 2 (1980) 39-47.
[97] P. Jégouzo, A.E. Rossello, La branche Nord du cisaillement Sud-Armoricain : un essai d'évaluation du déplacement par l'analyse des mylonites, C. R. Acad. Sci. Paris II 307 (1988) 1825-1831.
[98] P. Jégouzo, J.-J. Peucat, C. Audren, Caractérisation et signification géodynamique des orthogneiss calco-alcalins d'âge ordovicien de Bretagne méridionale, Bull. Soc. géol. France (8) II (1986) 839-848.
[99] J.A. Jones, A mountain front model for the Variscan deformation of the South Wales coalfield, J. Geol. Soc. London 148 (1991) 881-891.
[100] K.A. Jones, Phase relations in Al_2SiO_5 polymorphs; le Conquet region, North-Western Brittany, France. Proceedings Ussher Soc. 8 (1993) 138-144.
[101] K.A. Jones, Progressive metamorphism in a crustal-scale shear zone: an example from the Léon region, north-west Brittany, France, J. metam. Geol. 12 (1994) 69-88.
[102] J.D. Keppie, Pre-Mesozoic geology in France and related areas, Springer-Verlag, Berlin, 514p, 1994.
[103] F. Kerforne, Etude de la région silurique occidentale de la presqu'île de Crozon. Rennes, Imp. Simon, 234p, 1901.
[104] Y. Kieh, Contribution à l'étude géologique de la chaîne de la Marche et du plateau d'Aigurande (Nord-Ouest du Massif central français), Mém. Soc. Géol. France 19 (1932) 123p.
[105] G.A. Kirby, The Lizard complex as an ophiolite, Nature 282 (1979) 58-61.

[106] A. Lacroix, Etude pétrographique des éclogites de la Loire-Inférieure, Bul. Soc. Sci. Nat. Ouest France 1 (1891) 81-114.
[107] A. Lacroix, Le gabbro du Pallet et ses modifications, Bull Serv. Carte Géol. France 67 (1898-1899) 1-56
[108] J.-L. Lagarde, La déformation des roches dans les domaines à schistosité subhorizontale. Applications à la nappe du Canigou-Roc de France (Pyrénées orientales) et au complexe crystallophyllien de Champtoceaux (Massif Armoricain), Thèse Doctorat, Université de Rennes, 1980, 170p.
[109] E. Landing, Early Paleozoic Avalon-Gondwana unity: an obituary – response to "Palaeontological evidence bearing on global Ordovician – Silurian continental reconstructions" by R.A. Fortey and L.R.M. Cocks, Earth-Sci. Rev. 69 (2005) 169-175.
[110] H. Lardeux, Présence du Dévonien inférieur dans le synclinal de Saint-Georges-sur-Loire (Massif armoricain, Anjou), C.R. somm. Soc. Géol. France (1967) 341.
[111] N. Le Breton, J.-L. Duthou, J. Grolier, A. Lacour, G. Meyer, M. Treuil, Les diatexites à cordiérite d'Aubusson (Creuse, France) : pétrographie, composition, âge, C. R. Acad. Sci. Paris II 303 (1986) 1557-1562.
[112] C. Le Corre, P. Balé, Y. Georget, Le Léon: un domaine exotique au Nord-Ouest de la chaîne varisque armoricaine (France), Geodinamica Acta 3 (1989) 57-71.
[113] C. Le Corre, B. Auvray, M. Ballèvre, M. Robardet, Le Massif armoricain. In "Les massifs anciens de France" (Piqué A. ed.), Sci. Géol. Bull. 44 (1991) 31-103.
[114] P. Ledru, A. Marot, Y. Herrouin, Le synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire : une unité ligérienne charriée sur le domaine centre-armoricain. Découverte de métabasite à glaucophane sur la bordure sud de cette unité, C. R. Acad. Sci. Paris II 303 (1986) 963-968.
[115] P. Ledru, J.-M. Lardeaux, D. Santallier, A. Autran, J.-M. Quenardel, J.-P. Floc'h, G. Lerouge, N. Maillet, J. Marchand, A. Ploquin, Où sont les nappes dans le Massif central français, Bul. Soc. Géol. France (8) V (1989) 605-618.
[116] F. Le Hébel, S. Fourcade, M.-C. Boiron, M. Cathelineau, R. Capdevila, D. Gapais, Fluid history during deep burial and exhumation of oil-bearing volcanics, Hercynian belt of Southern Brittany, France, Ame. J. Sci. 307 (2007) 1096-1125.
[117] B. Le Gall, Les formations chaotiques au front du Lizard (Cornouaille anglaise): nouvelles données sur leur lithologie, leur structure et leur signification géodynamique, Bull. Soc. Géol. France (7) XXVI (1984) 1357-1364.
[118] J. Le Gall, Pétrogenèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne. Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du Massif armoricain), Mém. Géosciences Rennes 52 (1993) 370p.
[119] D. Le Maître, Etudes sur la faune des calcaires dévoniens du bassin d'Ancenis, Mém. Soc. Géol. Nord XII (1934) 267p.
[120] J. Le Menn, Y. Plusquellec, P. Morzadec, H. Lardeux, Incursion hercynienne dans les faunes rhénanes du Dévonien inférieur de la Rade de Brest (Massif armoricain), Palaeontographica A 153 (1976) 1-61.
[121] J. Le Métour, J. Bernard-Griffiths, Age (limite Ordovicien-Silurien) de mise en place du massif hypovolcanique de Thouars (Massif vendéen). Implications géologiques, Bull. BRGM, (I) 4 (1979) 365-371.
[122] J. Le Métour, avec la collaboration de J.-P. Blouin, L. Clozier, H. Etienne (1989). Notice explicative, Carte géologique France (1/50000), feuille Cholet (510). BRGM, Orléans, 55p.
[123] B.E. Leveridge, A.J. Hartley, The Variscan Orogeny: the development of Devonian/Carboniferous basins in SW England and South Wales, In "The geology of England and Wales" (Brenchley PJ, Rawson PF eds), Geological Society of London, p. 225-255.
[124] C. Lorenz, J. Lorenz, Un exemple de tectonique synsédimentaire dans le Dogger du sud du bassin de Paris : la flexure de la forêt de Châteauroux (Indre), Géol. France 3 (1982) 205-210.
[125] C. Lorenz, J. Lorenz J., Mise en évidence d'un « Accident sud du Bassin de Paris » affectant le Paléozoïque entre Ancenis et Montluçon, à partir de ses manifestations tectoniques et sédimentaires dans la couverture, C. R. Acad. Sci. Paris II 297 (1983) 73-76.
[126] C. Lorenz, S. Debrand-Passard, J. Lorenz, N. Desprez, J. Manivit (1980). Notice explicative, Carte géologique France (1/50000), feuille Velles (570). BRGM, Orléans, 35p.
[127] J. Lorenz, Tectonique synsédimentaire au cours du Dogger dans le sud du bassin parisien (Indre). Bull. Inf. Géol. Bassin Paris 17 (4) (1980) 27-31.
[128] H. Lucks, B. Schulz, C. Audren, C. Triboulet, Variscan pressure-temperature evolution of garnet pyroxenites and amphibolites in the Baie d'Audierne metamorphic series, Brittany (France), in "Variscan-Appalachian dynamics: the building of the late Paleozoic basement" (J.R. Martínez-Catalán, R.D. Hatcher Jr, R. Arenas, F. Díaz García eds), Geol. Soc. Amer. Spe. Pap. 364 (2002) 89-103.

[129] J. Marchand, Ecaillage d'un « mélange tectonique » profond : le complexe cristallophyllien de Champtoceaux (Bretagne méridionale), C. R. Acad. Sci. Paris II 293 (1981) 223-228.
[130] E. Marcoux, L. Chauris, B. Hallégouët, P. Guennoc, D. Thiéblemont, avec la collaboration de C. Guerrot, A. Cocherie, A. Marec, P. Marteau (2004). Notice explicative de la feuille Plouguerneau à 1/50 000. BRGM, Service géologique national, Orléans, 144p.
[131] J.R. Martínez Catalán, R. Arenas, F. Díaz García, F.J. Rubio Pascual, J. Abati, J. Marquínez, Variscan exhumation of a subducted Paleozoic continental margin : The basal units of the Ordenes Complex, Galicia, NW Spain, Tectonics 15 (1996) 106-121.
[132] J.R. Martínez Catalán, R. Arenas, F. Díaz García, P. González Cuadra, J. Gómez-Barreiro, J. Abati, P. Castiňeiras, J. Fernández-Suárez, S. Sánchez Martínez, P. Andonaegui, E. González Clavijo, A. Díez Montes, F.J. Rubio Pascual, B. Valle Aguado, Space and time in the tectonic evolution of the northwestern Iberian Massif: Implications for the Variscan belt, Geol. Soc. Amer. Mem. 200 (2007) 403-423.
[133] P. Matte, La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-atlantiques; modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère, Bull. Soc. géol. France (8) II (1986) 9-24.
[134] P. Matte, The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review, Terra Nova 13 (2001) 122-128.
[135] P. Matte, H. Maluski, P. Rajlich, W. Franke, Terrane boundaries in the Bohemian Massif: Result of large-scale Variscan shearing, Tectonophysics 177 (1990) 151-170.
[136] O. Maurel, P. Monié, J.-P. Respaut, A.F. Leyreloup, H. Maluski, Pre-metamorphic $^{40}Ar/^{39}Ar$ and U-Pb ages in HP metagranitoids from the Hercynian belt (France), Chem. Geol. 193 (2003) 195-214.
[137] R. Montigny, C.J. Allègre, A la recherche des océans perdus: les éclogites de Vendée, témoins métamorphisés d'une ancienne croûte océanique, C.R. Acad. Sci. Paris 279 (1974) 543-545.
[138] R.I. Murchison, Siluria. The history of the oldest known rocks containing organic remains, with a brief description of gold over the Earth. J. Murray, London, 1859
[139] R.D. Nance, J.B. Murphy, Contrasting basement isotopic signatures and the palinspastic restoration of peripheral orogens: Example from the Neoproterozoic Avalonian-Cadomian belt, Geology 22 (1994) 617-620.
[140] R.D. Nance, J.B. Murphy, J.D. Keppie, A Cordilleran model for the evolution of Avalonia, Tectonophysics 352 (2002) 11-31.
[141] A.P. Nutman, D.H. Green, C.A. Cook, M.T. Styles, R.E. Holdsworth, SHRIMP U-Pb zircon dating of the exhumation of the Lizard Peridotite and its emplacement over crustal rocks: constraints for tectonic models, J. Geol. Soc. London 158 (2001) 809-820.
[142] D.-P. Oehlert, Sur le Dévonien des environs d'Angers, Bull. Soc. Géol. France (3) XVII (1889) 742-791.
[143] B. Ordóñez-Casado, D. Gebauer, H.J. Schäfer, J.I. Gil Ibarguchi, J.-J. Peucat, A single Devonian subduction event for the HP/HT metamorphism of Cabo Ortegal complex within the Iberian Massif, Tectonophysics 332 (2001) 359-385.
[144] J.-L. Paquette, Comportement des systèmes isotopiques U-Pb st Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne hercynienne et chaîne alpine, Mém. Doc. Centre Armo. Et. Struc. Socles 14 (1987) 1-190.
[145] J.-L. Paquette, J. Marchand, J.-J. Peucat, Absence de tectonique cadomienne dans le complexe de Champtoceaux (Bretagne méridionale) ? Comparaison des systèmes Rb-Sr et U-Pb d'un métagranite, Bull. Soc. géol. France (7) XXVI (1984) 907-912.
[146] J.-L. Paquette, J.-J. Peucat, J. Bernard-Griffiths, J. Marchand, Evidence for old Precambrian relics shown by U-Pb zircon dating of eclogites and associated rocks in the Hercynian belt of South Brittany, France, Chem. Geol. 52 (1985) 203-216.
[147] J.-L. Paquette, P. Balé, M. Ballèvre, Y. Georget, Géochronologie et géochimie des éclogites du Léon : nouvelles contraintes sur l'évolution géodynamique du Nord-Ouest du Massif Armoricain, Bull. Minéral. 110 (1987) 683-696.
[148] J.-L. Paquette, P. Monchoux, M. Couturié, 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 (1995) 1611-1623.
[149] S. Paradis, B. Velde, E. Nicot, Chloritoid-pyrophyllite-rectorite facies rocks from Brittany, France, Contrib. Mineral. Petrol. 83 (1983) 342-347.
[150] F. Paris, M. Robardet, Paléogéographie et relations ibéro-armoricaines au Paléozoïque anté-Carbonifère, Bull. Soc. Géol. France (7) XIX (1977) 1121-1126.
[151] H. Perroud, R. van der Voo, N. Bonhommet, Paleozoic evolution of the Armorica plate on the basis of paleomagnetic data, Geology 12 (1984) 579-582.
[152] H. Perroud, N. Bonhommet, J.-P. Thébault, Palaeomagnetism of the Ordovician Moulin de Chateaupanne Formation, Vendée, western France, Geophys. J. Royal Astro. Soc. 85 (1986) 573-582.

[153] E. Petitpierre, J.-L. Duthou, Age westphalien par la méthode Rb/Sr du leucogranite de Crevant, Plateau d'Aigurande (Massif Central français), C. R. Acad. Sci. Paris D 291 (1980) 163-166.
[154] J.-J. Peucat, Les schistes cristallins de la baie d'Audierne: étude pétrographqiue et structurale. Thèse Doctorat 3ème cycle (1973) Rennes Univ. 108p.
[155] J.-J. Peucat, Rb-Sr and U-Pb dating of the blueschists of the Ile de Groix, Geol. Soc. Ame. Mem. 164 (1986) 229-238.
[156] J.-J. Peucat, J. Cogné, Les schistes cristallins de la Baie d'Audierne (Sud Finistère) : un jalon intermédiaire entre la Meseta ibérique et les régions sud-armoricaines, C.R. Acad. Sci. Paris D 278 (1974) 1809-1812.
[157] J.-J. Peucat, P. Vidal, G. Godard, B. Postaire, Precambrian U-Pb zircon ages in eclogites and garnet pyroxenites from south Brittany (France): an old oceanic crust in the west European Hercynian belt? Earth Planet. Sci. Letters 60 (1982) 70-78.
[158] J.-J. Peucat, J. Bernard-Griffiths, J.I. Gil Ibarguchi, R.D. Dallmeyer, R.P. Menot, J. Cornichet, M. Iglesias Ponce de Leon, Geochemical and geochronological cross-section of the deep Variscan crust : The Cabo Ortegal high-pressure nappe (northwestern Spain), Tectonophysics 177 (1990) 263-292.
[159] C. Pin, J.-J. Peucat, Ages des épisodes de métamorphisme paléozoïque dans le Massif central et le Massif armoricain, Bull. Soc. géol. France (8) II (1986) 461-469.
[160] C. Pin, F. Carme, A Sm-Nd isotopic study of 500 Ma old oceanic crust in the Variscan belt of Western Europe : the Chamrousse ophiolite complex, Western Alps (France), Contrib. Mineral. Petrol. 96 (1987) 406-413.
[161] C. Pin, J.-L. Paquette, J.F. Santos Zalduegui, J.I. Gil Ibarguchi, Early Devonian supra-subduction zone ophiolite related to incipient collisional processes in the western Variscan belt: The Sierra de Careón unit, Ordenes Complex, Galicia, in "Variscan-Appalachian dynamics: the building of the late Paleozoic basement" (J.R. Martínez-Catalán, R.D. Hatcher Jr, R. Arenas, F. Díaz García eds), Geol. Soc. Amer. Spe. Pap. 364 (2002) 57-72.
[162] C. Pin, J.-L. Paquette, B. Abalos, F.J. Santos, J.I. Gil Ibarguchi, Composite origin of an early Variscan transported suture : Ophiolitic units in the Morais Nappe Complex (north Portugal), Tectonics 25 (2006) TC5001 doi:10.1029/2006TC001971.
[163] N. Rast, J. W. Skehan J.W., The evolution of the Avalonia plate, Tectonophysics 100 (1983) 257-286.
[164] N. Rast, B.H. O'Brien, R.J. Wardle R.J., Relationships between Precambrian and Lower Paleozoic rocks of the 'Avalon Platform' in New Brunswick, the northeast Appalachians and the British Isles, Tectonophysics 30 (1976) 315-338.
[165] A. Ribeiro, E. Pereira, R. Dias, Structure in the Northwest of Iberian Peninsula, In: Pre-Mesozoic geology of Iberia (R. D. Dallmeyer, E. Martinez Garcia eds), Springer, Berlin (1990) 220-236.
[166] M. Robardet, The Armorica 'microplate' : fact or fiction ? Critical review of the concept and contradictory palaeobiogeographical data, Palaeogeogr. Palaeoecol. Palaeoclim. 195 (2003) 125-148.
[167] M. Robardet, F. Doré, The Late Ordovician diamictic formations from southwestern Europe: north-Gondwana glacio-marine deposits, Palaeogeogr. Palaeoecol. Palaeoclim. 66 (1988) 19-31.
[168] J. Rodriguez, M.A. Cosca, J.I. Gil Ibarguchi, R.D. Dallmeyer, Strain partitioning and preservation of $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages during Variscan exhumation of a subducted crust (Malpica-Tui complex, NW Spain), Lithos 70 (2003) 111-139.
[169] J.-P. Roig, M. Faure, P. Ledru, Polyphase wrench tectonics in the southern french Massif Central : kinematic inferences from pre- and syntectonic granitoids, Geol. Rundsch. 85 (1996) 138-153.
[170] F. Roger, P. Matte, Early Variscan HP metamorphism in the western Iberian Allochthon – A 390 Ma U-Pb age for the Bragança eclogite (NW Portugal), Int. J. Earth. Sci. 94 (2006) 173-179.
[171] J. Rolet, Grabens losangiques (pull-apart) en régime de décorchement. Le rôle des coulissements hercyniens dans l'individualisation des bassins carbonifères du Massif armoricain, Ann. Soc. Géol. Nord CIII (1984) 209-220.
[172] J. Rolet, P. Thonon, La semelle d'un charriage hercynien majeur effondrée par un réseau de fractures en régime coulissant dextre; sa mise en évidence grâce aux marqueurs filoniens de la Rade de brest (Massif armoricain), C. R. Acad. Sci. Paris D 287 (1978) 1099-1102.
[173] J. Rolet, B. Le Gall, J.-R. Darboux, P. Thonon, M. Gravelle, L'évolution géodynamique dévono-carbonifère de l'extrémité occidentale de la chaîne hercynienne d'Europe sur le transect Armorique-Cornwall, Bull. Soc. géol. France (8) II (1986) 43-54.
[174] P. Rolin, M. Colchen, Les cisaillements hercyniens de la Vendée au Limousin, Géol. France 1-2 (2001) 87-116.
[175] P. Rolin, J.-M. Quenardel, Nouvelle interprétation du renversement de la série cristallophyllienne du plateau d'Aigurande (nord-ouest du Massif central, France), C. R. Acad. Sci. Paris D 290 (1980) 17-20.
[176] P. Rolin, J.-L. Duthou, J.-M. Quenardel, Datation (Rb/Sr) des leucogranites de Crozant et d'Orsennes. Conséquences dur l'âge de la dernière phase de la tectonique tangentielle sur le Plateau d'Aigurande (NW du Massif central français), C. R. Acad. Sci. Paris, II 294 (1982) 799-802.

[177] P. Rolin, J.-C. Audru, I. Bourroullec, R. Wyns, D. Thiéblemont, A. Cocherie, C. Guerrot, N. Courtois, E. Bernard, avec la collaboration de J. Chantraine, J. Lambert et M. Terrier-Sedan, Notice explicative de la feuille les Herbiers à 1/50 000, BRGM, Service géologique national, Orléans (2000) 117p.
[178] P.M. Sadler, Trilobites from the Gorran Quartzites, Ordovician of south Cornwall, Palaeontology 17 (1974) 71-93.
[179] S. Sapin, Principaux résultats géologiques des travaux d'exploration pétrolière réalisés par la société nationale des pétroles d'Aquitaine dans le Sud-Ouest du bassin de Paris, Bull. Soc. géol. France (7) IX (1967) 327-354.
[180] E.E. Scherer, K. Mezger, C. Münker, Lu-Hf ages of high-pressure metamorphism in the Variscan foldbelt of southern Germany, Geochim. Cosmochim. Acta Suppl. 66 (2002) A 677 (abs.).
[181] A. Schneider, Zur Tektonik und Metamorphose des nördlichen Spessart-Krisallins, Notiz. Hess. Land. Boden. 90 (1962) 246-272.
[182] K. Schulmann, A. Kröner, E. Hegner, I. Wendt, J. Konopsek, O. Lexa, P. Stipská, Chronological constraints on the pre-orogenic history, burial and exhumation of deep-seated rocks along the eastern margin of the Variscan orogen, Bohemian Massif, Czech Republic, Ame. J. Sci. 305 (2005) 407-448.
[183] B. Schulz, E. Krenn, F. Finger, H. Brätz, R. Klemd, Cadomian and Variscan metamorphic events in the Léon domain (Armorican Massif, France): P-T data and EMP monazite dating. In "The evolution of the Rheic Ocean: from Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision" (U. Linneman, R.D. Nance, P. Kraft, G. Zulauf eds), Geol. Soc. Amer. Special Pap. 423 (2007) 267-285.
[184] F. Simancas, F. González Lodeiro, I. Expósito Ramos, A. Azor, D. Martínez Poyatos, Opposite subduction polarities connected by transform faults in the Iberian Massif and western European Varisicides, , Geol. Soc. Amer. Spe. Pap. 364 (2002), 253-262.
[185] D. Thiéblemont, B. Cabanis, J. Le Métour, Etude géochimique d'un magmatisme de distension intracontinentale : la série bimodale ordovico-silurienne du Choletais (Massif vendéen), Géol. France 1 (1987) 65-76.
[186] D. Thiéblemont, C. Guerrot, J. Le Métour, P. Jézéquel, Le complexe de Cholet-Thouars : un ensemble volcano-plutonqiue cambrien moyen au sein du bloc précambrien des Mauges, Géol. France 1-2 (2001) 7-17.
[187] R. Van der Voo, Pre-Mesozoic paleomagnetism and plate tectonics. Ann. Rev. Earth Planetary Sci. 10 (1982) 191-220.
[188] J.M.C. Vannier, D.J. Siveter, R.E.L. Schallreuter, The composition and palaeogeographical significance of the Ordovician ostracode fauna of Southern Britain, Baltoscandia and Ibero-Armorica, Palaeontology 32 (1989) 163-222.
[189] M. van Noorden, M. Sintubin, J.-R. Darboux, Incipient strain partitioning in a slate belt: Evidence from the early Variscan Monts d'Arrée slate belt (Brittany, France), J. struc. Geol. 29 (2007) 837-849.
[190] C. Weber, Le prolongement oriental des granites de Lanvaux d'après la gravimétrie et l'aéromagnétisme. Mémoires du BRGM 52 (1967) 83-90.
[191] C. Weber, Les granitoïdes du Sud du Bassin de Paris : données hypogéologiques obtenues par la géophysique, Bull. Soc. géol. France (7) XV (1973) 252-259.
[192] K. Weber, The Spessart Crystalline Rise, in "Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe" (R.D. Dallmeyer, W. Franke, K. Weber eds), Berlin, Springer-Verlag (1995) 167-173.
[193] T.M. Will, E. Schmädicke, A first find of retrogressed eclogites in the Odenwald Crystalline Complex, Mid-German Crystalline Rise, Germany: evidence for a so far unrecognised high-pressure metamorphism in the Central Variscides, Lithos 59 (2001) 109-125.
[194] P.A. Ziegler, Geological Atlas of western and central Europe. Elsevier for Shell International Petroleum Maatschapij BV, Amsterdam, 1982, 130p.

PARTIE II :

Données stratigraphiques, sédimentologiques et structurales

Chapitre 2 :

Structure des séries sédimentaires paléozoïques (Ordovicien à Dévonien) de la région de Chalonnes

Evidence for pre-orogenic, Lower Devonian rifting in the Variscan belt: stratigraphy and structure of the Palaeozoic cover of the Upper Allochton (Mauges Unit, Armorican massif, France)

CELINE DUCASSOU[1], MICHEL BALLEVRE[1], HUBERT LARDEUX[2] AND CECILE ROBIN[1]

[1]*Géosciences Rennes, Université de Rennes 1, F-35042 Rennes Cedex, France*

(e-mail: celine.ducassou@univ-rennes1.fr)

[2]*LeVerger-Beaucé, F-35520 Mélesse, France*

Abstract The early stages of the Variscan orogeny are still a matter of debate mainly because the pre-orogenic sequences have been later deformed and/or eroded. The Palaeozoic sediments from the Mauges Unit (Armorican Massif, France) belong to the Upper Allochton and are the only preserved pre-orogenic sequences in this unit. Two coherent sequences are identified. The southern unit (Châteaupanne Unit) represents the cover of the Proterozoic basement and consists of Ordovician sediments unconformably overlain by Emsian carbonates followed by immature sandstones. The northern unit (Tombeau Leclerc Unit) consists of an Hirnantian to Emsian condensed sequence, in reverse position, that has been thrust over the southern unit. The Devonian unconformity is interpreted as evidence for a Lower Devonian extension, possibly related to the opening of a back-arc basin (Saint-Georges-sur-Loire) associated to the subduction of the Ordovician Galicia-Brittany-Massif Central Ocean.

Keywords: Variscan belt, Devonian, extension, back-arc basin.

Introduction

The Variscan Orogeny results from the collision between Laurussia and Gondwana, whose paroxysm took place in the Late Carboniferous times at a period when the deforming zone extended from the Ardenno-Rhenish Massif in the north to Morocco in the south (e.g. Matte 2001, Fig. II-1). This orogeny would result from the closure of (at least) two oceanic domains located on both sides of the Armorica microplate (Matte 1986; Lardeaux et al. 2001; Ballèvre et al. 2009a). According to these authors, the subduction of the Rheic Ocean, located between Laurussia and Armorica, was dipping to the south, whereas the subduction of the Galicia-Brittany-Massif Central Ocean, between Armorica and Gondwana, was dipping to the north.

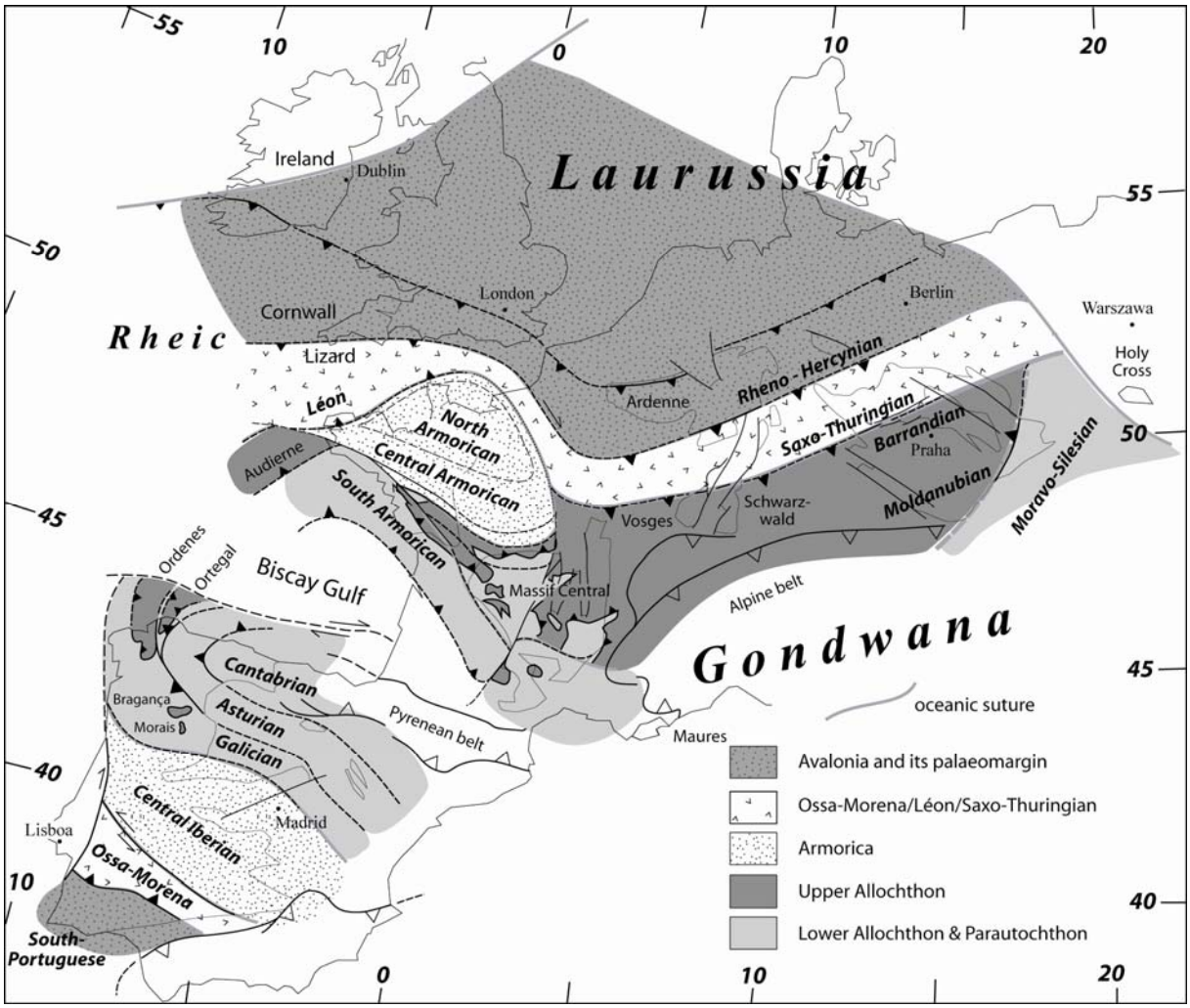


Fig. II-1. *Schematic map of the European Variscan belt with the position of the oceanic sutures separating several continental domains.*

The early history of the Variscan belt is still poorly understood, but various lines of evidence suggest that oceanic subduction could have started as early as the Silurian and continental deformation as early as the Devonian (for a discussion, see Ballèvre et al. 2009a; Faure et al. 2009). Data in favour of this inference essentially rely on ages from high-pressure metamorphic rocks in the core region of the Variscan belt, extending at least from northern Spain to Bohemia. Conversely, sedimentary sequences potentially recording these Siluro-Devonian events are either lacking or poorly known, because they have been involved in the deformation or have been largely eroded during the subsequent, late Carboniferous events.

In NW Spain, which provides the best section of the Variscan belt, the Upper Allochton is defined as the uppermost unit in the nappe stack (Ribeiro et al. 1990; Martínez Catalán et al. 1996, 2007 and 2009) and is made of continental units thrusted over dismembered ophiolite complexes interpreted as remnants of the oceanic domain, which constitute the

Middle Allochton (Fig. II-1). Recent comparisons have shown that the same geometry can be identified in France, namely in the Armorican Massif (Ballèvre et al. 2009a) and the Massif Central (i.e. most of the Upper Gneiss Unit: Ledru et al. 1994; Ballèvre et al. 2009a). The root zone of the Upper Allochton is unknown in NW Spain (Fig. II-1). Its location southward, along the boundary between the Central Iberian Zone and the Ossa Morena Zone (see Simancas et al. 2009), or eastward, along the boundary between the Saxo-Thuringian and the Teplá-Barrandian Zones (Matte et al. 1990; Chlupáč et al. 1998; Franke 2000; Schulmann et al. 2009), is still a matter of debate.

The geological history of the Upper Allochton is characterized by a Cadomian (i.e. Late Neoproterozoic) basement, which was intruded by various generations of magmatic rocks during the Cambrian and the Ordovician. Preserved Palaeozoic sedimentary sequences in the Upper Allochton are entirely lacking in NW Spain, but are known in a narrow area (the Mauges Unit) along the southern suture zone in the Armorican Massif. This study therefore focuses on this specific area, located in the southern part of the Armorican Massif, where Ordovician to Early Carboniferous unmetamorphosed sedimentary sequences are well preserved (Lardeux and Cavet 1994). Despite intensive studies on the stratigraphy and palaeontology of these sequences, briefly summarized below, no attempt has been made previously to integrate them into a coherent picture at a regional (Armorican) or global (Variscan) scale. Indeed, the pre-Carboniferous series were until now considered as olistoliths in a Carboniferous basin. As a first step of this analysis, this study details how Palaeozoic sediments of the Mauges Unit record the early, pre-orogenic history of the Variscan belt.

Geological setting

In the Armorican Massif (Western France), the internal zones of the Variscan belt crop out in the South Armorican Domain, located to the south of a crustal-scale, late Carboniferous, strike-slip shear zone: the South Armorican Shear Zone (SASZ) (Jégouzo 1980). This major strike-slip fault is divided into two branches: northern (Malestroit-Angers) and southern (Quimper-Nantes). Between the two branches of the SASZ, the Nort-sur-Erdre Fault, interpreted as a major suture (Ballèvre et al. 1992; Cartier et al. 2002; Faure et al. 1997), separates south-vergent structures to the south from north-vergent structures to the north (Matte and Hirn 1988; Fig. II-2).

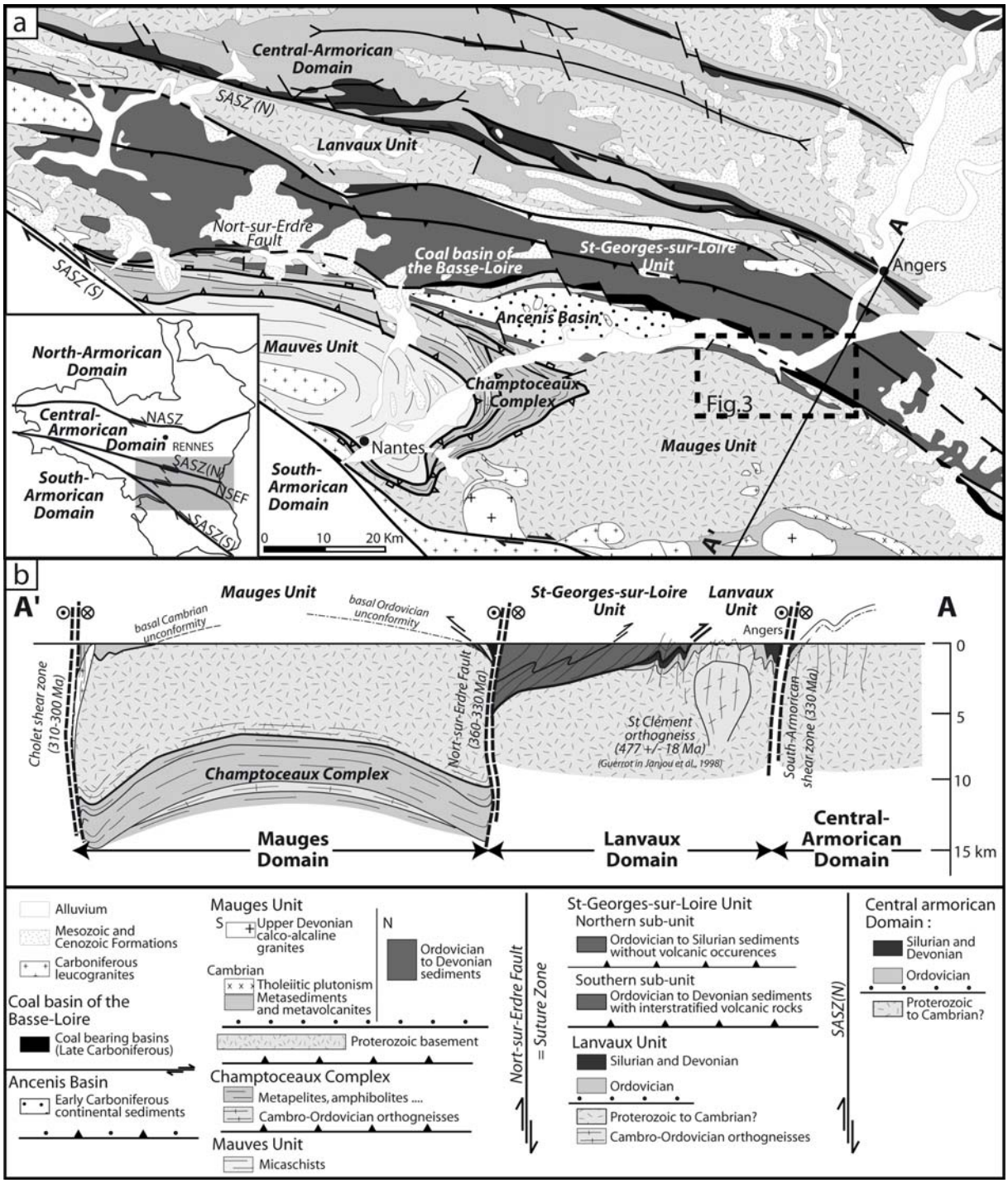


Fig. II-2a *Location of the study area within the Armorican Massif. Unmetamorphosed, Ordovician to Devonian sediments crop out in narrow elongated zones to the south and to the north of the Carboniferous Ancenis Basin. The studied area, located to the east of the Ancenis Basin, is represented by a dashed rectangle (modified after Chantraine et al. 1996). NASZ: North-Armorican Shear Zone, SASZ(N) and SASZ(S): South-Armorican Shear Zone, the northern and southern branch, respectively, NSEF: Nort-sur-Erdre Fault.* ***b*** *Cross-section from the Mauges Domain to the south to the Central-Armorican Domain to the north.*

To the south of the Nort-sur-Erdre Fault, the stack of nappes is briefly described here from bottom to top (Marchand 1981; Ballèvre et al. 2009a; Fig. II-2). The deepest exposed rocks (Mauves-sur-Loire Unit), considered as belonging to the Parautochton, consist of micaschists of unknown age. The Parautochton is overthrust by the Lower Allochton, essentially made of Ordovician orthogneisses (Cellier and Saint-Mars) (Ballèvre et al. 2002; Paquette et al. 1984). A thin sheet of metaperidotites and metagabbros could represent a strongly deformed ophiolitic sequence, i.e. the Middle Allochton. Finally, the Mauges Unit, made of deformed Proterozoic sediments, is the uppermost tectonic unit and represents the Upper Allochton.

The Lower Allochton contains relicts of eclogite-facies assemblages, best preserved in the Cellier Unit, where they have been dated at about 360 Ma (Bosse et al. 2000; Paquette 1987). Nappe stacking occurred later than the eclogite-facies event in the Lower Allochton and was associated to the development of an inverted metamorphic gradient (Pitra et al. 2009). This nappe stacking was probably achieved during the Early Carboniferous, as suggested by Rb-Sr and Ar^{40}-Ar^{39} cooling ages on muscovite and biotite (Bosse et al. 2000; Maurel et al. 2003; Pitra et al. 2009). The northern boundary of the nappe stack is a crustal-scale fault, the Nort-sur-Erdre Fault, assumed for this reason to represent a suture zone.

During the Early Carboniferous, clastic sedimentation took place on top of the Mauges Unit in a narrow area elongated along the Nort-sur-Erdre Fault (the Ancenis Basin). This “post-orogenic” basin is supposed to be linked to a reactivation of the suture zone (i.e. the Nort-sur-Erdre Fault), and opened as a pull-apart basin due to sinistral motion along the Nort-sur-Erdre Fault (Diot 1980; Dubreuil 1980a;1986).

The coal basin of the Basse-Loire (“Sillon Houiller de la Basse-Loire”), of Namurian age (Bureau 1910a; Carpentier 1918), is located along the Nort-sur-Erdre Fault. This basin is supposed to be synchronous with the dextral displacement along the Nort-sur-Erdre Fault.

The studied area is located along the boundary of the Ancenis Basin, where a narrow strip of Ordovician to Devonian sediments is preserved in-between the Proterozoic basement of the Upper Allochton (Mauges Unit) and the Carboniferous deposits of the Ancenis Basin. Several models for their structure have been proposed, the prevailing interpretation being one of huge olistoliths at the bottom of the Carboniferous basin (Dubreuil 1980a;b;1986). In this hypothesis, the Ordovician sediments are interpreted as the autochthonous cover of the Mauges Unit (Cavet et al. 1971), whereas Silurian and Devonian sediments are supposed to be exotic blocks at the bottom of the Ancenis basin. The observations detailed below do not

support the olistolith model, and therefore will be combined in a new model of the pre-orogenic events in the internal part of the Variscan belt.

Ordovician to Devonian stratigraphy

Along the southern border of the Ancenis Basin, two units are defined in the pre-Carboniferous sediments, namely the Châteaupanne Unit to the south and the Tombeau Leclerc Unit to the north (Cavet et al. 1971; Fig. II-3). Each unit is characterized by a peculiar sedimentary succession.

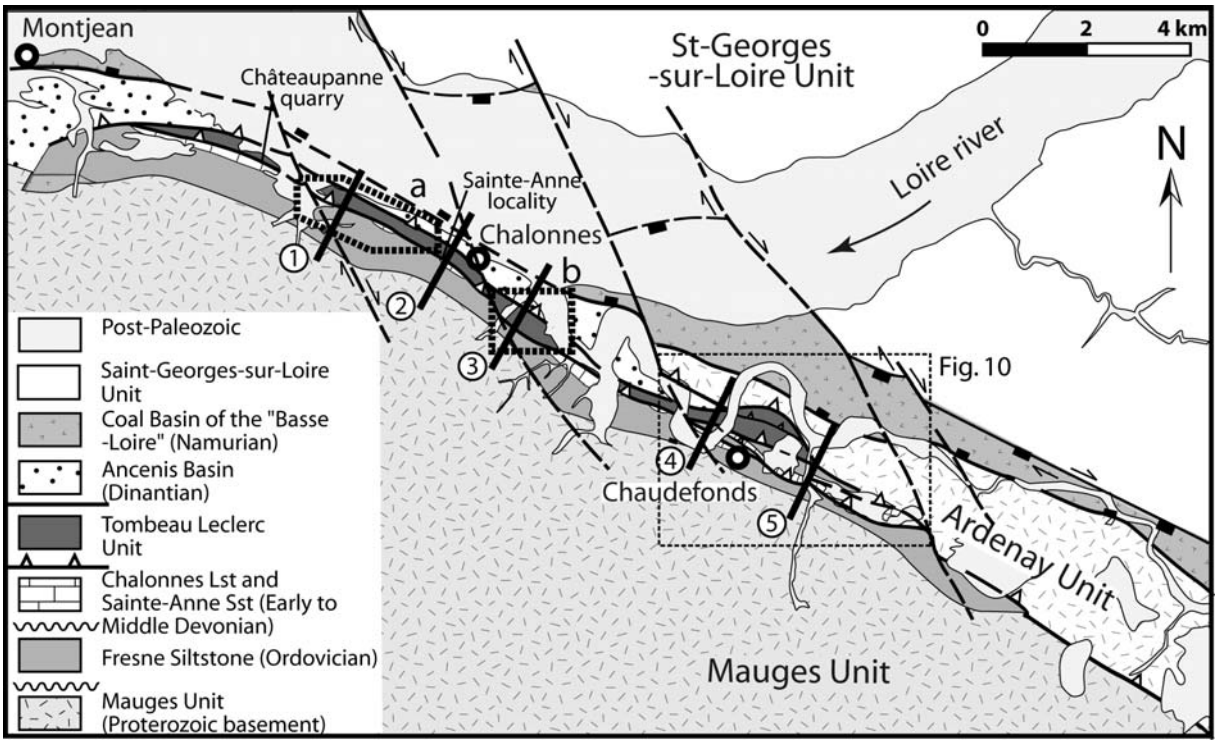


Fig. II-3 *Structural map of the studied area (located in Fig. II-2a). The thick lines numbered from 1 to 5 show the emplacement of the cross-sections (Fig. II-5), the thin dotted area is the location of Fig. II-10, and the thick dotted areas a and b are the localizations of Figs. II-11a and II-11b, respectively.*

Stratigraphy of the Châteaupanne Unit

In the Châteaupanne Unit, four formations are recognized (Fig. II-4), described here from bottom to top.

(1) The Moulin de Châteaupanne Formation consists of whitish to reddish sandstones and polygenic breccias with intercalations of reddish mudstones. Rarely preserved phosphatic to organo-phosphatic fossils, namely conodonts (*Acontiodus franconicus*, *A. recurvatus*, *Drepanodus crassus*, *D. arcuatus*, *Paroistodus parallelus*, *Acodus* sp.) and brachiopods (Acrotretida), indicate an Arenig age (Floian-Dapingian; Cavet et al. 1970; Wyns et al. 1998)

(2) The Fresne Formation essentially consists of greyish siltstones with abundant flakes of detrital white mica and some intercalations of lenticular sandstones. The age of this Formation is poorly defined, but the discovery of a limb of a Trinucleid suggests an Ordovician age (Cavet et al. 1971). The upper part of the Fresne Siltstone, called the Dicellograptus Siltstone Member, consists of black siltstones and mudstones that rarely display Graptolites (*Dicellograptus pumilus)* (Gutiérrez-Marco and Lardeux 1995), Trilobites (*Cyclopyge* cf *rediviva, Placoparia fredlardeuxi*) (Henry 1980; Lardeux et al. 2008; Pillet 1992) and only a few echinoderms (Lefebvre et al. 2006). This fauna, which belongs to the Cyclopygidae biofacies (Henry 1989), has Bohemian affinities and indicates a Katian age (Gutiérrez-Marco and Lardeux 1995).

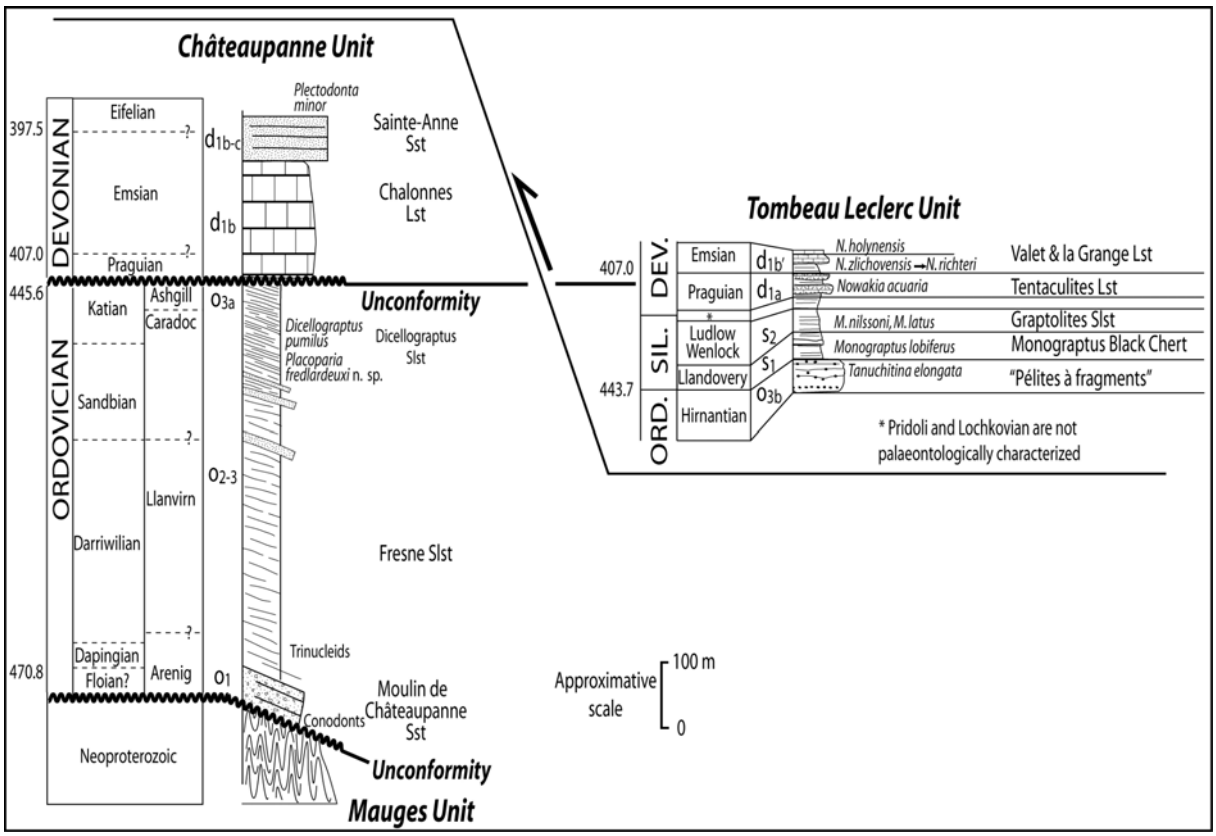


Fig. II-4 *Litho-stratigraphical column of the studied formations (detailed references are given in the text). Two units are identified: the Châteaupanne Unit on the left and the Tombeau Leclerc Unit on the right.*

(3) The Chalonnes Formation consists of well-bedded to massive reefal limestones and still has an uncertain age. Based on their macrofaunal content, an Emsian-Eifelian age has been proposed (Le Maître 1934). The microfauna was later used to support a Givetian age (Dubreuil and Vachard 1979). However, the presence of *Scabriscutellum* sp. (Le Maître and Pillet 1964), a genus that is well known from the Lower Devonian and Eifelian in Bohemia (Snadjr 1960) and Germany (Basse and Müller 2004), would confirm the earlier proposal. Recently, a palynological study performed on the sandy basal member of the Chalonnes Formation allowed the attribution of these layers to the Pragian/Emsian (Strullu-Derrien et al. 2009). Moreover, an Emsian to early Eifelian age has been given to the overlying Sainte-Anne Formation on the basis of its flora (Ducassou et al. 2009) and its fauna (Ballèvre et al. 2009b). These new data are in agreement with an Emsian age for the Chalonnes Formation.

(4) Finally, the Sainte-Anne Formation consists of immature sandstones characterized by gravity flow deposits (Ducassou et al. 2009). This Formation is well-known because of its abundant plant remains, attributed to the "Psilophytales" (Bureau 1911; Carpentier 1927; 1929). New investigations on the flora content allowed to propose an Emsian age for this Formation (Ducassou et al. 2009). The scarce fauna consists of a few Crinoid columnals and minute Brachiopods (*Plectodonta minor*, *Ambocoelia umbonata*) (Péneau 1927; Ballèvre et al. 2009b) that indicate an Emsian to early Eifelian age for the Sainte-Anne Formation (Ballèvre et al. 2009b).

Stratigraphy of the Tombeau Leclerc Unit

The Tombeau Leclerc Unit is composed of five formations (Fig. II-4), described here in ascending stratigraphical order.

(1) The “Pélites à fragments” Formation consists of poorly stratified to massive sandy siltstones with some coarser sandy pebbles. Macrofossils are lacking in this Formation, but Chitinozoans indicate an Hirnantian age (Upper Ordovician; Bourarhouh 2002; Piçarra et al. 2002). This facies, known in the whole Armorican Massif, is interpreted as a glacio-marine deposit (Robardet and Doré 1988).

(2) The Monograptus Black Chert Formation consists of black cherts with intercalations of black shales. The graptolite fauna (*Monograptus lobiferus*) indicates a Llandovery age (Cavet et al. 1971; Philippot 1950; Piçarra et al. 2002).

(3) The Graptolites Siltstone consists of dark mudstones, dated by Monograptids of Wenlock and Ludlow age (Cavet et al. 1971).

(4) The Tentaculites Limestone consists of blue clayey limestones, rich in Tentaculites, named *Tentaculites ligeriensis* (Péneau 1927) and later synonymized with *Nowakia acuaria* (Lardeux 1980), a key indicator species from the Pragian (Lower Devonian; Lardeux 1980; Alberti 1993).

(5) The la Grange Limestone consists of crinoidal limestones with intercalations of mudstones. The rich pelagic fauna of the la Grange Formation (Ferronnière 1920a; b; 1921; 1922) contains Tentaculites and Conodonts, indicating an Emsian age (Lardeux 1980; Lardeux and Weyant 1993). Several pelagic limestones of Emsian age (la Grange, le Valet, le Coteau du Pont) have been described in the studied area. They display different tentaculite biozones (*Nowakia zlichovensis* to *N. richteri* for the la Grange Limestone; *N. holynensis* for the le Valet Limestone), but are here brought together in a single formation of Emsian age.

Structure of the Châteaupanne Unit

The structural relations between the Ordovician, Silurian and Devonian formations will now be examined on the basis of new field data, summarized in five cross-sections (Fig. II-5). The studied area is apparently poorly outcropping; hence, it is the object of remaining uncertainties or diverging interpretations. However, the accumulation of field data over more than 40 years by one of the authors (H.L.), especially from well-localized fossiliferous sites, provided a clearer picture of the structure. Moreover, the continuous exploitation of aggregates within the huge Châteaupanne quarry proved invaluable in providing access to key observations, detailed below.

The Ordovician unconformity

The Moulin de Châteaupanne Sandstone unconformably overlies the folded micaschists of the Mauges Unit (Blaise et al. 1986). The Moulin de Châteaupanne Sandstone and the Fresne Siltstone are interpreted as concordant but are later affected by a normal N110 fault (Blaise et al. 1986; Blaise et al. 1970). The contact between the Fresne Siltstone and the Dicellograptus Siltstone is not well exposed in the field. However, they are usually assumed to be in conformity (Blaise et al. 1986; Cavet et al. 1970; Wyns et al. 1998) because the strike and dip of the bedding conforms closely in both formations.

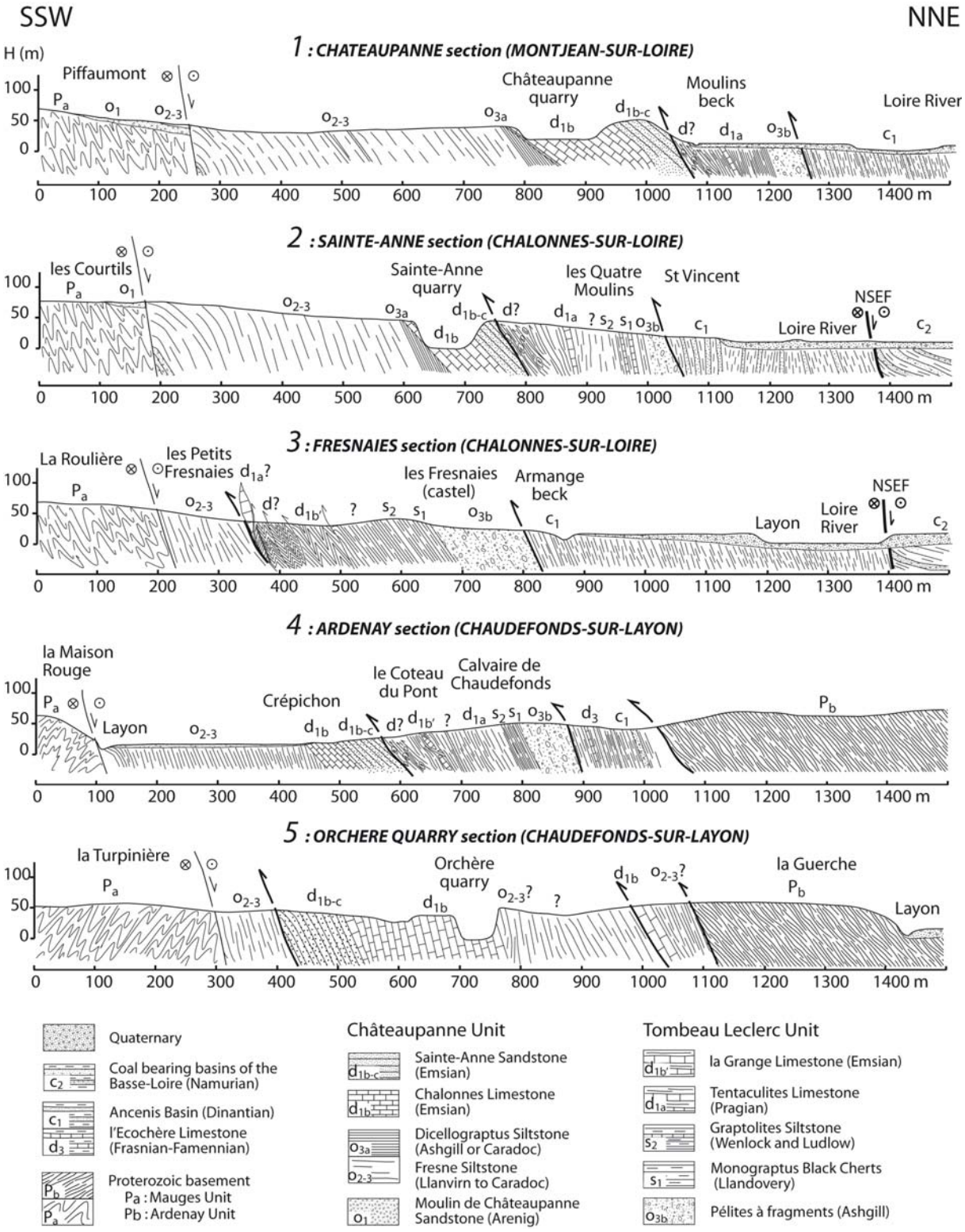


Fig. II-5 *Structural cross-sections of the Ordovician to Devonian sediments to the south of the Ancenis Basin. The sections are numbered from west to east, their location is shown in Fig. II-3.*

A Lower Devonian unconformity

The contact between the Ordovician sediments and the Devonian reefal carbonates is interpreted either as a stratigraphical, concordant contact (Cavet et al. 1978; Cavet et al. 1971; Diot 1980) or a faulted, tectonic contact. In the latter case, two main hypotheses have been proposed: namely that the Devonian limestones represent huge olistoliths at the base of the Carboniferous Ancenis Basin (Dubreuil 1980b;1986) or that the limestones are "downthroated" with respect to the Ordovician sediments (Shelley and Bossière 2001).

The contact is well-observed in the Châteaupanne quarry (Fig. II-6, Fig. II-7a, b). There, the Ordovician sediments nicely preserve sedimentary structures like the millimetre- to centimetre-scale bedding and detrital muscovite aligned within bedding planes, as well as undeformed fossils (Trilobites, Graptolites, etc.) and ichnofossils. We stress the lack of cleavage in these sediments because this lithology is normally well suited for its development, hence emphasizing the very low strain accumulated by the Ordovician sediments during the Variscan Orogeny.

The Ordovician sediments are overlain by the terrigeneous basal member of the Chalonnes Fm. It consists of up to 1 m-thick, quartz-rich, fine to coarse-grained sandstones with some interbedded mudstones displaying abundant pieces of plants. These sandstones record the return of the sea on an emerged land submitted to erosion with reworking of the underlying layers (Strullu-Derrien et al. 2009). Following the terrigeneous member, well-bedded (5-10 cm thick) greyish to blackish wavy limestones are observed, some of which contain large amounts of ostracods (Dubreuil 1986) with interbedded mudstones. The overlying largest part of the Chalonnes Limestone consists of massive dark limestones displaying, from bottom to top: (i) a level with *Amphipora*, (ii) a level with predominant reef builders, and finally (iii) a level where large, thick-shelled brachiopods (*Amphigenia bureau, Pentamerus davyi*) have been reported (Le Maître 1934; Oehlert 1881). This succession is interpreted as recording a marine transgression (Strullu-Derrien et al. 2009), where the initial transgressive sands are followed by the progressive development of a peri-reefal community.

Careful examination of the contact between the Ordovician mudstones and the Devonian basal sandstones do not reveal any trace of relative movement parallel to the contact, like fault breccias or gouge, slickenside or drag folds. Therefore, the contact is stratigraphic rather than tectonic as proposed earlier (Dubreuil 1986; Shelley and Bossière 2001).

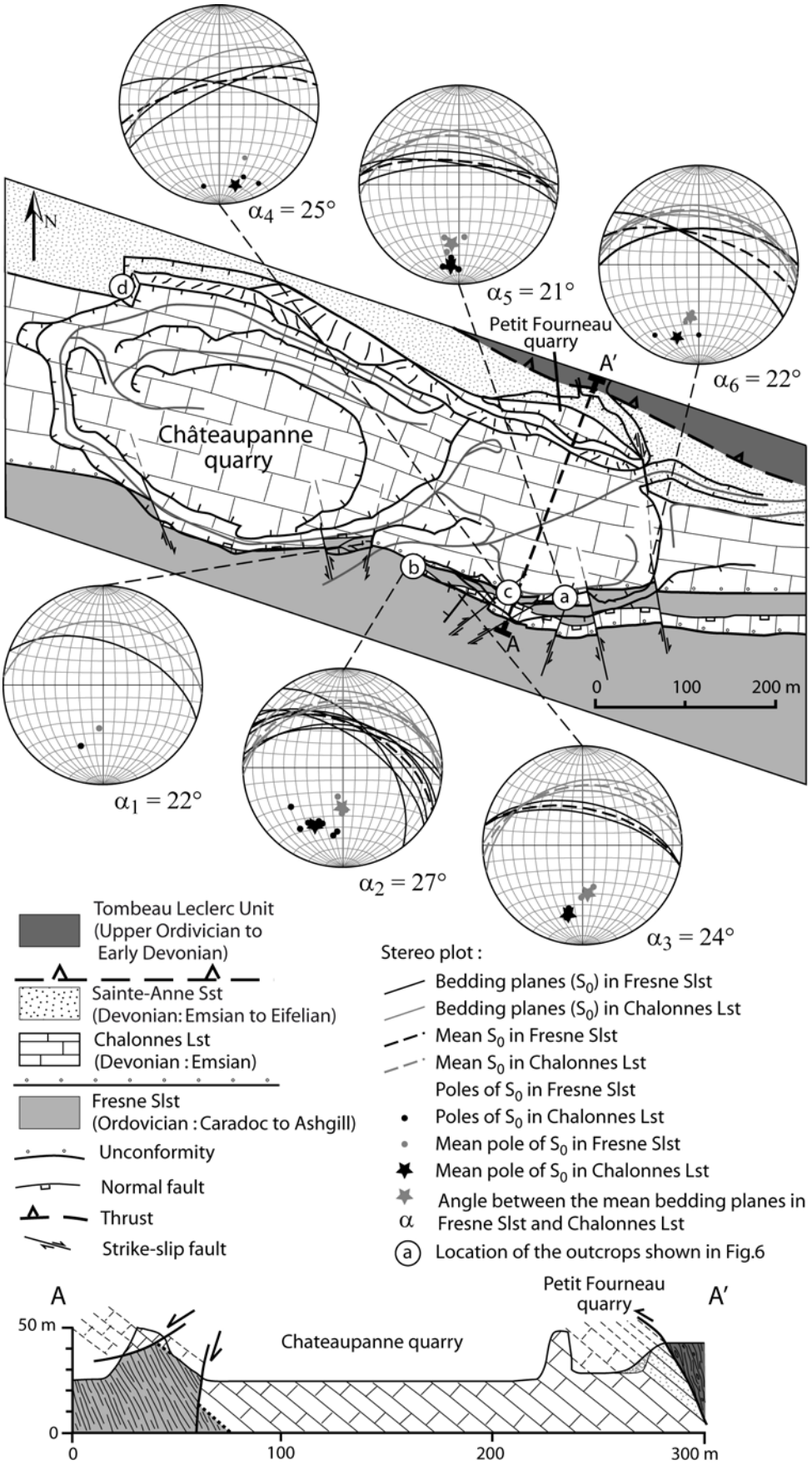


Fig. II-6 *Structural map and cross-section of the Châteaupanne quarry and measures of bedding planes within the Chalonnes Limestone and the Fresne Siltstone.*

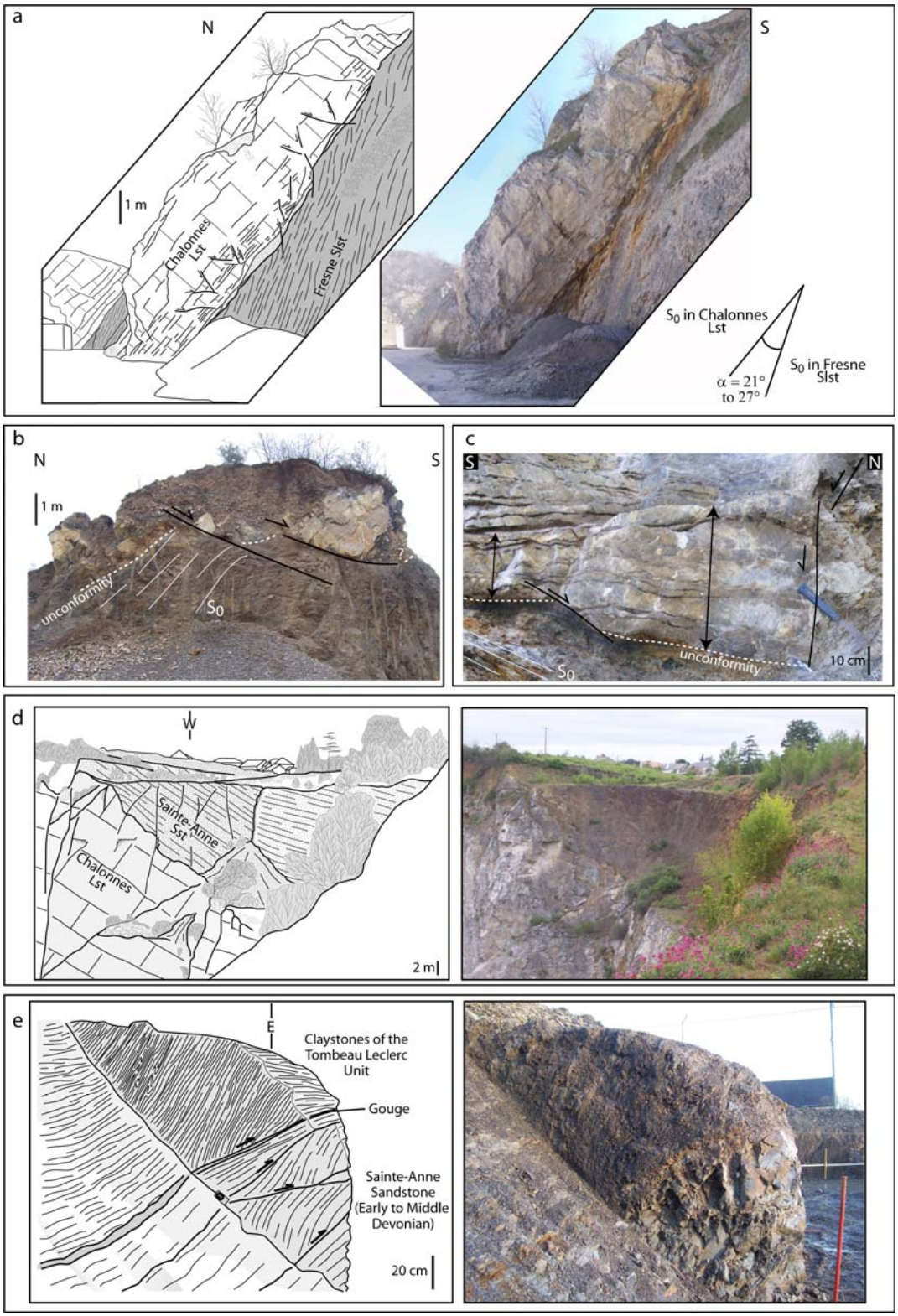


Fig. II-7a *Unconformity observed between the Chalonnes Limestone and the Fresne Siltstone;* ***b*** *Unconformity cut by normal faults with respect to the limestone bedding;* ***c*** *First layers of the Chalonnes Limestone showing an increase in the bedding thickness at the vicinity of the normal faults;* ***d*** *Stratigraphical and concordant contact between the Chalonnes Limestone and the Sainte-Anne Sandstone. This contact is cut across by subvertical faults. The location of these photographs (a, b, c and d) is reported in Fig. II-6;* ***e*** *Thrust contact between the Sainte-Anne Sandstone to the south and the Tombeau Leclerc Unit to the north, observed in a building site, to the north-west of the Sainte-Anne quarry (Chalonnes-sur-Loire).*

Systematic measurements of bedding planes within both formations at several locations along the southern working face of the quarry indicate the presence of an unconformity ranging from 21 to 27 degrees (Figs. II-6 and II-7a). This implies a tilting to the NNE to NE of the Ordovician mudstones before the Devonian sedimentation (Table II-1). The variation of the dip direction of tilting can be explained (i) by a dispersion of the measurements, even in a single location, due to fault–linked deformation that locally affects the bedding, or (ii) by block rotations between later strike-slip faults. Nevertheless, these results allow us to estimate a NNE tilting of nearly 25 degrees.

Observations (from west to east)	Mean bedding plane of Fresne Slst	Mean bedding plane of Chalonnes Lst	Mean bedding plane of Fresne Slst before the sedimentation of the Chalonnes Lst *	Dip direction of the tilting †	Dip of the tilting ‡
1	N110° 55°N	N95° 36°N	N130° 22°N	40°	22°
2	N115° 54°N	N92° 32°N	N138° 27°N	48°	27°
3	N102° 60°N	N84° 40°N	N125° 24°N	35°	24°
4	N79° 72°N	N65° 50°N	N98° 25°N	8°	25°
5	N96° 70°N	N97° 49°N	N94° 21°N	4°	21°
6	N107° 66°N	N99° 45°N	N119° 22°N	29°	22°
Mean	N101° 62°N	N 88° 41°N	N118° 23°N	27°	23°

Table II-1 *Mean bedding planes of:* ***a*** *Fresne Siltstone,* ***b*** *Chalonnes Limestone,* ***c*** *Fresne Siltstone before the sedimentation of the Chalonnes Limestone,* ***d*** *dip direction and* ***e*** *dip of the tilting for each location of the unconformity in the Châteaupanne quarry.*
** calculated by applying a rotation, whose axis and magnitude are respectively the strike and the dip of the mean bedding plane of the Chalonnes Limestone, to the mean bedding plane of the Fresne Siltstone.*
† direction perpendicular to the strike of the mean bedding plane of the Fresne Siltstone before the sedimentation of the Chalonnes Limestone.
‡ dip of the mean bedding plane of the Fresne Siltstone before the sedimentation of the Chalonnes Limestone.

Brittle deformation in the Devonian limestones

Two sets of conjugate faults cut across both the Ordovician mudstones and the Devonian limestones. The first set consists of conjugate normal faults (with respect to the limestone bedding) with a N100-N130 strike, which are either moderately-dipping to the south or steeply-dipping to the north (Fig. II-7b). The second set consists of conjugate, nearly vertical or steeply-dipping, strike-slip faults, whose orientations are respectively N150 to N170 and N10 to N30. The transcurrent faults are observed throughout the entire mass of the limestones and can be traced from one side to the other of the quarry (Diot 1980). The normal

faults (with respect to the limestone bedding) are consistently cut by the strike-slip faults, implying that the normal faults are older than the strike-slip faults (Fig. II-8).

A kinematical analysis of the faults is presented in Figure II-9 (a total of 68 data). Data were analyzed with the PT dihedra method (Angelier 1984; Angelier and Mechler 1977) on FaultKinWinFull (Allmendinger 2001).

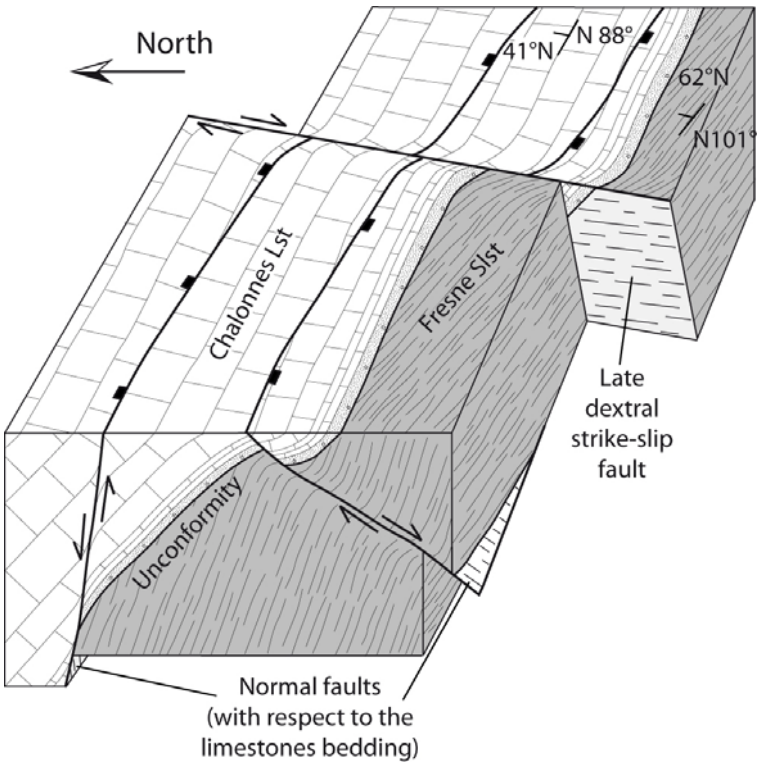


Fig. II-8 *Block diagram showing the unconformity between the Fresne Siltstone and the Chalonnes Limestone and the two sets of faults that cut across both Formations. In order to examine the discordant contact, one has to find a place where quarrying has cut through the contact in an area where the two sets of faults are missing.*

The PT dihedra method uses the fault plane and the auxiliary plane to define the boundaries of the pressure (P) and tension (T) areas for each measurement, the auxiliary plane being normal both to the fault plane and to the striation. First, P and T areas are numerically calculated for each measurement. Then, a statistical analysis defines the maximum and minimum concentrations which correspond respectively to maximum and minimum principal stresses.

As a first step in the analysis, the PT dihedra method was applied to the whole dataset in order to check whether the two sets of faults could be formed during the same tectonic event or not. Only 81% of the faults fit with the solution (Fig. II-9a). The plot of P and T axes

calculated for each fault shows a high superposition of P axes on T axes and vice versa. Nevertheless, some of P and T axes are well grouped in the same area (Fig. II-9a). Therefore, in a second step, the faults were separated into two groups. Group 1 contains those faults interpreted as normal faults (with respect to the bedding in the limestones) and corresponding to the faults whose P and T axes are brought together (Fig. II-9a), whereas group 2 contains all other faults.

The calculated λ_1 and λ_2 values for the group 1 faults (Fig. II-9b) are contained in the bedding plane of the limestones, λ_3 being normal to the bedding plane. This implies that normal faulting occurred before the late tilting of the bedding of the limestones. The principal axes of strain indicate an extension along a nearly N05 to N10 direction. Because minor block rotations may have occurred along the strike-slip faults, it might be more cautious to assume a NNE/SSW direction of extension. The direction of extension is consistent with a tilt to the NNE recorded by the unconformity.

Group 2 faults (Fig. II-9c) are consistent with strike-slip faults, but display a large dispersion of P and T axes. This suggests either block rotations along these faults or reactivation of older faults (i.e. normal faults). Another potential hypothesis assumes that the group 2 faults record two distinct episodes of strike-slip movement.

Thickness variations in the bedding of the Chalonnes Formation

Locally, an increase in the bedding thickness is observed at the vicinity of the normal faults (Fig. II-7c). Unfortunately, the bedding planes in the Chalonnes Limestone are well-defined only in the first ten metres above the unconformity, as long as the bedding is defined by thin mudstones interlayers. Consequently, variations in the bedding thickness can be observed only at a reduced scale.

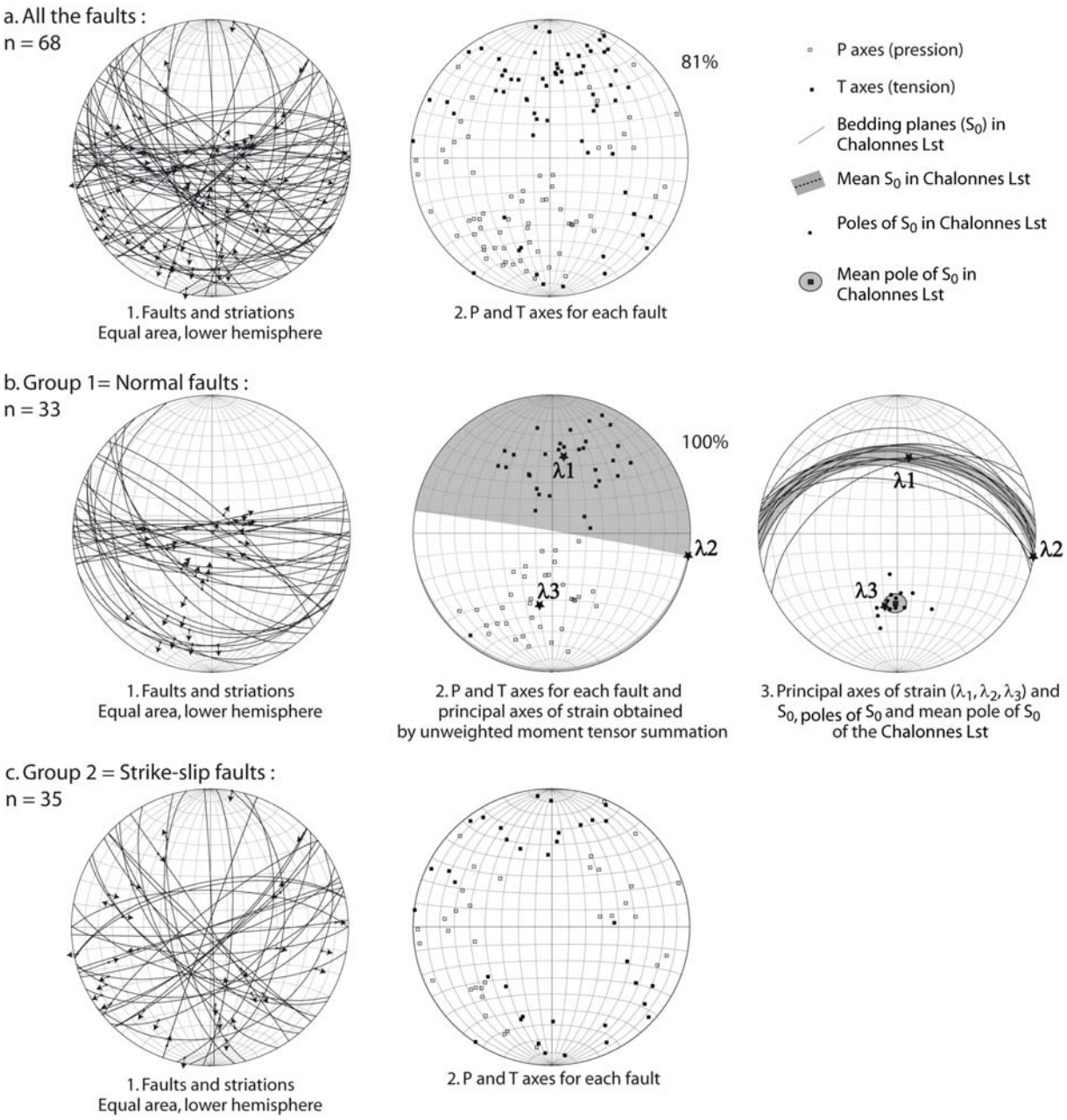


Fig. II-9 *Kinematical analysis of the faults measured in the Châteaupanne quarry.* ***a*** *The whole data set;* ***b*** *Group 1: normal faults;* ***c*** *Group 2: strike-slip faults.*

Clastic sedimentation following reefal sedimentation

The contact between the Chalonnes Limestone and the Sainte-Anne Sandstone was described either as stratigraphic and concordant (Bureau 1910b; Cavet et al. 1971; Dubreuil and Vachard 1979) or as tectonic (Diot 1980; Péneau 1927). The contact can be observed along the north-west working face of the Châteaupanne quarry, where any unconformity between

the Chalonnes Limestone and the overlying Sainte-Anne Sandstone can be detected (Fig. II-7d).

Geological mapping of the studied area shows that the sandstones always crops out to the north of the Chalonnes Limestone, the only exception being the Orchère quarry, where the Sainte-Anne Formation is located to the south of the Chalonnes Formation. Because the Chalonnes Formation is assumed to be in a reverse position here (Dubreuil and Vachard 1979) and because polarity indicators (such as erosive bases and graded beddings) within the sandstones also indicate a reverse position for the Sainte-Anne Sandstone, it is assumed that the contact between the two formations is concordant and that the whole sequence now displays an inverted position (Fig. II-10). In this area, a southward thrust repeats the Chalonnes Limestone and Sainte-Anne Sandstone succession twice. In the western subunit, to the south of the thrust, these formations display a normal polarity; the easternmost occurrences are in the Tarare, Crépichon and Chaudefonds-sur-Layon quarries (Fig. II-10). In the eastern subunit, to the north of the thrust, these formations show a reverse polarity (les Cantines, l'Orchère, la Fresnaye). A thrust zone separates the two subunits, marked by the presence of a thick (2-5 m) quartz vein and an extensive dolomitization of the Devonian carbonates from the northern subunit (Davy 1905). Finally, the faults act as conduits for deep water circulation, as shown by the warm spring of Sainte-Madeleine located in Chaudefonds-sur-Layon. This spring has been known since Roman times and is the origin of the locality's name (Calidus Fons).

Structure of the Tombeau Leclerc Unit

Stratigraphic continuity within the Tombeau Leclerc Unit

The occurrence of Silurian sediments to the north of the Devonian carbonates was a puzzling aspect of the structure of the studied area, which prompted several interpretations. Firstly, Louis Bureau (1910b) suggested that the Silurian sediments were located in the core of an anticline. Secondly, the Tombeau Leclerc Unit was interpreted as a horst with a concordant sedimentary succession, bounded by two subvertical faults separating the "horst" from the Châteaupanne Unit to the South and the Ancenis basin to the North (Cavet et al. 1971). These two hypotheses had to assume that there was a considerable change in the sedimentary succession between the anticline or the horst and its southern counterpart.

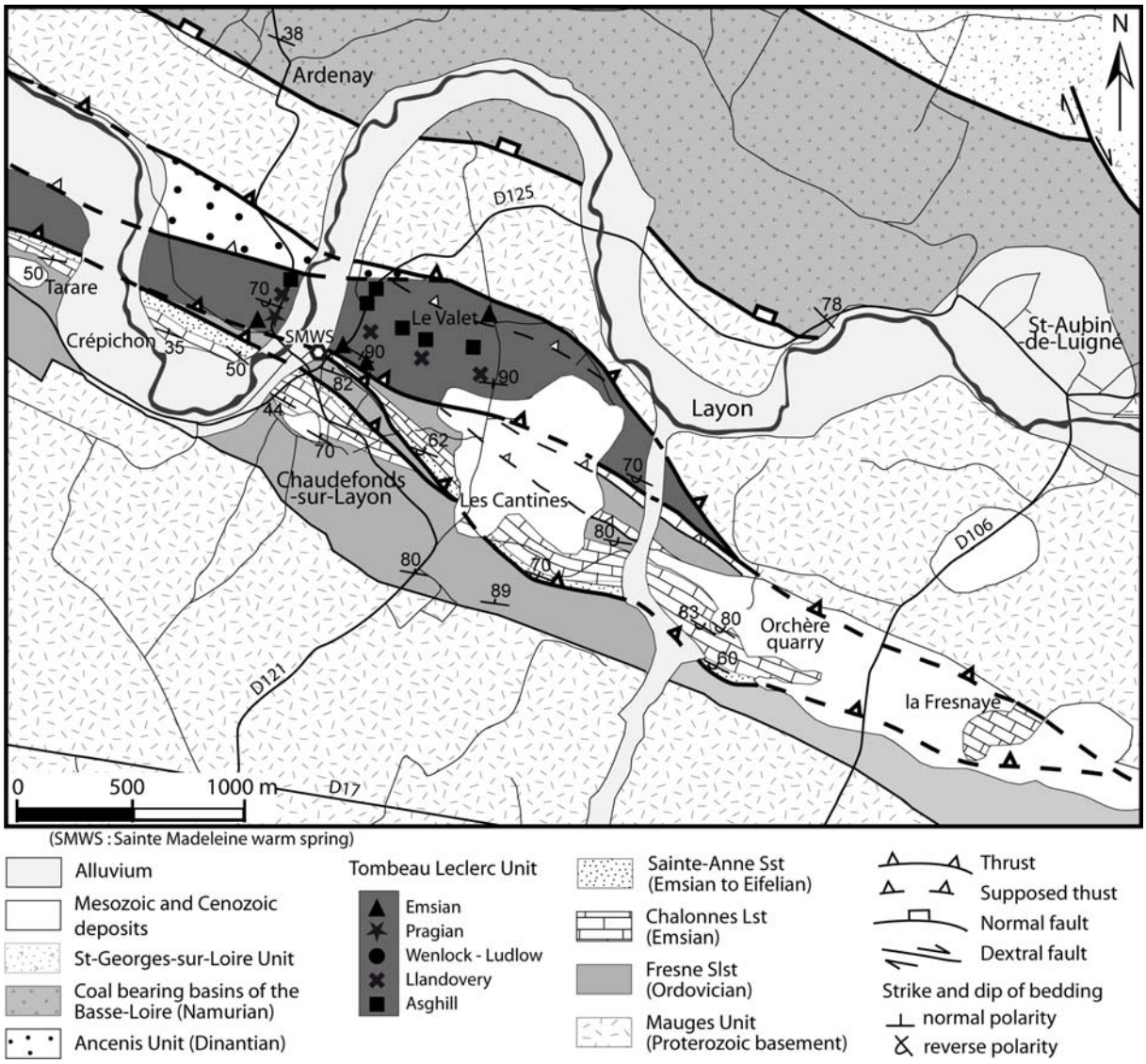


Fig. II-10 *Structural map of the eastern part of the studied area (location provided in Fig. II-3), showing the organization of the Chalonnes Limestone and the Sainte-Anne Sandstone Formations; both are in normal position to the west (Chaudefonds-sur-Layon) and in reverse polarity to the east (Orchère Quarry).*

Thirdly, Dubreuil (1980b;1986) agreed with earlier interpretations concerning the Moulin de Châteaupanne Sandstone and the Fresne Siltstone as unconformably resting on top of the Mauges Unit, but drastically re-interpreted the Chalonnes Limestone and the Sainte-Anne Sandstone, as well as the whole content of the Tombeau Leclerc Unit as huge olistoliths at the base of the Carboniferous Ancenis Basin. This latter interpretation generally prevails in the geological literature, despite the fact that the Carboniferous age of the supposed matrix has never been established. Recently, (Shelley and Bossière 2001) raised questions about the olistoliths and infer a tectonic mélange in a dextral transpressional shear zone to explain the orientation of the structures and the shape of blocks.

Because field observations in such a hilly country are discontinuous, most authors would recognize the existence of well-dated outcrops, but deduce from their apparent dispersal in predominantly unfossiliferous siltstones/mudstones that the olistolith hypothesis is justified. However, there are two lines of evidence against this hypothesis.

Firstly, a careful report of the fossiliferous sites and of some well-characterized lithologies (e.g. the Late Ordovician glacio-marine sandstones) shows that they are consistently organized in their expected stratigraphical order: they become younger from north to south (Fig. II-11). The bedding planes are either subvertical or steeply dipping to the north, indicating that the whole sequence is overturned. Consequently, the Tombeau Leclerc Unit can be interpreted as a continuous stratigraphical sequence, from uppermost Ordovician to late Lower Devonian, in a reverse polarity.

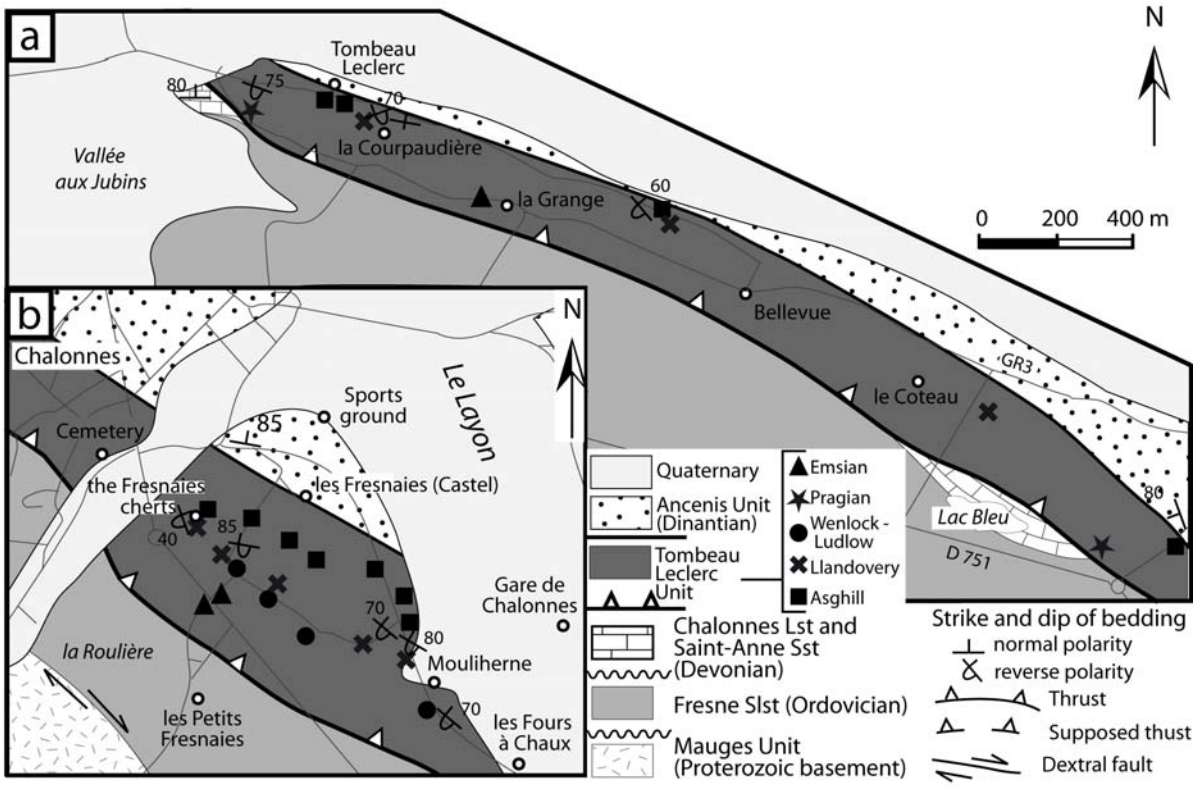


Fig. II-11 *Structural maps of two areas within the Tombeau Leclerc Unit. Their location is provided in Fig. II-3. The location of the fossiliferous sites shows that the formations are in stratigraphical order and in reverse polarity.*

Secondly, two outcrops were suitable for detailed biostratigraphical investigations. The first outcrop is the la Grange quarry (Fig. II-11a), unfortunately now remediated, which displays several Tentaculites (*praecursor*, *barrandei*, *elegans* and *cancellata* biozones) and Conodonts (*gronbergi*, *inversus* and *inversus/laticostatus* biozones) of Emsian age. Because the oldest biozones are located to the north of the quarry (Lardeux and Weyant 1993), the bedding is slightly overturned. A second outcrop, still accessible, is the Fresnaies cherts (Fig. II-11b). There, the graptolite biozones in the Monograptus Black Cherts have been identified in well-bedded, uncleaved cherts, again indicating that the oldest beds are located to the north of the outcrop, i.e. that the bedding is overturned. Moreover, the graptolite-bearing cherts follow poorly stratified sandstones (Pelites à Fragments Formation) whose Chitinozoans define an Hirnantian age (Bourarhouh 2002; Piçarra et al. 2002; Piçarra et al. 2000). If the olistolith model had been correct, it would have been highly surprising that (i) in both outcrops, the zonal sequence is undisturbed and presents the same polarity as the larger-scale stratigraphy described above, and (ii) no faulting has taken place at a major mechanical boundary like the Ordovician sandstones/Silurian cherts in the Fresnaies section.

A thrust contact between the Châteaupanne and Tombeau Leclerc Units

Once the Tombeau Leclerc Unit is considered as a coherent body, the question of the nature of its southern boundary remains. The contact between the Châteaupanne Unit (i.e. the Sainte-Anne Sandstone) and the Tombeau Leclerc Unit has been interpreted as either stratigraphic and concordant (Péneau 1927) or tectonic (Cavet et al. 1971; Diot 1980). Four outcrops can be used to determine the nature of this contact and will be described here from west to east.

(1) Traditionally, the trench giving access to the abandoned Petit Fourneau quarry, to the north of the Châteaupanne quarry (Fig. II-6), is considered as the best outcrop for studying this contact. The sedimentary layering within the Sainte-Anne Sandstone is cut at a high angle by a fault zone, which is marked by a crushed zone interpreted as a fault breccia. Field evidence in the trench is therefore for a faulted contact rather than a continuous succession.

(2) The poor exposure of the contact in the trench has recently been supplemented in a building site located immediately to the north-west of the Sainte-Anne quarry (Chalonnes-sur-Loire). There, bedding planes in the Sainte-Anne Sandstone and siltstones of the Tombeau Leclerc Unit are abruptly cut by a north-dipping fault plane, underlined by a centimetre-thick gouge. Shear criteria such as drag folds and slickensides along the minor fault planes indicate a steeply-plunging, reverse movement along the fault (Fig. II-7e). Accordingly, the contact

between the Sainte-Anne Sandstone and the Tombeau Leclerc Unit is interpreted as a thrust plane.

(3) Close to the Fresnaies (Chalonnes-sur-Loire), the fault contact between the Châteaupanne and the Tombeau Leclerc Units is not observed. In the northern part of the Tombeau Leclerc Unit, the sedimentary layers are tilted or overturned but otherwise remain unstrained. However, in the south, the sediments display chevron folds whose axial planes are nearly N110 65°N (Fig. II-5, section 4). These observations are consistent with an increasing strain towards the fault contact between the Châteaupanne and Tombeau Leclerc Units.

(4) A further observation concerns the eastern part of the Tombeau Leclerc Unit, where geological mapping shows that some formations can be repeated twice along a north-south profile (Fig. II-10), suggesting that second-order thrust faults locally repeat the sequence within the Tombeau Leclerc Unit.

Lack of olistolith development in the Ancenis Basin

Olistostrome development at the front of an advancing thrust is well known in the Variscan belt. One of the most famous examples is the Cabrières Klippen (Engel et al. 1978) in the Montagne Noire area (south Massif Central), emplaced during the southward progression of the orogenic front between the Massif Central and the Pyrenees (Engel 1984). Other examples have been found along the northern front of the Variscan belt, like in SW England (Barnes 1983; Le Gall 1984) or in the Ardenno-Rhenish Massif (Franke and Engel 1986). Closer to the study area, the Ordovician to Devonian series from Brétignolles-sur-mer (Vendée) were interpreted as olistoliths in a Early Carboniferous basin (Colchen and Poncet 1989).

Olistostrome development is also known during the initial stages of rifting along passive margins or in pull-apart basins. Specifically, the Ordovician to Devonian sedimentary rocks that outcrop in the vicinity of the northern branch of the SASZ (Saint-Julien-de-Vouvantes basin) as well as those of the Saint-Georges-sur-Loire Complex were considered as olistoliths in Carboniferous basins (Dubreuil 1986; Cartier 2002; Cartier and Faure 2004). However, attempts to characterize the age of the supposed Carboniferous matrix have always failed, which casts doubts on the olistostrome interpretation in the Saint-Julien-de-Vouvantes and Saint-Georges-sur-Loire basins. An episode of catastrophic sedimentation marking the opening of the Ancenis Basin has also been proposed (Dubreuil 1986). According to this hypothesis, the Devonian sequences at the southern margin of the Ancenis basin would belong to a major olistostrome. However, the field data presented above show no evidence for

olistoliths at the base of the Ancenis Basin for two main reasons. First, the two sedimentary sequences (Châteaupanne and Tombeau Leclerc) are properly organized in their respective stratigraphic order. Second, fossil-bearing Carboniferous sediments are found close to the Ordovician-Devonian sediments, but their facies (greenish to reddish pelites with a few sandstones layers) are clearly distinct from the azoic black siltstones/mudstones that have been allegedly considered as a Carboniferous matrix of the olistostrome. In other words, the Carboniferous matrix of the olistostrome cannot be identified.

Pre-orogenic history recorded by the sedimentary cover of the Mauges Unit

The field data reported above can be summarized as follows. First, the Neoproterozoic basement of the Mauges Unit is unconformably overlain by Lower Ordovician (Arenig) deposits. Second, the Châteaupanne Unit displays Ordovician sediments unconformably overlain by Lower Devonian reefal carbonates, followed by immature sandstones. Third, the Tombeau Leclerc Unit – in thrust contact with the Châteaupanne Unit - consists of a late Ordovician to late Lower Devonian condensed sequence, locally repeated by second-order faults. These data should now be evaluated in terms of the pre-Variscan history of the northern, peri-Gondwanan, continental fragments that have been involved in the Palaeozoic convergence between Laurussia and Gondwana. For this purpose, an adequate interpretation of the observed unconformities is crucial.

Unconformities at the base or within the Palaeozoic sequence could either result from pre-Variscan events, like intracontinental rifting or development of a passive margin close to a former oceanic domain, or could record the initial stages of the Variscan orogenesis, from Devonian subduction to Carboniferous collision. With respect to such models, the small size of the studied area could be perceived as a major disadvantage. In fact, the studied area offers the only opportunity to discuss the Ordovician to Devonian record in the Upper Allochton, known from Galicia to the Massif Central (Fig. II-1), because the studied Palaeozoic sediments represent the only well-preserved sequences (i.e. uncleaved) in the Upper Allochton. A synopsis of the sedimentary, magmatic and metamorphic events in the studied area is presented in Figure II-12.

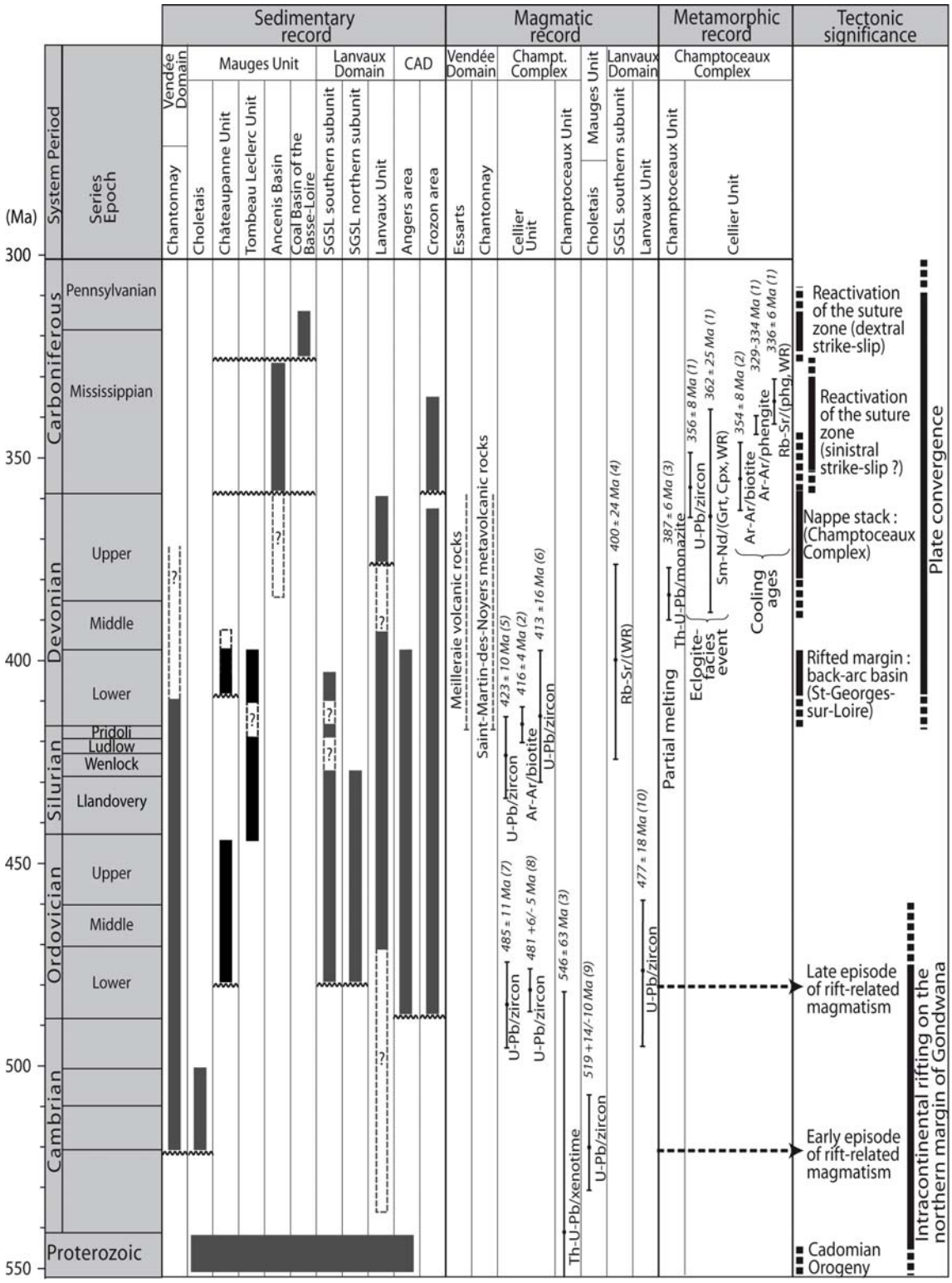


Fig. II-12 *Synopsis of the sedimentary, magmatic and metamorphic events and their tectonic significance in the studied area (in black) and the surrounding area (in grey) during the Palaeozoic. SGSL: St-Georges-sur-Loire; CAD: Central-Armorican Domain. Data on the sedimentary record comes from this paper for the studied area and from the bibliography for the surrounding area (mainly based on Brossé et al. 1989; Cavet et al. 1976; Dubreuil et al. 1989; Janjou et al. 1998; Lardeux 1969; Trautmann and Cagnet-Mawhin 1988). Data on magmatic and metamorphic events come from: (1) Bosse et al. (2000); (2) Maurel et al. (2003); (3) Cocherie et al. (2005); (4) Carpenter et al. (1982); (5) Vidal et al. 1980); (6) Paquette et al. (1985); (7) Paquette et al. (1984); (8) Ballèvre et al. (2002); (9) Thiéblemont et al. (2001); (10) Guerrot in Janjou et al. (1998).*

The Ordovician unconformity: a first break-up unconformity

Of the two unconformities observed in the studied area, the oldest one, separating the Neoproterozoic Mauges basement from the Palaeozoic sequence, is well known at the scale of the Variscan belt. This unconformity is described in the Central and Northern Armorican Domains; its type locality is located close to Caen (Dufrénoy and Elie de Beaumont 1841). At a larger scale, this unconformity is found in all Gondwanan to peri-Gondwanan domains, whether they were included in the Variscan belt later, like the Saxo-Thuringian zone (Linnemann 2004) and the Barrandian domain (Chlupáč et al. 1998), or they escaped the Variscan deformation, like in Wales or in the London microcontinent (Compston et al. 2002). Rift-related alkaline magmatism is found in the Cholet area (Thiéblemont et al. 2001), in the Champtoceaux Complex (Paquette et al. 1984; Paquette et al. 1985; Ballèvre et al. 2002) and in the Lanvaux Unit (Janjou et al. 1998) during the Mid-Cambrian and the Early Ordovician.

The basal Ordovician unconformity is due to a rifting event, generally interpreted as recording the Gondwana breakup, and is followed by subsidence of the thinned continental crust, allowing deeper marine sedimentation during the Middle to Late Ordovician (e.g. the Fresne Siltstone; Fig. II-13). This unconformity would then represent the break-up unconformity associated to the opening of an Ordovician Ocean, either the Rheic Ocean (Gutiérrez-Alonso et al. 2007) or the Galicia-Brittany-Massif Central Ocean (Matte 2001).

The Lower Devonian unconformity: a second break-up unconformity

The younger unconformity at the base of the Devonian in the Châteaupanne Unit implies a nearly 25 degree tilting to the NNE of the series underlying the Chalonnes Limestone. The normal faults identified in the Châteaupanne quarry record a direction of extension that is consistent with the tilting recorded by the unconformity. This unconformity emphasizes a 40-to-60 My time gap (from Upper Ordovician to Lower Devonian).

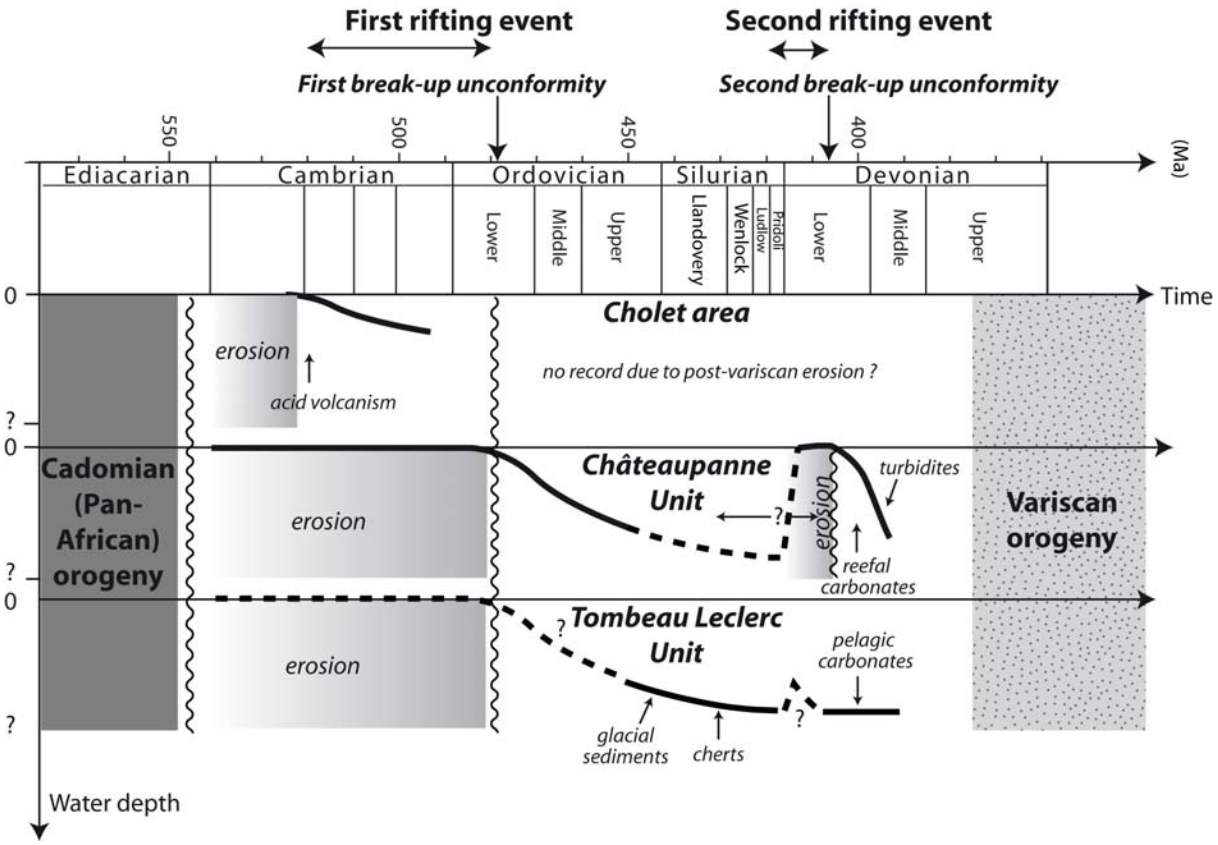


Fig. II-13 *Schematic representation of the relative water depth deduced from the sedimentary record in the Mauges Unit.*

Consequently, the tectonic event at the origin of this tilting may have occurred between the Upper Ordovician and the Lower Devonian. Moreover the observed lateral variations in the thickness of the bedding can be considered as an accommodation of the fault motion by the sedimentation, in agreement with an extension event coeval to the sedimentation of the Chalonnes Limestone. Therefore, the unconformity is here interpreted as an unconformity linked to an NNE/SSW extension. Following this interpretation, the Ordovician series are ante-rift series, the Chalonnes Formation leaded by coarse-grained sandstones are syn-rift deposits and the unconformity is localized on the eroded top of a tilted block. Tectonic uplift of this tilted block would have been followed by thermal subsidence recorded by the transgressive sedimentation (part of the Chalonnes Fm and Sainte-Anne Fm; Fig. II-13, Fig. II-14a).

The Silurian to Lower Devonian sediments are lacking and must have been eroded during the initiation of the extension on top of a tilted block. Consequently, the earliest syn-rift deposits could also be lacking in this area. No unconformity has been reported in the Tombeau Leclerc Unit. Although Pridoli and Lochkovian have never been palaeontologically

recognized, there is no evidence of an unconformity between the youngest Silurian (Ludlow) formation identified and the oldest Devonian (Pragian) formation identified. The timing of the rifting initiation is not yet clearly established. Rifting was active during late Lower Devonian times (i.e. the age of the Chalonnes Limestone), but could have begun before.

Geodynamic model for the southern part of the Armorican Massif

Any geodynamic model for the studied area should integrate the above data into a larger picture, specifying the location of the Lower Devonian back-arc basin and its coeval arc.

Location of the Lower Devonian basin

Following the above interpretation for the Lower Devonian unconformity, the location of the rift or oceanic basin responsible for the break-up unconformity should be discussed. Three main arguments suggest that this basin corresponds to the Saint-Georges-sur-Loire Unit.

Firstly, the sedimentary series in the study area show that during the Emsian, the Chalonnes Formation located in the Châteaupanne Unit (to the south) is characterized by a reefal fauna (stromatoporoids, corals, thick-shelled brachiopods) whereas, in the Tombeau Leclerc Unit (to the north), the la Grange Formation is characterized by a pelagic fauna (with abundant conodonts, tentaculites, cephalopods). As the proximal pole (Châteaupanne Unit) is to the south and the distal pole (Tombeau Leclerc Unit) to the north (Fig. II-14a), this allows us to infer a northward deepening palaeoslope. Following the peri-reefal sedimentation in the Châteaupanne Unit, the Sainte-Anne Formation consists of immature and poorly sorted sandstones with a large amount of plant debris and lithic fragments of volcanic origin. This sedimentation is characterized by gravity flow deposits, suggesting a depositional environment in a delta front dominated by floods. This change in the sedimentation environment implies both a deepening (Fig. II-13) and the reactivation of continental sources, involving the onset of the growth of a nearby relief (Ducassou et al. 2009). Palaeocurrent analyses imply that this emerging land was located to the south of the study area (in present-day coordinates) (Ducassou et al. 2009), in agreement with the northward deepening palaeoslope.

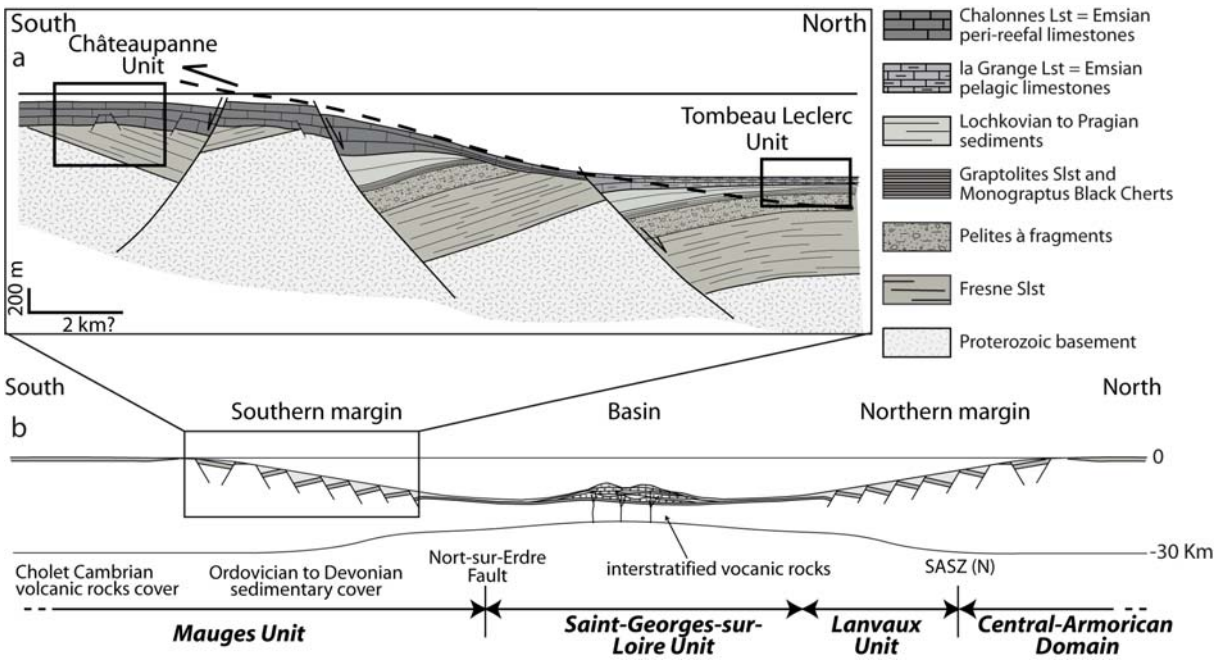


Fig. II-14a *Schematic cross-section of the studied area in the Lower Devonian times showing the palaeomargin polarity deduced from the fauna of the Chalonnes Limestone and la Grange Limestone.* ***b*** *Schematic cross-section of the Mauges, Lanvaux and Central-Armorican Domains in the Lower Devonian times, interpreted here as recording the opening of a possible back-arc basin (Saint-Georges-sur-Loire Basin).*

Secondly, to the north of the study area, the Saint-George-sur-Loire Unit (see location in Fig. II-2), interpreted as a back-arc basin (Carpenter et al. 1982; Cartier 2002; Cartier and Faure 2004; Cartier et al. 2001; Cogné 1976; Dubreuil 1986; Pivette 1978), contains Devonian pelagic fauna.

Thirdly, the northern branch of the South Armorican Shear Zone (SASZ(N)), located further north, is interpreted as a major palaeogeographical boundary during the Devonian times (Dubreuil 1986; Janjou et al. 1998; Le Maître 1959) because it separates two domains with markedly different faunal associations. To the south of the SASZ(N), in the Lanvaux Unit (see location in Fig. II-2), Devonian sediments contain pelagic fauna with “hercynian” affinities (Cavet et al. 1991; Dubreuil 1987; Erben 1964), which are similar to those of the Tombeau Leclerc Unit and the Saint-Georges-sur-Loire Unit. In contrast, to the north of the SASZ(N), in the Central Armorican Domain, Devonian sediments display benthic fauna with “rhenish” affinities (Cavet et al. 1991; Dubreuil 1987; Erben 1964). Considering the distribution of the pelagic and benthic fauna, a proximal pole to the north and a distal pole to the south can be deduced implying a southward deepening palaeomargin.

These data suggest that the extension event recorded in the Mauges Unit would be linked to a Lower Devonian rifting that could correspond to the opening of the Saint-Georges-sur-Loire basin. The sedimentary cover of the Mauges Unit is thus interpreted as the southern palaeomargin of this basin (Fig. II-14b) and the major palaeogeographical boundary between the Central Armorican Domain and the Lanvaux Unit (i.e. the SASZ(N)) would be located on its northern palaeomargin (Fig. II-14b).

In the Saint-Georges-sur-Loire basin, volcanic rocks are interpreted as flows in a back-arc basin (Arnaud 1966; Carpenter et al. 1982; Cartier 2002). The age of this volcanism is not well established (399 +/- 98 Ma on Rb-Sr whole-rock isochron obtained in the mafic lavas, Carpenter et al. 1982, recalculated using Isoplot Ludwig 2000 with the same data as Carpenter et al. 1982). Nevertheless this offers us a potential interpretation for the opening of the basin recorded by the sedimentary series during the Lower Devonian.

Location of the Lower Devonian arc

Identification of magmatic arcs of Lower Devonian age in the Armorican Massif would help considerably to clarify the geodynamic setting of the Mauges Unit/Saint-Georges-sur-Loire basin. In the South-Armorican Domain, two occurrences of volcanic rocks could represent Lower Devonian arcs, both of which are located to the south of the Mauges Unit.

The first one is found in the Chantonnay area where the Meilleraie Complex is composed of basaltic tuffs and lavas, with both island arc and tholeiitic series (Boyer et al. 1976; Thiéblemont and Cabanis 1986). Poorly-preserved Devonian fauna (Tentaculites and Conodonts whose stratigraphic repartition ranges from the Lochkovian to the Frasnian) were discovered in the sediments (Réaumur Group) underlying the Meilleraie Complex (Wyns et al. 1989). This gives a maximum Lower Devonian age to this volcanism. Assuming that the Chantonnay Unit belongs to the Upper Allochton (Ballèvre et al. 2009a), this occurrence indicates a Devonian arc, whose precise age is unfortunately unknown.

A second occurrence of metavolcanic rocks, the Saint-Martin-des-Noyers Unit (Thiéblemont et al. 1987), has been interpreted as a relic of a magmatic arc. However, the age of this unit is unknown. Moreover, because the metavolcanics are found below the eclogite-bearing Essarts Complex, it has been proposed that they belong to the Middle Allochton, i.e. to the oceanic units (see Ballèvre et al. 2009a).

A geodynamical model

Taking into account the above data allows us to propose the following hypothesis. The studied area (the Mauges Unit) would have been located in the Lower Devonian in a continental block between a northern back-arc basin (Saint-Georges-sur-Loire) and a southern arc (Chantonnay). The Lower Devonian rifting in the Mauges Unit would be consistent with its position at the southern margin of a back-arc basin. The detrital material with a large amount of volcanic fragments recorded in the Sainte-Anne Sandstone would then be provided by the southern magmatic arc. Major uncertainties in terms of the precise timing of the volcanic events in both the back-arc (Saint-Georges-sur-Loire) and the arc (Chantonnay) preclude any detailed comparison with the history of the Chalonnes area. The opening of a back-arc basin (and the coeval construction of a volcanic arc) would mean that oceanic subduction was taking place farther to the south (Fig. II-15), consistent with the ages obtained on gabbro-derived eclogites from the Massif Central (Paquette et al. 1995). This model is quite similar to the model proposed first by Cartier et al. (2001) and then by Faure et al. (2008). Nevertheless, the age of the subduction must be taken as Lower Devonian rather than Silurian. Instead of assuming that the arc has disappeared by subduction (Faure et al. 2008), we consider that the arc could be preserved in the Chantonnay area. After the final collision, responsible for building the nappe pile, the arc will occupy the highest structural position, i.e. it will be part of the Upper Allochton. The whole structure would have been dislocated by major strike-slip faults during the Late Carboniferous.

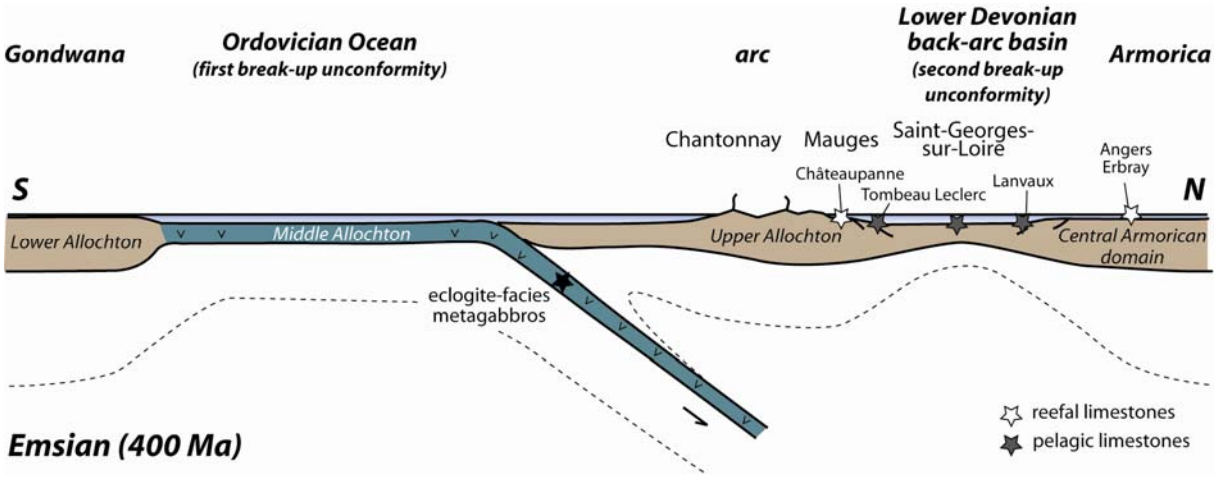


Fig. II-15 *Interpretative cross-section of the geodynamic setting of the Upper Allochton during the Lower Devonian (Emsian). The subduction of the Galicia-Brittany-Massif Central Ocean triggered the opening of a back-arc basin (Saint-Georges-sur-Loire). The Mauges Unit was located north of the volcanic arc, along the southern margin of this basin.*

Large-scale correlations within the Variscan belt

A pending problem concerns the identification of the ocean whose subduction was responsible for the opening of the back-arc basin, which warrants a discussion at the scale of the Variscan belt. The large-scale structure of the Variscan belt has been a matter of debate for decades. A general agreement has been reached on two basic facts. First, the Variscan terranes from SW Ireland to the Harz belonged to the Avalonia microplate during the Lower Palaeozoic. After the building of Laurussia ("the Old Red Sandstone continent") following the Caledonian orogeny, they were part of its southern passive palaeomargin during the Devonian. Second, all domains south of the Lizard-Harz suture zone have Gondwanan affinities, i.e. they present a Cadomian basement, have similar benthic faunas during the Ordovician, and display glacio-marine deposits of Hirnantian age (e.g. Robardet 2003). The contentious point concerns the correlations within the North Gondwanan domain.

Some authors would recognize a single oceanic domain, the Rheic Ocean, separating Avalonia from Gondwana (Martínez Catalán et al. 2009), and therefore attribute all ophiolitic complexes to the Rheic Ocean. Because the oceanic suture would have been disrupted by Carboniferous strike-slip faults, today one can observe the same suture repeated several times in some traverses across the Variscan belt. This model is in agreement with the palaeogeographical considerations based on the faunal similarities (Robardet 2003, Paris 1998). However, this model hardly explains both (i) the discrepancy in the position and ages of the ophiolitic complexes and eclogites remains and (ii) the opposite vergence of the structures observed as part of poorly deformed continental terranes (Central Iberian / Ossa Morena, Armorican Massif, Saxo-Thuringian / Barrandian) in the European Variscan belt.

Other authors identify several (at least two) oceanic sutures of differing ages within the Variscan belt. For example, Matte (2007) recognizes two main sutures: namely a northern Lizard-Rhenian suture of Lower Devonian age and a southern Galicia-Brittany-Massif Central suture of Late Carboniferous age. Simancas et al. (2002, 2009) have proposed a non-cylindrical model of the Variscan belt, with a single oceanic suture to the east (Morocco) and three oceanic sutures to the west (Central and Eastern Europe). The recognition of several sutures, irrespective of their exact position and age, allows the distinction of several continental stripes (e.g. Armorica, Perunica, Armorican Terrane Assemblage, etc.) that were finally amalgamated at the end of the Variscan Orogeny during the Upper Carboniferous.

Is it possible to integrate the sedimentary sequence of the Mauges Unit in any of these models? The sedimentary sequences of the Mauges Unit are distinct from the ones of both the Central Iberian Zone and the North-Central Armorican Domain. Indeed, these two areas have long been shown to have a high similarity in their benthic faunal assemblage during the Ordovician (see Paris 1998 and references therein). Conversely, the absence of the Armorican Quartzite Formation (a well-defined shelf deposit of Arenig age), a deeper depositional environment during the Ordovician (with the Cyclopygidae biofacies, and the lack of Fe-bearing horizons), Silurian graphite-bearing cherts (rather than shales associated to quartzites), distinguish the Mauges sequences from the Central Iberian/North-Central Armorican sequences. As a whole, the Mauges sequence shows more similarities with the Ossa-Morena Zone (Robardet & Gutiérrez-Marco 2004), the Saxo-Thuringian Zone and the Barrandian Zone, although minor differences exist between these four zones. Assuming that the sedimentary sequences of the Mauges Unit record the opening of a back-arc basin (Saint-Georges-sur-Loire) and the emergence of a magmatic arc (see above), the subducting ocean would then correspond to the Galicia-Brittany-Massif-Central Ocean (Matte 2001), the southernmost suture zone identified in the Variscan belt.

Conclusion

The Palaeozoic cover of the Upper Allochton, which was attributed to olistoliths in a Carboniferous Basin (Ancenis Basin), displays two coherent sequences. These represent the only well-preserved sequences (i.e. uncleaved) in the Upper Allochton and offer the only opportunity to discuss the Ordovician to Devonian record in the Upper Allochton, known from Galicia to the Massif Central (Fig. II-1). These Ordovician to Devonian sequences record a history, whose principal stages are summarized as follows.

Following the late Neoproterozoic Cadomian Orogeny, Early Ordovician sediments were deposited unconformably over the Cadomian basement. Palaeomagnetical data acquired in these sediments indicate that the Mauges domain was located at high southerly latitudes (Perroud et al. 1986). This break-up unconformity records a first rifting event attributed to the opening of the Rheic Ocean. The following subsidence allows a marine sedimentation to develop during the Middle and Upper Ordovician, with fauna displaying Bohemian affinities. At the end of the Ordovician (Ashgill), poorly-sorted sediments record the Hirnantian glaciation, indicating that the Mauges Domain was still located at high latitudes.

During the Late Silurian, or more probably during the Lower Devonian, a second rifting event took place. This is best recorded by the unconformity at the base of the Emsian Chalonnes Formation and the associated structures (erosion and tilting of the Ordovician sediments, normal faulting), indicating a NNE-SSW extension. The nature of the sediments and the associated fauna indicate a northward deepening palaeomargin. In the proximal area (Châteaupanne Unit), erosion followed by reef development took place, whereas continuous sedimentation took place in the distal, deeper area (Tombeau Leclerc Unit). In addition, carbonate sedimentation, regardless of whether they record reef development (Châteaupanne Unit) or pelagic oozes (Tombeau Leclerc Unit), indicate warmer temperatures, indicating displacement of the Mauges Domain towards low palaeolatitudes. This carbonate sedimentation is followed by detrital sedimentation (Sainte-Anne Fm) that records the erosion of an emerged land essentially made of volcanic rocks.

Therefore, at a regional scale, we propose to interpret the second rifting event as recording the opening of the Saint-Georges-sur-Loire basin in a back-arc context during the Lower Devonian. The Mauges Unit would be located on the southern margin of this basin (Fig. II-14b). The Sainte-Anne Fm could then record the emergence of a magmatic arc to the south of the study area, linked to a southward subduction zone. This back-arc basin could be closed as soon as the Early Carboniferous. The suture zone has been reactivated later, allowing detrital sedimentation in an Early Carboniferous basin. Finally, deformation localizes along the Nort-sur-Erdre Fault, where narrow pull-apart basins contain Namurian coal deposits. The studied area was then located at near-equatorial latitudes.

Acknowledgments

This paper is part of a PhD project (C.D.) devoted to the initiation of the relief in Variscan belt and is financed through a grant to C.D. Discussions with many people have contributed to clarify some of the issues, especially J.R. Martínez Catalán and J. Abati who visited the investigated area. The authorizations for working in the Châteaupanne quarry were provided by its director (E. Souchet) and his quarry chief (J. Binet). Mr. and Mrs. Porcher and M. and E. Mercier kindly allowed us to access the Sainte-Anne abandoned quarry and to the Orchère locality, respectively.

Chapitre 3 :

Milieu de dépôt et âge du membre basal (terrigène) du Calcaire de Chalonnes

The early land plants from the Armorican Massif: sedimentological and palynological considerations on age and environment

CHRISTINE STRULLU-DERRIEN[1,2], CELINE DUCASSOU[3], MICHEL BALLEVRE[3], MARIE-PIERRE DABARD[3], PHILIPPE GERRIENNE[2*], HUBERT LARDEUX[4], ALAIN LE HERISSE[5], CECILE ROBIN[3], PHILIPPE STEEMANS[2*] & DESIRE-GEORGES STRULLU[1]

1. Laboratoire Mycorhizes, UFR Sciences, Université d'Angers, 2 bd Lavoisier, 49045 Angers Cedex, France
2. Paléobotanique, Paléopalynologie et Micropaléontologie, Département de Géologie, Université de Liège, 4000 Liège 1, Belgium.
* NFSR Research Associate
3. Université de Rennes1, Géosciences Rennes (UMR CNRS 6118), 35042 Rennes Cedex, France
4. Le Verger-Beaucé, 35520 Melesse. France
5. Université de Brest, CNRS, UMR 6538 "Domaines Océaniques", Institut Universitaire Européen de la Mer, 6 avenue Le Gorgeu, 29238 Brest cedex 3

Key-words - early land plants, Lower Devonian, spores, acritarchs, emergence event, unconformity, storm.

Abstract

The Châteaupanne Unit belongs to the South-Armorican domain of the Armorican Massif (France), which is part of the Variscan belt. This unit includes two Lower Devonian plant levels and one of them corresponds to the basal member of the Chalonnes Formation. A sedimentological and palaeontological analysis of these fossiliferous deposits from the Châteaupanne quarry (Montjean/Loire, Maine et Loire, France) is proposed here for the first time. The age determination based on palynology indicates that the locality records the earliest occurrence of plant megafossils in the Armorican Massif. Their presence suggests an emergence event that had never been described before. Our study highlights the promising potential of the basal member of the Chalonnes Formation in the above mentionned aspects and provides new insights into the history of the Variscan belt.

1. Introduction

The origin of vascular land plants, attested by the occurrence of hilate/trilete spores, dates back to the Late Ordovician (Steemans et al. 2009). However, vascular plant megafossils appear later in the fossil record: the earliest fertile axial land plant fossil is reported from the Middle Silurian (Wenlock; Edwards and Feehan, 1980). The Lower Devonian plant-bearing deposits relate some of the most striking changes occurring in the evolution of plants: by the end of Lower Devonian times, most major plant lineages were most probably already established (Steemans et al. 2009). The occurrence of deposits of this age is therefore of great importance for our knowledge of early land plants.

A few plant-bearing deposits have been reported from Devonian sequences of the Armorican Massif, but they have not yet been studied in detail. The Armorican Massif is a small part of the Variscan belt that extended throughout western and central Europe (Ballèvre et al. 2009a). It includes four domains, namely the Léon domain and the North-, Central- and South-Armorican domains (Ballèvre et al. 2009a). The South-Armorican domain comprises the sedimentary series of the Chalonnes area. This series shows plant-bearing deposits within two distinct stratigraphic levels that are located below and above marine limestones (Le Maître, 1934). Plants occurring in these deposits are evidence of the proximity of land and, beside their palaeobotanical interest, provide valuable information for palaeogeographical reconstruction. The upper plant level, the Sainte-Anne Formation, was first reported by Bureau et al. (1908). It has been recently reinvestigated and has been given an Emsian age (Ducassou et al., 2009, Ballèvre et al. 2009b). The lower plant level has been observed for the first time in 1969 by one of us (H.L.). It is mainly characterized by a rich and promising plant fragment content and by spherical quartz grains attributed to an aeolian sedimentation (Cavet et al. 1970; Cavet, Lardeux and Phillipot, 1971; Dubreuil, 1986). The age of this plant-bearing level is still a matter of debate. On the basis of the stratigraphical succession, Cavet et al. (1970), Cavet, Lardeux and Phillipot (1971) suggested an age ranging from the Silurian to the Lower Devonian. On miospore evidence, MacGregor (unpublished report n° F1-15-1980-DCM, 1980) tentatively concluded a late Siegenian (= Pragian)-early Middle Devonian age.

Here we provide a sedimentological and palaeontological analysis of the lower plant-bearing level. The main aims of the study are (i) to confirm the age of the deposits (ii) to characterize the depositional environment and (iii) to report and briefly describe the flora still under investigation. The plant megafossils from these deposits are placed in a chronological overview of the Devonian flora of the Armorican massif.

2. Geological setting

The Armorican Massif is a small part of a Late Palaeozoic mountain belt, the Variscan belt, that resulted from the convergence of Laurussia and Gondwana (Fig. III-1A). It is divided by late Carboniferous, transcurrent shear zones into four domains : Léon domain, North-, Central- and South-Armorican domains (Fig. III-1B). The South Armorican Domain is located south of the South Armorican Shear Zone. This major fault is divided in two branches (SASZ(N) and SASZ(S) in Fig. III-1B). Between these two branches, the Nort-sur-Erdre Fault (NSEF in Fig. III-1B) separates the northern Lanvaux Domain from the southern Mauges Domain (Ballèvre et al. 2009a). In this latter, the Mauges Unit comprises deformed Proterozoic sediments unconformably covered by Cambrian sediments on its southern part (Cavet, Gruet and Pillet, 1966; Thiéblemont et al. 2001) and by Ordovician to Devonian sediments on its northern part. These northern Paleozoic sediments are structured in two main units separated by a southward thrust (Fig. III-1B, Fig. III-2) (Ducassou et al. 2009).

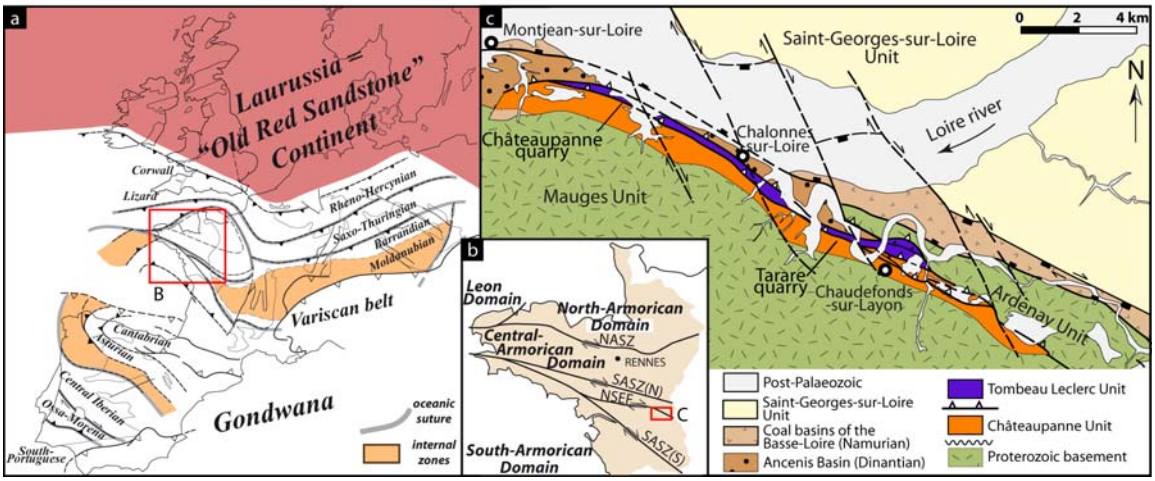


Figure III-1. Location (rectangle) of the study area within the European Variscan belt (a) and the Armorican Massif (b). NASZ: North-Armorican Shear Zone, SASZ(N) and SASZ(S): South-Armorican Shear Zone, respectively, northern branch and southern branch, NSEF: Nort-sur-Erdre Fault. c) Structural map of the studied area.

- The southern unit - Châteaupanne Unit (Fig. III-2) - (Cavet, Lardeux and Phillipot, 1971) consists of Ordovician marine sediments (Moulin de Châteaupanne Sandstone and Fresne Siltstone) unconformably overlain by the Lower Devonian Chalonnes Formation. This formation, predominantly composed of massive limestone (Le Maître, 1934), shows at its

base a terrigeneous unit with occurrences of plant fragments. Conformably overlying the limestone is the Sainte-Anne Formation of Emsian age.

- The northern unit - Tombeau Leclerc Unit (Fig. III-2) - consists of an inverted Hirnantian (Upper Ordovician) to Emsian (Lower Devonian) condensed sequence (Ducassou et al. 2009).

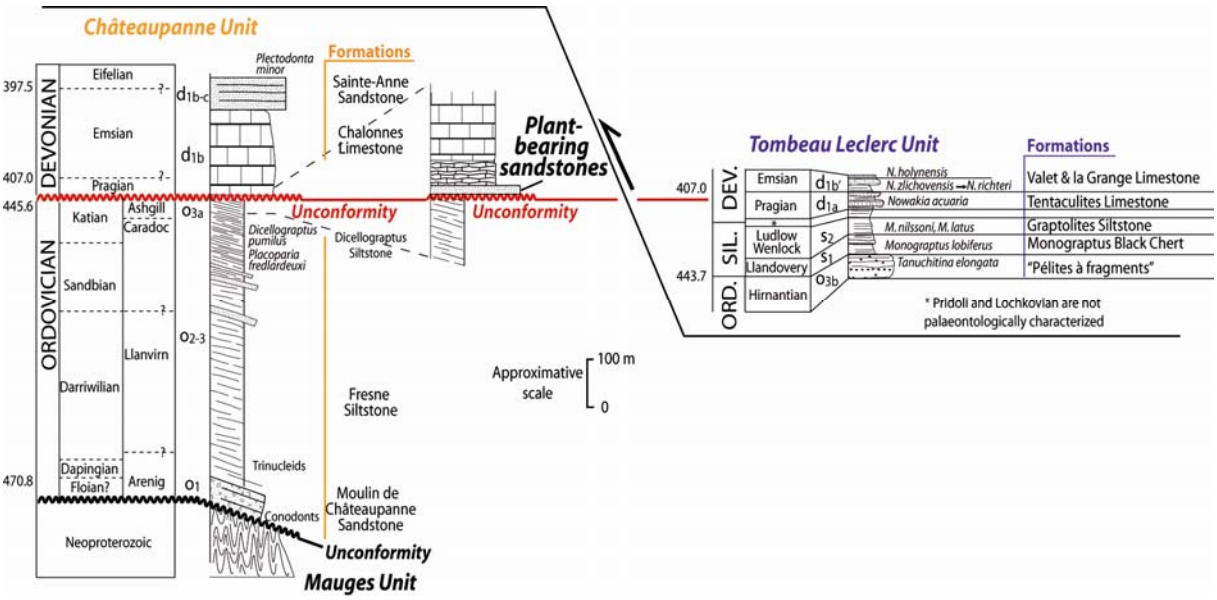


Figure III-2. Lithostratigraphical columns of the Châteaupanne and Tombeau Leclerc Units.

3. Materials and methods

The rock samples were collected from the plant-bearing deposits that outcrop at 7 places (to date) in the Châteaupanne quarry (Montjean/Loire, Maine et Loire, France); their location is given in Figure III-3. Plant macrofossils described here were collected from localities 11, 12 and 13; samples for palynological study were collected from localities 11, 13 and 14.

The plant specimens and the sections were observed using a Zeiss photomacroscope with a polarized light source. Approximately 1.5 mm thick sections were prepared through each pyritized axes included in resin. These sections were mounted on glass slides with epoxy resin and ground to a thickness sufficient for examination under the photomacroscope. The method described by Kenrick (1999) has been used for etching the sections before examination.

Five samples were processed for palynological study in the Paléobotanique, Palynologie et Micropaléontologie Unit of the University of Liège. They were prepared using standard palynological acid maceration techniques. The organic matter required oxidation in Schultz's solution. Slides of the samples were examined using standard light microscope analysis. England-Finder coordinates were used to locate the specimens on the palynological slides.

Specimens and slides are housed in the Laboratoire Mycorhizes of the University of Angers (France) and in the Paléobotanique, Palynologie et Micropaléontologie unit of the University of Liège (Belgium).

4. Results

4.a. Sedimentology and petrography of the sandstones

The basal unit of the Chalonnes Formation is rarely visible because of the poor outcrop, but it is well displayed along the southern working-face of the Châteaupanne quarry (Montjean-sur-Loire) (Fig. III-1C). It is also present in the Tarare quarry (Blaise et al. 1986) (Fig. III-1C) at the bottom of the Chalonnes Formation, but the contact with the underlying Fresne Formation has not been observed.

4.a.1. Facies description

The terrigenous unit is located just upon the unconformity. Its thickness varies from 0 to more than 1 m and generally, it is made up of a single sandy bed, 10 to 20 cm thick (Fig. III-3). Locally (e.g. 14 in Fig. III-3), it reaches more than 1 m and is then composed of fine- to coarse-grained sandy layers interbedded with bluish shale. In the sandy beds hummocky cross stratification (HCS) and swaley cross stratification (SCS) are visible (Fig. III-4A). These bedforms are characterized by gently curved and often erosional bases, and by laminae that are nearly parallel to the lower bounding surface; the latter thicken or get thinner laterally. The HCS show a high rate of amalgamation (Fig. III-4A) that records a low rate of preservation. Very coarse-grained sandy beds or lenses with pebbles and shaly clasts are present just upon the unconformity and sometimes interbedded in the sandstone. The plant fragments are contained in the shale intercalations. The thickness of these micaceous shaly layers is generally less than 1 cm but can locally reach 20 cm. Bioturbation is rarely present.

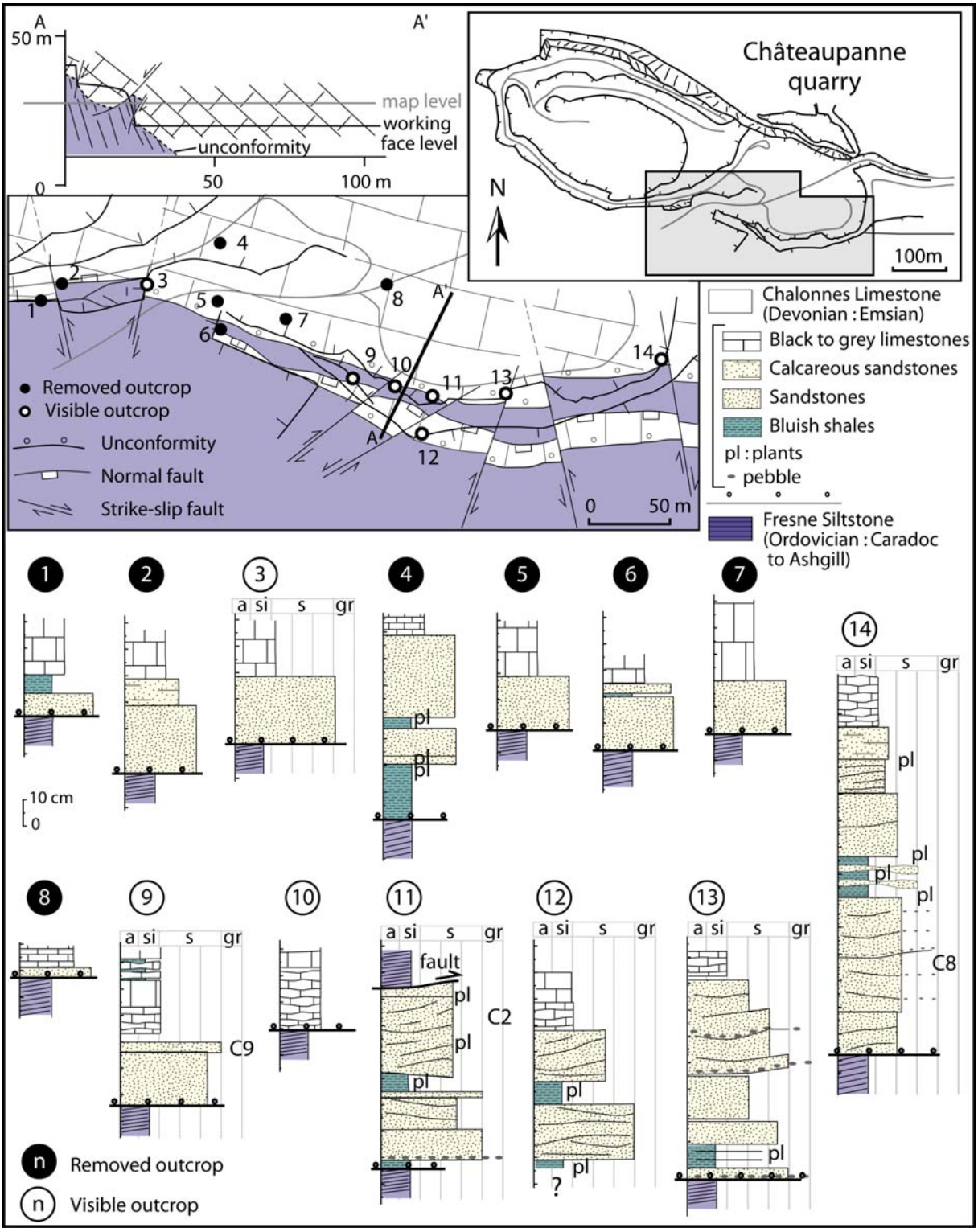


Figure III-3. Schematic map of the southern working face of the Châteaupanne quarry (located on Fig. III-1b) established at a nearly 30 m level as schematized on the cross-section AA'. The position of the logs detailed below is reported on the map. For the removed outcrops, the granulometry reported on the logs is only schematic.

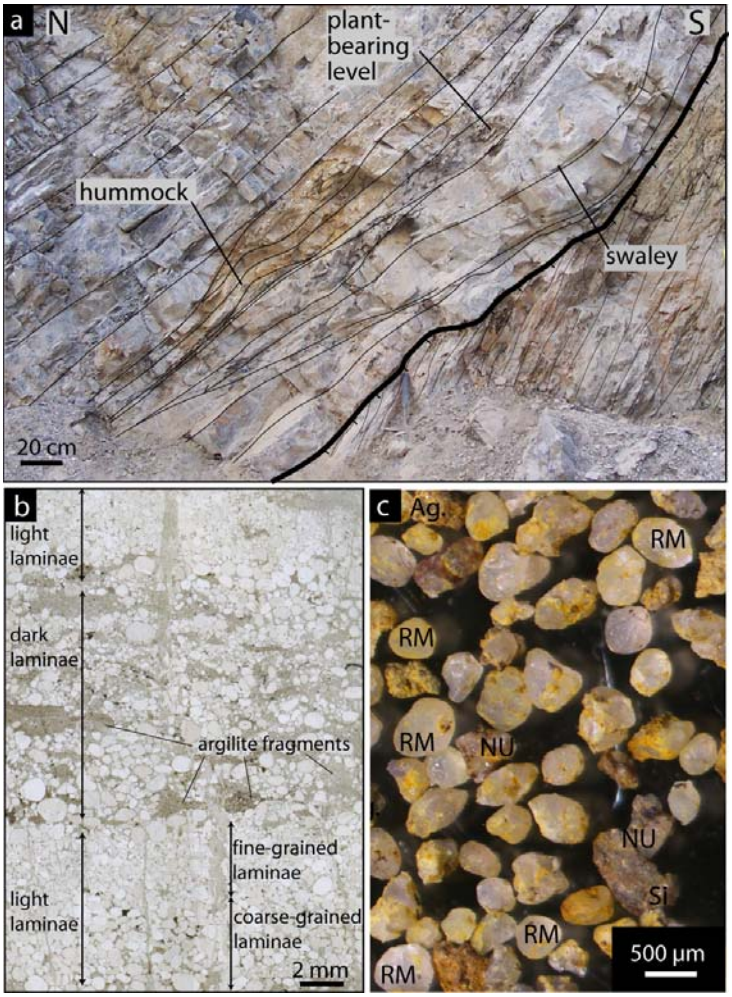


Figure III-4. a) Outcrop of the terrigeneous unit that unconformably overlies the Fresne Siltstone showing hummocky cross stratifcations (log. 14 on Fig. III-3). b) General view of the sandstones petrography showing well-rounded quartz grains and laminae, PPL (sample C2, Fig. III-3). c) Photography of the sand grains under stereomicroscope (fraction >160 µm, < 500µm on sample C9, Fig. III-3) showing mainly round and matt grains (RM). Some angular grains (NU), aggregates (Ag.) of quartz grains with matrix and argilite or siltite fragments (Si) are also present.

4.a.2. Mineralogical analysis

Petrological and morphoscopical studies have been performed on samples from Châteaupanne quarry (sample C2, C8 and C9 Fig. III-3). The sandstone consists of well-rounded detrital quartz (> 95 %), mainly monocristallline, with some rare argillite fragments (Fig. III-4B). Dark and light laminae are defined by the relative abundance of argillite fragments (Fig. III-4B). The grain size ranges between 100 and 200 µm in fine-grained laminae, and between 300 and 500 µm in coarse-grained laminae. Some coarser grains (up to 2 mm) are found dispersed in the sandstone (Fig. III-4B). Grains are predominantly well-

rounded to sub-rounded with a matt surface (more than 75 %) (Fig. III-4C). They are sometimes broken (less than 10%) and angular or subangular grains occur (less than 25 %).

4.b. Palynological analyses

The palynomorph assemblages contain much phytodebris (e.g. well preserved tracheids), abundant terrestrial plant spores and relatively few marine elements. The latter include acritarchs and prasinophycean phycomata, but no chitinozoans. In all samples, palynomorphs are poorly preserved, with colour ranging from brown to black. Many specimens are not suitable for detailed description. Nevertheless, the information provided by identifiable spores and marine palynomorphs is essential to document the age and the stratigraphic relationships of the local geological units.

4.b.1. Spores

The spore assemblage is of low diversity and exclusively represented by trilete spores (Fig. III-5). Spore size varies from 18 to 45 µm. The assemblage is dominated by Dibolisporites wetteldorfensis and Apiculiretusispora plicata. The second component of the assemblage comprises Amicosporites jonkeri that is relatively abundant, cf. Amicosporites discus and Ambitisporites avitus. Other species such as Emphanisporites rotatus, E. multicostatus, Synorisporites sp. and Archaeozonotriletes chulus are represented in the assemblage, together with rare specimens of Acinosporites sp. and Raistrickia sp. A few specimens are referred with doubt to as the genus Camarozonotriletes. One specimen resembles C. filatoffii described by Breuer et a.l (2007), but is too poorly preserved to confirm the determination. Rare specimens of Apiculiretusispora brandtii and Dictyotriletes cf. kerpii are also present.

4.b.2. Marine palynomorphs

Marine palynomorphs are dispersed in the material. They are mainly represented by acritarchs and prasinophytes (Fig. III-6). Chitinozoa and scolecodonts have not been observed. Taking account of their known distribution, the assemblage of acritarchs and Prasinophyte phycomata appears to be mixed, containing Devonian species and reworked ones.

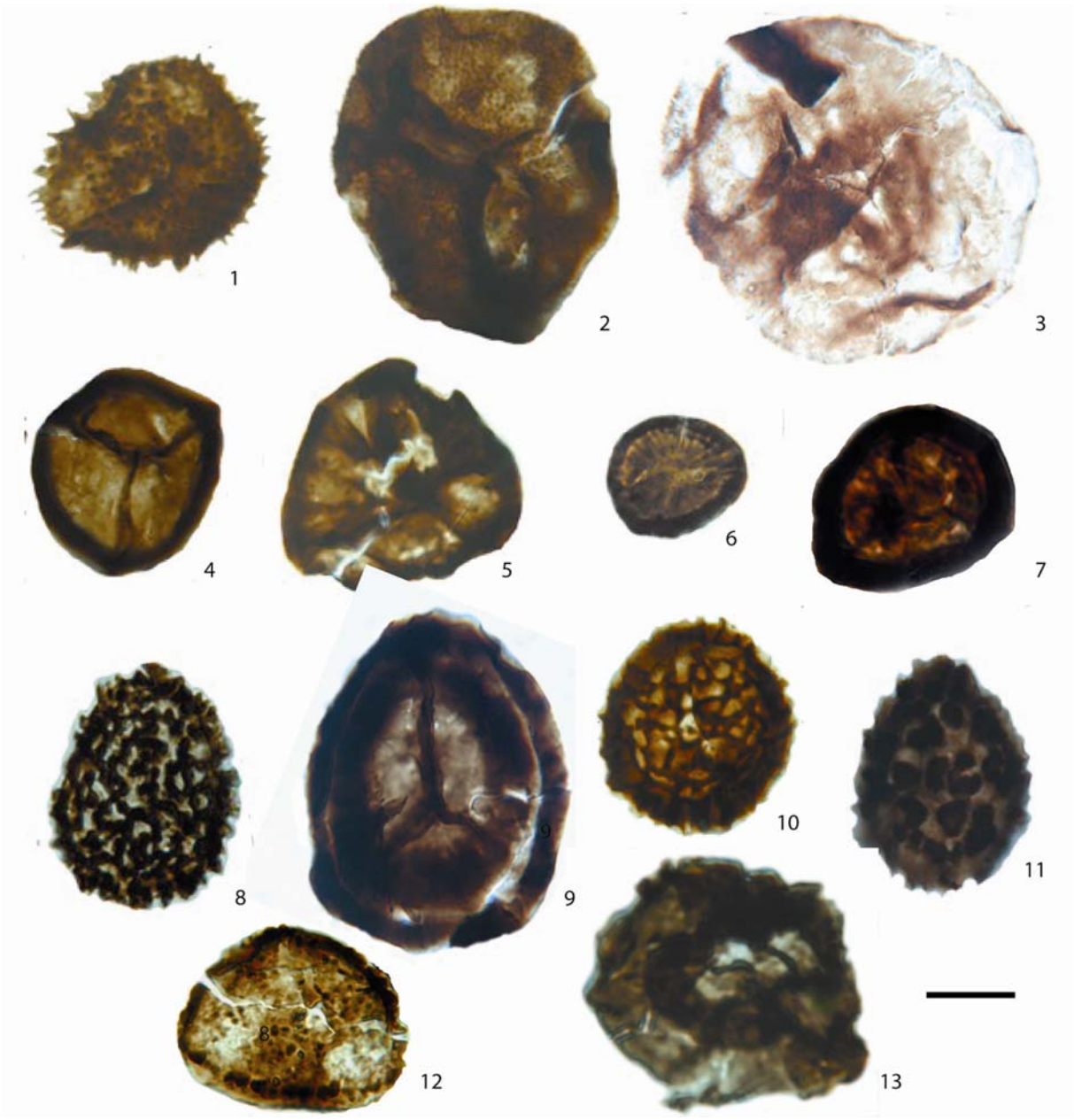


Figure III-5. Spores. 1. Dibolisporites wetteldorfensis (slide n° 64343); 2. Apiculiretusispora plicata (slide n° 64349); 3. A. brandtii (slide n° 64064); 4. Ambitisporites avitus (slide n° 64343); 5. Emphanisporites rotatus (slide n° 64349); 6. E. multicostatus (slide n° 64064); 7. Archaeozonotriletes chulus (slide n° 64065); 8. Acinosporites sp. (slide n° 64065); 9. Amicosporites jonkeri (slide n° 64064); 10. Dictyotriletes cf. kerpii (slide n° 64065); 11. Raistrickia sp. (slide n° 64064) ; 12. Synorisporites sp. (slide n0 64064); 13. cf. Amicosporites discus (slide n° 64064). (scale bar = 20 µm).

The Devonian assemblage of acritarchs includes the following species: Winwaloeusia distracta; Multiplicisphaeridium raspa; Multiplicisphaeridium cf. paraguaferum; Mychristridium sp.; ?Induoglobus sp.; Ammonidium sp.; Veryhachium cf. rosendae; Evittia sp. Prasinophyte phycomata consist of simple leiospheres and Cymatiosphaera spp. Acritarch species such as Eupoikilofusa platinetrella, Eupoikilofusa stiatifera, Veryhachium subglobosum and Villosacapsula setosapellicula are reworked from Upper Ordovician sediments though some species are known to range into the Silurian.

4.c. Plant megafossils

The plant megafossils occurring in these deposits are represented by compression/impression and permineralized specimens. The compressions have been found at locality 11 (see log 11, Fig III-3). Axes are up to 15 cm long. They divide anisotomously and produce helically arranged lateral branches that divide again up to three times. They bear longitudinal ribbing and punctiform scars. Only vegetative lateral branches have been found in attachment. Some of those plants are close in vegetative morphology to the trimerophyte genera Pertica, Trimerophyton and Psilophyton. Their gross morphology also resembles the plant described by Gensel (1984) from the Battery Point Formation (Gaspé Bay, Canada).
Short length axes are permineralized by pyrite and occur isolated in the sediment, at locality 13 (see log 13, Fig. III-3). Their anatomical structure is relatively well-preserved. Two main types of structures have been observed. Fertile organs of two types also occur.

First plant type. Numerous axes that are 1 to 3 mm in diameter have been found. Pairs of fusiform sporangia twisted around each other, characteristic of Psilophyton (Gerrienne, 1997), also occur dispersed in the sediment. In transverse section, axes show a massive circular to elliptical xylem strand with an elongate centrarch to mesarch protoxylem area. The central part of the strand with randomly arranged tracheids is surrounded by a zone of tracheids placed in radial rows. In some specimens the vascular strand shows lateral trace departure. Xylem comprises P-type tracheids with well-preserved scalariform pitting. Those anatomical features are characteristic of the genus Psilophyton. To date, it is unknown if these pyritized axes and the axes preserved in compression (see above) belong to the same plant. On the basis of their anatomy, and on the presence of dispersed paired fusiform sporangia, our permineralized specimens are attributed to Psilophyton sp. Psilophyton is known from a number of Lower Devonian localities distributed worldwide.

Figure III-6. Marine palynomorphs. Reworked acritarchs : 1. Eupoikilofusa platinetrella (slide n° 64064); 2. Eupoikilofusa striatifera (slide n° 64343); 3. Villosacapsula setosapellicula (slide n° 64064); 4. Veryhachium subglobosum (slide n° 64064). Prasinophyte phycomata : 5, 6. Leiosphers (slides n° 64348 & n° 64064); 7. Cymatiosphaera sp. (slide n° 64065). In situ (Devonian) acritarchs : 8. Winwaloeusia distracta (slide n° 64064); 9. Multiplicisphaeridium raspa (slide n° 64065); 10. Multiplicisphaeridium cf. Paraguaferum (slide n° 64348); 11. Mychristridium sp. (slide n° 64349); 12. ?Induoglobus sp. (slide n° 64348); 13. Ammonidium sp.(slide n° 64343); 14. Veryhachium cf. rosendae (slide n° 64065); 15. Evittia sp. (slide n° 64065). (scale bar = 10µm : 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14 ; scale bar = 15µm : 3; scale bar = 20 µm : 1, 2, 4, 5, 6, 15).

The stratigraphic range of the genus is Pragian-lowermost Middle Devonian (Gerrienne, 1997). The genus is of great importance in the evolution of vascular plants, as it is considered the earliest Euphyllophyte, a clade that comprises both the Monilophytes (ferns sensu lato) and the Lignophytes (seed plants and their free-sporing ancestors).

Second plant type. Rather badly preserved tiny axes display a dissected stele of primary xylem comparable in transverse section either to a Gothanophyton-type or to a small compressed cladoxylopsid axis. Reticulate elements with slightly bordered pits similar to those of Foozia decribed by Gerrienne (1992) from the early Devonian of Belgium have been observed in the palynological slides. Additionally, pairs of sporangia similar in size and morphology to those of Foozia have been found dispersed in the sediment. Dibolisporites echinaceus have been identified in the sporangia of Foozia while Dibolisporites wetteldorfensis occurs, dispersed in the sediment from the basal member of the Chalonnes Fm. This suggests that the plant from Châteaupanne, as Foozia, possibly represents an early cladoxylopsid.

5. Discussion

5.a. Age of the deposits

The in situ (Devonian) acritarch assemblage is of low diversity, represented by simple long-ranging forms and is devoid of stratigraphically significant taxa. There are relatively few publications on Early Devonian acritarchs (Le Hérissé, Servais and Wicander, 2000). However low diversity phytoplancton assemblages associated with nearshore environment conditions are common in the Pragian-Emsian interval in other localities of the north Gondwana (e.g. North Africa, Spain) and peri-Gondwanan domain (e.g. Armorican Massif, Normandy) (Cramer, 1964; Rauscher, Doubinger and Manche-Bain, 1965; Magloire, 1967; Jardiné, 1972; Moreau-Benoit, 1974; Deunff, 1976; Le Hérissé, 1983).

Reliable age determinations for the samples studied are provided by spore assemblages. Dibolisporites wetteldorfensis represents a major component. Based on the presence of this species, the general characteristics of the assemblage (general form and size of the spores) and the absence of spores characteristic of younger intervals, it is considered that the assemblage belongs to the PoW Oppel Zone of Streel et al. (1987). This zone ranges from early Pragian to earliest Emsian. Few assemblages belonging to the PoW Oppel Zone

are described in the literature (e.g. Steemans, 1989; Wellman et al., 1998; Turnau, Milaczewski and Wood, 2005; Hassan Kermandji, Kowalski and Touhami, 2008). A comparison of most of the assemblages reported belonging to this zone has been made by Wellman (2006). The majority of them are from Euramerica and northern Gondwana. Correlations with the Armorican Massif are provided by the work of Le Hérissé (1983) that described spore assemblages from two marine sections, Sablé-sur-Sarthe (Upper part of the Saint-Céneré Formation) and Saint-Pierre-sur-Erve (Montguyon Formation) in the Central-Armorican domain. Three spore assemblages have been recognized and dated from Praguian to Lower Emsian. It appears that the spore assemblage described herein from the basal member of the Chalonnes Fm have much in common with the assemblages from Saint Pierre-sur-Erve. Apiculiretusispora plicata, A. brandtii, Retusotriletes sp., Dibolisporites wetteldorfensis Raistrickia sp. Emphanisporites rotatus, Archaeozonotriletes chulus are common in the two assemblages. The Montguyon Formation has also been studied for paleontological content and is considered as Upper Pragian/Lower Emsian (Botquelen, 2003).

5.b. Depositional environment

The basal sandy beds are mainly made up of rounded and smoothed quartz grains, shaped by the wind (Cailleux, 1962). These quartz grains could come from sub-contemporaneous deposits such as beach sands, or from older eroded sedimentary series. Our study partly supports this latter hypothesis. Indeed, the “Pélites à fragments” Formation, of Hirnantian age (Upper Ordovician) (Robardet and Doré, 1988) and belonging to the Armorican Massif, contains rounded-quartz sandstones. This glacio-marine formation is unknown in the Châteaupanne Unit, but is present in the northern Tombeau Leclerc Unit (Bourarhouh, 2002; Piçarra et al. 2002, 2009) (Fig. III-2). It is possible that this series has been deposited on the top of the Fresne Formation and then eroded. This erosion has occurred before the sedimentation of the basal unit of the Chalonnes Formation and fed this unit in aeolian quartz grains. The reworked acritarchs found in our assemblage include some classic Upper Ordovician species, such as E. platynetrella, V. subglosum or V. setosapellicula, that are recorded in preglacial series of the upper Ordovician or are restricted to the Hirnantian deglaciation time (Vecoli and Le Hérissé, 2004). The discovery of these acritarchs in the studied sandstones supports the reworking of the rounded quartz grains from the “Pélites à fragments” Formation.

On the other hand two points can be added: (i) E. stiatifera has been previously found in the Upper Ordovician "Dicellograptus Siltstone" (i.e. upper part of the Fresne Siltstone), located just below the Chalonnes Limestones (Moreau-Benoit, 1974). (ii) A large amount of dark shale fragments is present in these sandstones and could come either from sub-contemporaneous mud layers or from the underlying Fresne Formation (Fig. III-2). The basal surface of the terrigenous unit of the Chalonnes Formation represents an unconformity within a stratigraphic gap including uppermost Ordovician, Silurian and early Lower Devonian deposits. As a result, this unconformity could be related to a major aerial erosional surface overlain by terrigenous inputs. These inputs could come both from reworked underlying sediments (from the Fresne and the "Pelite à fragments" Formations) and from contemporaneous aeolian sand and clay chips.

The sediments forming the basal member of the Chalonnes Formation are characterized by in situ (Devonian) acritarchs and an important input of continental palynomorphs. This palynofacies suggests a nearshore marine environment. The low diversity of the in situ (Devonian) acritarch assemblage recovered from these deposits can be related to the local nearshore situation of the deposits, which is in general an unfavourable environmental condition to produce abundant and complex phytoplancton assemblages (see e.g. Strother, 1996). The absence of chitinozoans and scolecodonts could be due to possible mechanical phenomena during sedimentation of organic material, separating forms with good buoyancy, like spores and phytodebris, from the heaviest forms like chitinozoans. Despite the important continental supply, the diversity in spore species is very low for such sedimentary facies. This could reflect that sediments contain only local dispersed spores without remote input from rivers. However, these conclusions need to be tempered because of the poor palynomorph preservation which could modify the assemblage content.

Hummocky cross stratification (HCS) and swaley cross stratification (SCS) occur in the sandy beds of the basal member of the Chalonnes Formation; these structures are related to storm wave action (Leckie and Walker, 1982; Aigner, 1985; Einsele, 1992). According to the depositional models proposed for storm wave-dominated shelves (Dott and Bourgeois, 1982; Aigner, 1985; Guillocheau and Hoffert, 1988), they can be located from the shoreface (SCS-HCS) to the proximal and median parts of the inner shelf (HCS). The scarce bioturbation would imply that storm events were close in time. For the coarse-grained levels, they could be considered as lag deposits related to by-pass episodes or, for the lowermost one, as basal lag. The plant-rich shaly layers could have been deposited during quiet phases,

perhaps in a relatively protected area. This suggestion supports the palynological conclusion expressed above.

The palynological and sedimentological data are in agreement with a nearshore depositional environment for the basal terrigenous unit of the Chalonnes Formation. This unit is interpreted as a transgressive sandbody whose material is continuously reworked by storm waves during landward migration of the shoreface.

6. The Devonian flora from the Armorican Massif

A survey of the plant-bearing deposits reported from the Devonian formations of the Armorican Massif is presented in Table III-1; their stratigraphic position is given in Fig. III-7. Almost all these remains have to be reinvestigated; some might not even be plants. In the Ancenis Basin, a flora from the Culm (Frasno-Dinantian period sensu Bureau) has been described (Bureau 1911, 1913; Carpentier, 1920; Beaupère, 1973; Ballèvre and Lardeux, 2005). The Culm sensu Bureau is the Frasno-Dinantian period. The strictly Upper Devonian (Famennian) plant-bearing deposits are not well-known in this area. To date, most of the plants reported in these articles are known as Carboniferous plants. A reinvestigation of the sedimentology and paleontology of these deposits is necessary.

The Emsian Sainte-Anne Fm is to date the only unequivocal Devonian flora described from the Armorican Massif (for the description of this flora, see Ducassou et al. 2009). On the other hand, palynological studies have shown spores and phytodebris in Devonian and oldest deposits from the Armorican Massif (e.g. Moreau Benoît, 1974; Le Hérissé, 1983; Baudu, 1994; Baudu and Paris, 1995), but these scarce plant elements have not been reported associated with macroflora. The palynomorph assemblages studied here provide a reliable Pragian-earliest Emsian age for the basal member of the Chalonnes Formation. The flora from these deposits is thus older than that described from the Sainte-Anne Formation (Ducassou et al. 2009) and represents the earliest Devonian macroflora recorded in the Armorican massif.

		Formations	Originally described floristic list	Authors	Reinvestigated floristic list	Authors
Central-Armorican Domain	(1) Rade de Brest	**> Shales of Porsguen** Famennian	*Lepidodendron africanum* *Leptophloeum rhombicum, Protolepidodendropsis frickei, P. pulchra, Protolepidodendron* sp, *Archaeocalamites* sp., *Pothocites sp., Platyphyllum browniannum, P.* sp, *Tancrea porsguenense, Capolithes armoricense*	Babin & Lejal, 1968 Babin *et al.* , 1976 ; Lejal-Nicol, 1977		
	(2) Ménez Bélair Synclinorium	**> Bosquen Fm** Emsian **> La Rabine Fm** Upper Devonian	Protolepidodendrales, Psilophytales, sporangia traces (*Sporogonites*) (Comm. Y. Lemoigne) Nodules with plant fragments	Régnault, 1981 Babin and Paris, 1973	Synaeresis cracks ?	Strullu-Derrien, (personnal observation)
	(3) Laval basin	**> First level of the Huisserie Fm** Carboniferous	Reworked *« Psilophyton »* (impression)	Lejal-Nicol, 1982		
	(4) Angers - Saint-Julien-de-Vouvantes	**> Sandstones from La Vallée** Famennian **> Arkoses of La Chapelle-Glain** Famennian	Unidentifed plant remains Fragments that looked like Famennian "*Psilophyton*" from the Ardennes	Cavet & Lardeux, 1968 Barrois, 1889	indeterminable	Péneau, 1928
South-Armorican Domain	(5) Châteaupanne Unit	**> Basal terrigenous member of the Chalonnes Fm** Praguian-Early Emsian **> Ste-Anne Fm** Emsian	Tiny plant remains *Hostimella* sp., *Asteroxylon elberfeldense, Lepidodendron gaspianum, Psilophyton princeps, P. robustius, P. elegans, P. spinosum, Bornia transitionis.*	Cavet *et al.*, 1970 Bureau *et al.*, 1908, 1910 ; Bureau 1911, 1913 ; Carpentier, 1920, 1927	*Psilophyton* sp., Cladoxylale? *Hostimella* sp., Lycopsid (genus and species undetermined) Zosterophyllopsid? Cf *Psilophyton*	Strullu-Derrien *et al.* (this paper) Ducassou *et al.*, in press
	6) Ancenis Basin	**> Ancenis Shales** Upper Devonian	*Bornia transitionis, Calamodendron tenuistriatum, Pinnularia mollis, Sphenophyllum involutum, Lepidodendron acuminatum, Lepidostrobus* sp., *Cephalotheca mirabilis, Psilophyton princeps, Barrandenia dusliana, Pteridorachis sp., Psilophyton ?glabrum*	Bureau, 1911, 1913, 1914	*Archaeocalamites transitionis, Archaeocalamites, Pinularia mollis, Sphenophyllum involutum, Sublepidodendron robertii, Dawsonites arcuatus?, Pteridorachis sp.*	Beaupère, 1973 (only the species names are updated)
	(7) Vendée (Villedé d'Ardin)	**> Fontaine de la Marbrière Fm** Givetian	*Protolepidodendron scharianum/ pulchra* (comm. E. Boureau)	Camuzard *et al.*, 1969		

Tabl. III-1 Survey of the plant-bearing deposits reported from the Devonian formations of the Armorican Massif

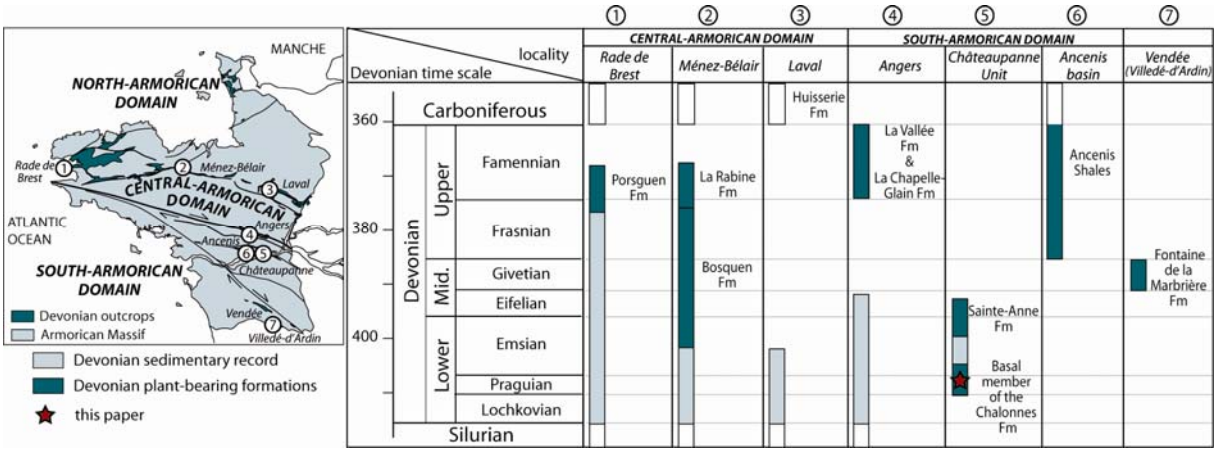


Figure III-7. Stratigraphic position and location of the Devonian plant-bearing deposits from the Armorican Massif. Only megafossil plant remains are taken into account.

7. Conclusion

The Armorican Massif is known to provide an excellent record of the Palaeozoic history of the Variscan belt. The study presented here adds new information to this history. The basal member of the Chalonnes Formation consists of transgressive nearshore sediments deposited over the previously emergent land surface. The emergence preceding the transgression has never been observed before, and has still to be investigated in terms of the geodynamic evolution of the Variscan belt. The deposits described here are attributed to the Pragian-earliest Emsian interval, and record the earliest indication of terrestrial colonization in the Armorican Massif. The report of plant megafossils also shows the promising potential of the basal member of the Chalonnes Formation for further palaeobotanical studies.

Acknowledgments.

The authors thank Mr E. Souchet and Mr J. Binet for sampling in the Châteaupanne quarry and Mr Boulétreau for sampling in Tarare Quarry. C.S.D. extends her gratitude to Dr Chris Berry (University of Cardiff, Wales) for helping with language use. Mrs Giraldo (Université de Liège) is also acknowledged for the preparation of the palynological slides. This work was realized as part of the PhD thesis of the first two authors. It was partly funded by a MRT grant (attributed to C.D.).

Chapitre 4 :

Milieu de dépôt et âge des Grès de Sainte-Anne

Partie I

Age and depositional environment of the Sainte-Anne Formation (Armorican Massif, France): the oldest (Emsian) evidence for mountain erosion in the Variscan belt.

CELINE DUCASSOU[1], CHRISTINE STRULLU-DERRIEN[2,3], MICHEL BALLEVRE[1], MARIE-PIERRE DABARD[1], PHILIPPE GERRIENNE[3], HUBERT LARDEUX[4], and CECILE ROBIN[1]

[1]Université de Rennes1, Géosciences Rennes (UMR CNRS 6118), F-35042 Rennes Cedex, celine.ducassou@univ-rennes1.fr

[2]Laboratoire Mycorhizes, UFR Sciences, Université d'Angers, 2 bd Lavoisier, F- 49045 Angers Cedex, christine.strullu-derrien@univ-angers.fr

[3]Paléobotanique, paléopalynologie et micropaléontologie, Département de Géologie, Université de Liège, B-4000 Liège 1, p.gerrienne@ulg.ac.be

[4]le Verger-Beaucé, F-35520 Melesse, hubert.lardeux@wanadoo.fr

Key-words. - Variscan belt, Lower Devonian, relief, palaeoflora

Abstract. - The palaeogeography of the internal zones of the Variscan belt during the early stages of the convergence remains unclear. Sedimentary sequences that recorded the erosion of an early relief have generally been removed by erosion. In the Chalonnes area (south-east of the Armorican Massif), the reefal carbonates of the Chalonnes Formation (Fm) are overlain by the immature, poorly-sorted sandstones of the Sainte-Anne Fm. This Formation is characterised by the occurrence of gravity flow deposits and contains immature and poorly sorted sandstones with a large amount of plant debris and lithic fragments, suggesting a depositional environment in a delta front dominated by floods. A revision of the palaeoflora content allows to assign an Emsian age to the Sainte-Anne Fm. Lithic fragments are mainly of sedimentary and volcanic origin, suggesting moderate erosion level of the source area. Palaeocurrent data indicate a southern origin for the sediments. These features collectively demonstrate that the Sainte-Anne Fm is the record of the erosion of a continental area located farther south, and experiencing incipient tectonic uplift during the Emsian. The Sainte-Anne Fm could represent therefore the earliest record in France of the very first stages of the Variscan orogeny.

Age et environnement de dépôt de la Formation de Sainte-Anne (Massif armoricain, France) : les plus vieux témoins (Emsien) de l'érosion de la chaîne varisque.

Mots-clés. - Chaîne varisque, Dévonien inférieur, relief, paléoflore

Résumé. - La paléogéographie des zones internes de la chaîne varisque lors des premiers stades orogéniques reste débattue. En effet, les séries sédimentaires qui pourraient avoir enregistré la formation des premiers reliefs sont rarement préservées. Dans la région de Chalonnes (sud-est du Massif Armoricain, France), la Formation (Fm) de Sainte-Anne, qui succède aux faciès carbonatés récifaux de la Fm de Chalonnes, est un candidat potentiel pour améliorer la compréhension des stades pré-orogéniques dans la chaîne hercynienne. La révision de la flore a permis d'établir un âge Emsien pour la Fm de Sainte-Anne. Celle-ci est constituée de grès mal triés, immatures, riches en fragments lithiques et en débris végétaux impliquant un fort apport continental. Les fragments lithiques sont essentiellement d'origine sédimentaire et volcanique impliquant une incision modérée des zones sources. Les mesures de paléocourants indiquent un transport des sédiments du sud vers le nord. La Fm de Sainte-Anne est caractérisée par une sédimentation dominée par les processus gravitaires, supposant un milieu de dépôt en aval d'un système deltaïque alimenté par des crues. La sédimentation de ces grès immatures au-dessus de la Fm de Chalonnes implique la réactivation de zones sources continentales, ce qui suggère l'apparition d'un relief durant l'Emsien au sud de la zone d'étude. La Fm de Sainte-Anne pourrait enregistrer, à la fin du Dévonien inférieur, l'apparition des premiers reliefs associés au début de l'orogenèse hercynienne.

INTRODUCTION

The palaeogeography of the Variscan belt during the Devonian remains controversial. At a global scale, the position of the major continental plates is still disputed; the main issue being the determination of whether oceanic domains are still present between Gondwana and Laurussia, or if they were already resorbed into either one or several subduction zones. At a regional scale, the location, nature and age of the marine (not necessarily oceanic) and the continental domains are still imperfectly known. The palaeogeography of the internal zones of the Variscan belt during this period remains uncertain. Devonian marine sedimentation proceeds continuously in the North- and Central-Armorican Domains [Babin *et al.,* 1972; Guillocheau & Rolet, 1982; Morzadec, 1983; Morzadec *et al.,* 1988]. By contrast, several gaps in the Devonian sedimentary record are found in the South-Armorican Domain and the northern part of the Massif Central. For example, in the Ancenis, Chalonnes and Chantonnay areas [Péneau, 1928; Le Maître, 1934; Wyns *et al.,* 1989], marine sedimentation is not recorded after the Lower to Middle Devonian. In other areas, marine sedimentation took place during the Middle to Late Devonian after a first shortening event, as seen in the Vendée [Givetian of the Villedé d'Ardin: Mathieu, 1937; Le Maître, 1937; Camuzard *et al.,* 1969] and the Morvan [Givetian to Famennian of la Somme: Guffroy, 1959 and 1964; Delfour, 1989].

Moreover, eclogite-facies metamorphism is known as early as the Upper Silurian in the Massif Central (la Borie eclogite: [Ducrot *et al.*, 1983]; Marvejols tronhjemite [Pin & Lancelot, 1982]; La Bessenoits eclogite [Paquette *et al.*, 1995]). This metamorphic event is traditionally attributed to a northward subduction of the South Armorican or Massif Central Ocean [Matte, 1986; Lardeaux *et al.*, 2001]. Until now, evidence for a relief creation and its subsequent erosion linked to this continental subduction relies only on the Middle to Upper Devonian which unconformably overlay the metamorphic units. These data do not provide information on the creation of the relief, but rather, only on its destruction. A better knowledge of the nature and the age of the first emerged domains in the internal zones of the Variscan belt will significantly improve the understanding of the early stages of the convergence.

The sedimentary sequence of the Chalonnes area contains plant-rich sandstones (Sainte-Anne Formation) which record important erosional events in the early stages of the Variscan orogeny. In order to propose a better Devonian palaeogeographic setting, the main aim of the present work is to assess (i) the age of the sandstone sedimentation, (ii) the source of the detrital material and (iii) their depositional environment.

GEOLOGICAL SETTING

In the Armorican Massif, the internal zones of the Variscan belt crop out in the South Armorican Domain, located south of the South Armorican Shear Zone (SASZ) [Jégouzo, 1980]. The SASZ is divided into two branches, the northern branch (Malestroit-Angers) and the southern branch (Quimper-Nantes) (fig. IVa-1), which represent the southern boundary of the Central Armorican Domain and the northern boundary of the South-Armorican Domain, respectively. Between these two major faults, the Nort-sur-Erdre Fault separates the north verging structures to the North (Lanvaux Domain) from the south-verging structures to the South (Mauges Domain) [Matte & Hirn 1988] (fig. IVa-1).

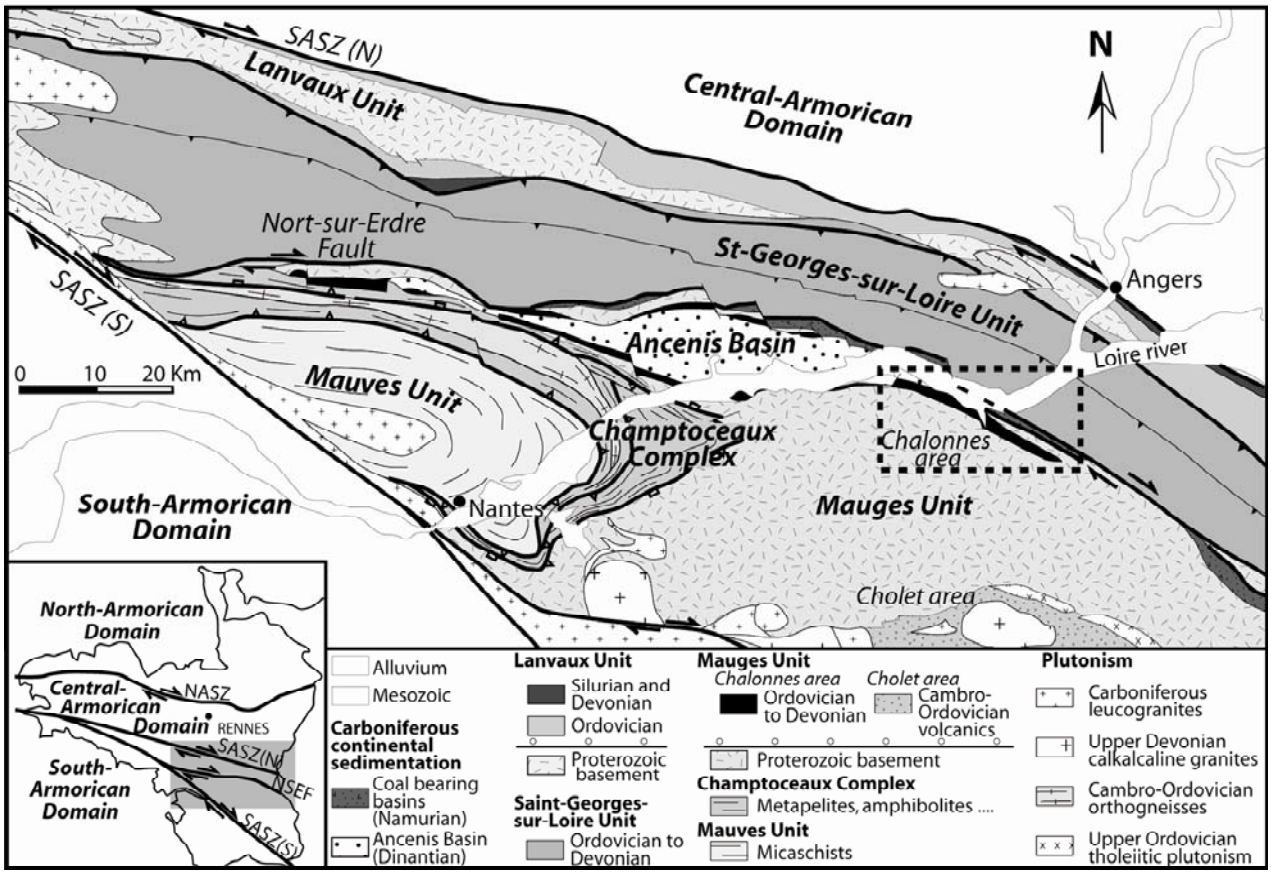


FIG. IVa-1. – Location (dashed rectangle) of the study area within the Armorican Massif. NASZ: North-Armorican Shear Zone, SASZ(N) and SASZ(S): South-Armorican Shear Zone, respectively, northern branch and southern branch, NSEF: Nort-sur-Erdre Fault (modified after Chantraine et al. [1996]).

FIG. IVa-1. – Localisation (zone encadrée) de la zone d'étude dans le Massif armoricain.

The Saint-Georges-sur-Loire Unit, located north of the Nort-sur-Erdre Fault, is subdivided into two sub-units by a northward thrust [Ledru *et al.,* 1986] and is composed of Ordovician to Devonian sediments that contain interlayered volcanic rocks in the southern sub-unit. These volcanic rocks are generally assumed to have been generated in an arc or back-arc context [Arnaud, 1966; Pivette, 1978; Cartier & Faure, 2004]. The Saint-Georges-sur-Loire Unit is separated from the northern Lanvaux Unit by a northward thrust, the Freigné Fault [Cavet *et al.,* 1986]. The Lanvaux Unit primarily contains sediments from the late Neoproterozoic (Ediacaran) or Cambrian to the Devonian [Chauvel, 1960; Lardeux, 1969], deformed at the vicinity of the SASZ (N). The Mauges Domain consists of a south-vergent stack of nappes, described from bottom to top in this paper (fig.1). The Mauves-sur-Loire Unit consists of micaschists of unknown age. The Champtoceaux Complex is an imbricate thrust zone [Marchand, 1981]. It contains eclogite-facies assemblages, dated at about 360 Ma in the Cellier Unit [Paquette, 1987; Bosse *et al.,* 2000]. The Mauges Unit consists of deformed Proterozoic sediments unconformably overlain by Cambrian sediments and volcanics in the Cholet area [Cavet *et al.,* 1966; Thiéblemont *et al.*, 2001] and by Ordovician to Devonian marine sediments in the Ancenis-Chalonnes area [Cavet *et al.,* 1971].

Two main units are recognised in the Chalonnes area [Cavet *et al.*, 1971; Ducassou *et al.,* 2007] (figs. 2 and 3). The southern unit (Châteaupanne Unit) consists of Ordovician marine sediments unconformably overlain by reefal carbonates of Emsian age (Chalonnes Fm), followed by the Sainte-Anne Fm. The northern unit (Tombeau Leclerc Unit) is separated from the Châteaupanne Unit by a southward thrust and consists of an Upper Ordovician (Ashgill) to Lower Devonian (Emsian) condensed sequence in an inverted position. The Sainte-Anne Fm, which is the main topic of this work, crops out in several localities roughly aligned along a N110 direction for nearly twenty kilometres (fig. IVa-2, tabl. IVa-1).

The Sainte-Anne Fm consists of an alternation of decimetric to pluricentimetric layers of bluish-to-greenish feldspathic sandstones and dark sandy-pelitic layers [Cavet *et al.,* 1970; Blaise *et al.,* 1986; Dubreuil, 1986; Wyns *et al.,* 1998]. This formation has been studied mainly for its rich floral content (see below). Its faunal content consists of rare crinoids and brachiopods [Bureau *et al.,* 1908; Péneau, 1928; Ballèvre *et al.*, 2010, in press].

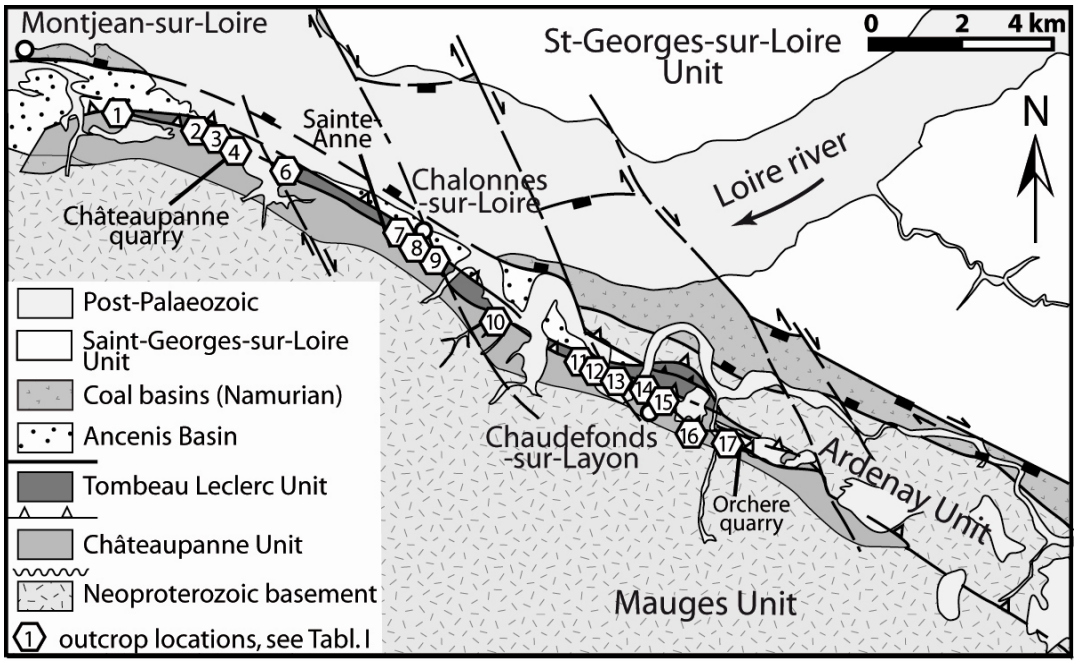


FIG. IVa-2. – Structural map of the studied area (located on fig. IVa-1) and location of the outcrops of the Sainte-Anne Fm detailed in table IVa-1.
FIG. IVa-2. – Schéma structural de la zone d'étude et localisation des affleurements de la Fm de Sainte-Anne.

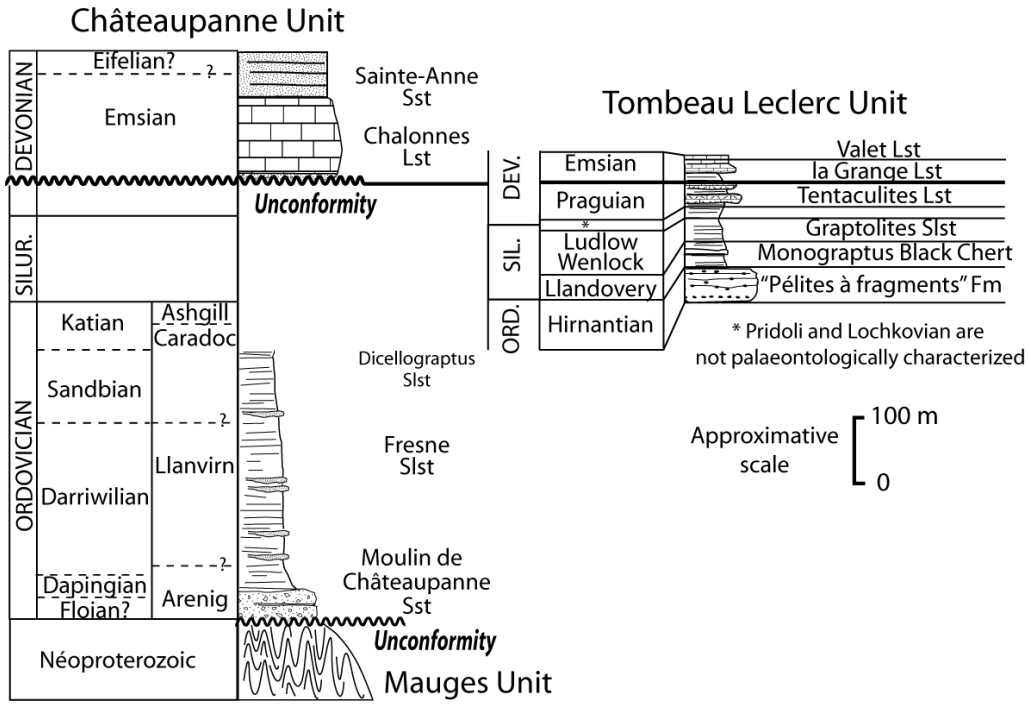


FIG. IVa-3. – Litho-stratigraphical columns of the Châteaupanne and Tombeau Leclerc Units
FIG. IVa-3. – Colonne litho-stratigraphique des Unités de Châteaupanne et du Tombeau Leclerc.

n°	Localisation	Position / contact with the Chalonnes Lst	Polarity	Fauna	Flora
0	Le Fossé Neuf (Ste-Catherine quarry) in Bouzillé (49)				
1	Pincourt quarry (unexploited) in Montjean-sur-Loire	north			+
2	Northern working face of the Châteaupanne quarry (exploited) in Montjean-sur-Loire	north / stratigraphic contact	normal		+
3	Eastern trench in the Châteaupanne quarry in Montjean	north / fault contact	normal		+
4	Petit-Fourneau quarry (unexploited) in Montjean	north	normal	brachio-pods, crinoids	+
5	Châteaupanne quarry cf Péneau, 1927 (integrated)	north			+
6	Maison Neuve quarry (unexploited) in Montjean	north			+
7	Sainte-Anne locality in Chalon-nes-sur-Loire	north	normal		+
8	Sainte-Anne quarry (unexploited) in Chalonnes-sur-Loire	north			+
9	"Chemin du portail de pierre" in Chalonnes-sur-Loire				+
10	"La gare" quarry (unexploited" in Chalonnes-sur-Loire				
11	Saint-Charles quarry (unexploited) in Chaudefonds-sur-Layon				
12	Tarare quarry (unexploited) in Chaudefonds-sur-Layon	north			
13	Crépichon quarry (unexploited) in Chaudefonds-sur-Layon	north			
14	Carroil quarry (unexploited) in Chaudefonds-sur-Layon	north			
15	Northern trench of the road, west of the Herrines, in Chaudefonds-sur-Layon				+
16	Hollow path, water, dam and little digging near the Orchère locality in Chaudefonds-sur-Layon	south	reverse	brachio-pods, crinoids	+
17	Orchère quarry (exploited) in Chaudefonds-sur-Layon	south	reverse		+

TABLE. IVa-1. – Outcrops of the Sainte-Anne Fm. See locations in fig. IVa-2.
TABL. IVa-1. – *Inventaire des affleurements de la Fm de Sainte-Anne (fig. IVa-2).*

PETROLOGY AND SEDIMENTOLOGY OF THE SAINTE-ANNE FORMATION

Petrology of the Sainte-Anne Formation

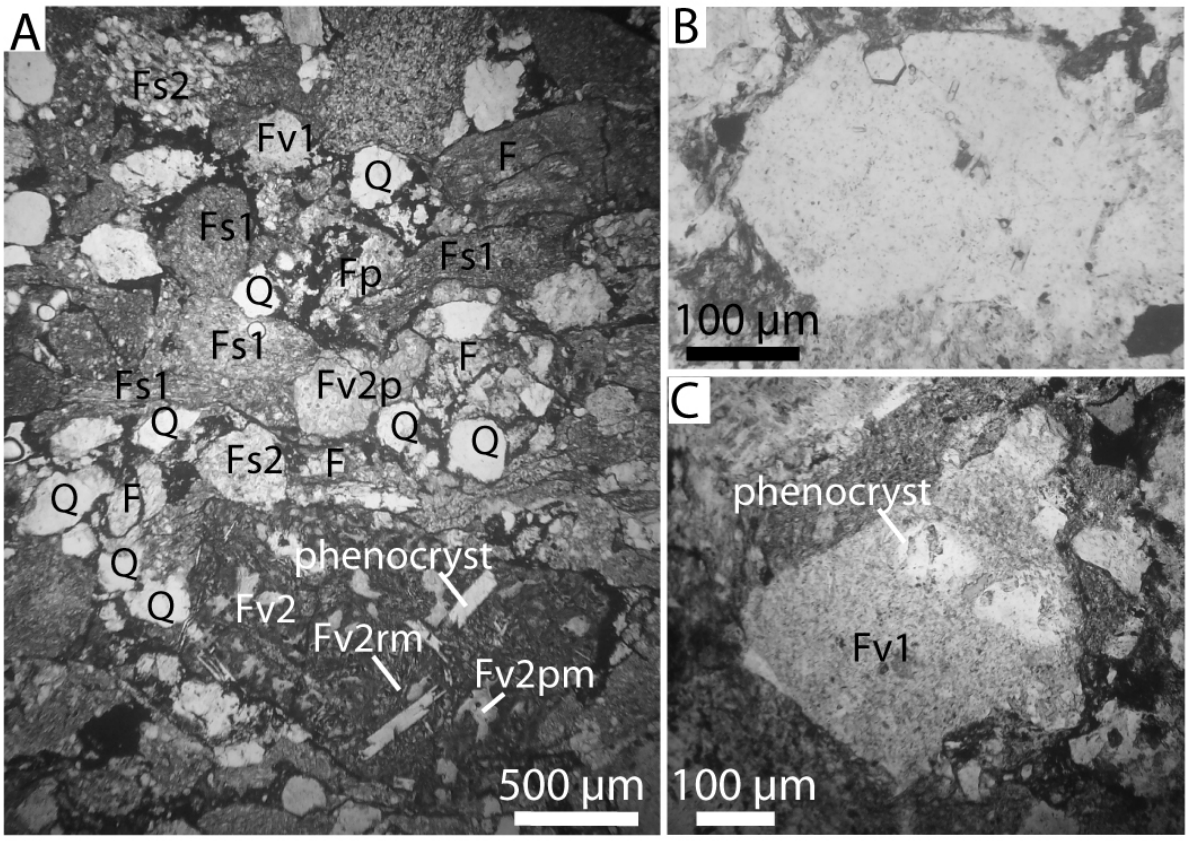
The sandstone petrography was studied in samples from the Châteaupanne, Petit-Fourneau and Orchère quarries (loc. 3, 4 and 16, respectively, in fig. IVa-2; tabl. IVa-1). Microscopic observations were completed by electron microprobe analyses (Microsonde Ouest, Brest, France, Cameca SX 100) using a defocused beam (spot diameter of 20 µm), according to the method described by Dabard *et al.* [1994]. Only analyses yielding oxide sums higher than 90 % were considered.

The sandstones of the Sainte-Anne Fm are poorly sorted, with poorly-rounded grains and particle size varying between 50 µm and 3 to 5 mm in a single sample (fig. IVa-4A, tabl. IVa-2). The compression of lithic fragments (argilites) contributes to form a pseudomatrix [sensu Dickinson, 1970; Pettijohn *et al.,* 1972].

Quartz grains (15 to 35 %, tabl. IVa-2) are mainly monocrystalline with two distinctive populations: one population composed of well-rounded grains and a second one comprised of angular grains with sharp boundaries. Some euhedral quartz grains which frequently contain acicular apatite inclusions are also present (fig. IVa-4B). According to Capdevila (1967), such inclusions imply rapid cooling, in agreement with a volcanic origin. Polycrystalline quartz grains are mainly micro- to crypto-crystalline grains, sometimes with a black to grey coloration.

Feldspars (10 to 25%, tabl. IVa-2) are poorly-rounded, often euhedral or elongated stick-shaped. Acicular apatite inclusions are frequently observed. Most of the feldspars are untwinned, but some grains display Carlsbad, microcline and more frequently, multiple twins. Optical characteristics of the plagioclases are typical of albite to andesine [Michel-Lévy method, in Roubault, 1963]. The electron microprobe analyses on feldspars (tabl. IVa-3) display albitic compositions, suggesting a pervasive secondary albitisation.

Large amounts of **lithic fragments** (40 to 75%, tabl. IVa-2) are present and six populations have been distinguished. A first population (Fs1) contains rock fragments constituted by small sized (from a few microns to around ten microns) minerals, that were primarily phyllitic. The electron micropobe analyses on these fragments show that they are principally comprised of illite, muscovite, chlorite, and eventually albite (tabl. IVa-4, fig. IVa-5A). Such fragments are probably siltite and argilite fragments. They are either rounded, elongated on the bedding plane or squashed between the other particles. Some of them may be of intraformational origin (i.e. mud chips). A second population (Fv1) is comprised of lithic fragments with microcrystalline textures that contain phyllitic minerals, phenocrysts of quartz and/or feldspars, and, more rarely, some spherolites (fig. IVa-4C).



Q: quartz, F: feldspar, Fs1 : argilite rock fragment, Fs2: sandstone rock fragment; Fv1: microcristalline volcanic rock fragment; Fv2 : microlitic volcanic rock fragment with microlit-rich (Fv2rm) and microlit-poor (FV2pm) zones

FIG. IVa-4. – Petrological caracteristics of the Sainte-Anne Fm, PPL. (A) General view, showing a volcanic fragment with a microlitic texture in the bottom, sample O8 (loc. 16, tabl. IVa-1). (B) Euhedral quartz with apatite inclusions, sample P2 (loc. 4, tabl. IVa-1). (C) Volcanic fragment with a microcrystalline texture and phenocrysts, sample C7 (loc 3, tabl. IVa-1).
FIG. IVa-4. – (A) Vue générale, fragment volcanique à texture microlithique en bas à droite, LPNA. (B) Quartz automorphe avec des inclusions d'apatite, LPNA. (C) Fragment volcanique à texture microcristalline et phénocristaux.

Sample	C6	C7	P2	P4	O1	O2	O3	O4	O5	O6	O8
Elements dimensions (mm)											
max	0,4	0,75	0,5	0,2	0,4	0,5	0,6	3	0,5	5	3
min	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
mean	0,1	0,2	0,2	0,1	0,15	0,15	0,3	0,75	0,2	0,75	0,75
Quartz (%)											
Qm+Qp	30	25	30	35	35	30	25	15	30	20	15
Qm	25	20	25	30	30	25	20	10	25	15	10
Qp	5	5	5	< 5	5	5	5	5	5	5	5
Feldspars (%)											
	20	25	25	20	25	20	20	15	20	10	10
Rock Fragments (%)											
total	50	50	45	45	40	50	55	70	50	70	75
Fs	30	30	25	25	20	30	35	50	30	45	50
Fs1	20	25	> 20	< 25	20	25	25	35	25	35	40
Fs2	10	5	< 5	< 5	<5	5	10	15	5	10	10
Fv	> 15	> 15	15	15	15	>15	20	15	> 15	> 15	20
Fv1	> 5	> 5	< 10	> 5	< 10	> 5	10	> 5	> 5	5	10
Fv2	< 10	< 10	> 5	< 10	> 5	> 10	10	< 10	< 10	10	10
Fp + Fm	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	5	< 5	5	5
Accessory minerals											
Org. Mat.	+ -	+ -	+ +	+	+ -	+ -	+ -	+ -	+ -	+ -	+ -
Oxydes	+ -	+ -	+ +	+	+ -	+ -	+	+ -	++	+	+ +
Micas	+ -	+ -	+ +	+ -	+	+ -	+ -	+ -	+	+ -	+ -
Heavy	+	+	+ -	+ +	+ -	+ +	+ -	+ -	+ -	+ -	+ +

Qm : monocrystalline quartz, Qp: polycrystalline quartz, Fs: sedimentary rock fragment, Fs1: argilite or siltite fragment, Fs2: sandstone fragment, Fv: volcanic rock fragment, Fv1: microcrystalline texture, Fv2 : microlitic texture, Fp: plutonic rock fragment, Fm: metamorphic rock fragment, Org. Mat.: Organic matter

TABLE. IVa-2. – Semi-quantitative composition of the studied samples. Châteaupanne quarry (C6, C7) (loc. 3, Tabl. 1); Petit Fourneau quarry (P2, P4) (loc. 4, tabl. 1); Orchère locality (O1 to O8) (loc. 16, tabl. 1).

TABL. IVa-2. – Composition semi-quantitative des éléments figurés.

Type	Un-twinned feldspars (5 analyses)		Albite twinned feldspars (5 analyses)		Potassic feldspars (5 analyses)		Feldspars in Fv2 (5 analyses)	
	mean	σ	mean	σ	mean	σ	mean	σ
SiO2	68,66	0,30	68,68	0,25	68,53	0,81	68,29	0,60
Al2O3	20,02	0,11	19,92	0,20	20,14	0,34	20,04	0,27
FeO	0,06	0,04	0,08	0,02	0,11	0,12	0,21	0,14
MnO	0,03	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
MgO	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
CaO	0,18	0,11	0,22	0,23	0,22	0,10	0,37	0,25
Na2O	11,61	0,13	11,51	0,17	11,51	0,51	11,40	0,12
K2O	0,05	0,03	0,07	0,04	0,17	0,14	0,08	0,04
TiO2	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,03	0,01	0,01
P2O5	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Cr2O3	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,03	0,01	0,01
Total	100,64	0,24	100,53	0,25	100,77	0,70	100,42	0,10
Structural formula (8O)								
Si	2,980	0,006	2,984	0,010	2,973	0,015	2,973	0,020
Al	1,024	0,007	1,020	0,009	1,030	0,025	1,029	0,016
Fe	0,002	0,002	0,003	0,001	0,004	0,005	0,007	0,005
Mn	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001
Mg	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001
Ca	0,008	0,005	0,010	0,011	0,010	0,005	0,017	0,012
Na	0,977	0,011	0,970	0,015	0,968	0,036	0,962	0,009
K	0,003	0,002	0,004	0,002	0,010	0,008	0,004	0,002
Ti	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000
P	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Cr	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000
Total	4,997	0,006	4,992	0,007	4,998	0,013	4,995	0,012
XK	0,003	0,002	0,004	0,002	0,010	0,008	0,004	0,002
XNa	0,989	0,005	0,986	0,011	0,980	0,011	0,978	0,013
XCa	0,009	0,005	0,010	0,011	0,010	0,005	0,017	0,012

TABLE. IVa-3. – Average chemical compositions and structural formulae of feldspars.

TABL. IVa-3. – Compositions chimiques moyennes et formules structurales des feldspaths.

Type	Fs1 : argilite rock fragments (9 analyses)				Fv1 : microcrystalline volcanic fragments (19 analyses)			
	max	min	mean	σ	max	min	mean	σ
SiO2	56,56	47,93	51,83	3,53	98,73	72,43	88,77	7,75
Al2O3	25,02	16,91	20,86	3,01	15,20	0,40	5,47	4,30
FeO	8,83	1,87	5,79	2,34	3,01	0,08	1,34	0,91
MnO	0,19	0,00	0,06	0,06	0,07	0,00	0,02	0,02
MgO	2,76	0,52	1,79	0,74	1,01	0,01	0,46	0,30
CaO	0,36	0,12	0,20	0,08	0,34	0,01	0,10	0,07
Na2O	6,27	0,79	2,58	2,22	8,24	0,00	0,68	1,87
K2O	6,11	1,46	3,65	1,70	3,35	0,00	0,92	0,98
TiO2	2,22	0,23	0,97	0,78	2,37	0,00	0,29	0,56
P2O5	0,32	0,01	0,12	0,09	0,23	0,00	0,03	0,05
Cr2O3	0,06	0,00	0,02	0,02	0,06	0,00	0,01	0,02

Type	Fv2rm : microlitic volcanic fragments, microlits-rich zones (7 analyses)				Fv2pm : microlitic volcanic fragments, microlits-poor zones (7 analyses)			
	max	min	mean	σ	max	min	mean	σ
SiO2	63,92	43,15	56,28	7,43	39,05	30,17	33,71	2,81
Al2O3	20,22	18,48	19,18	0,64	21,22	15,67	19,18	1,80
FeO	13,76	0,82	5,48	4,98	24,27	17,54	21,26	2,33
MnO	0,08	0,00	0,05	0,03	0,14	0,02	0,08	0,04
MgO	5,29	0,25	1,75	1,86	10,48	5,11	7,58	1,87
CaO	0,92	0,14	0,37	0,27	1,44	0,69	1,02	0,25
Na2O	10,48	3,94	8,11	2,15	3,05	0,02	0,97	1,26
K2O	0,95	0,18	0,51	0,31	0,66	0,22	0,37	0,15
TiO2	3,21	0,00	0,63	1,16	0,20	0,00	0,08	0,07
P2O5	0,29	0,00	0,12	0,11	0,38	0,07	0,17	0,11
Cr2O3	0,05	0,00	0,01	0,02	0,13	0,01	0,04	0,04

TABLE. IVa-4. – Average chemical compositions of the argilite fragments (Fs1), volcanic fragments with a microcrystalline texture (Fv1), volcanic fragments with a microlitic texture in microlit-rich (Fv2rm) and microlit-poor zones (Fv2pm).
TABL. IVa-4. – Composition chimique moyenne de fragments lithiques argileux et volcaniques.

The chemical analyses of these fragments show high SiO_2 (70-98 %) and low ferromagnesian content (Fe_2O_3+MgO<4 %). The Na_2O+K_2O content ranges between 0 and 8%. In these fragments, the bulk chemistry (tabl. IVa-4, fig. IVa-5B) is comparable to that observed in the groundmass from volcanic rocks of acidic composition [Dabard *et al.*, 1994]. Such an origin is in agreement with the occurrence of quartz and feldspar phenocrysts. A third population of lithic fragments (Fv2) is characterised by a greenish to brownish chloritic matrix containing variable amounts of feldspar microlites and phenocrysts (fig. IVa-4A). Some spherolites are sometimes present in microlite-poor domains. These fragments (tabl. IVa-4) have low silica (<65%) and high alcaline (Na_2O+K_2O up to 11%) and ferromagnesian (Fe_2O_3+MgO up to 30 %) contents. The bulk chemistry of these fragments (fig. IVa-5B) is similar to the mesostase of volcanic rocks of intermediate and basic composition [Dabard *et*

al., 1994]. Other lithic fragments are composed of minerals with larger dimensions (> 100 µm) including quartz, feldspar, micas and sometimes a chloritic matrix. They compound the three last lithic fragment populations that have been distinguished. In the fourth population (Fs2), the rock fragments do not show a prefered orientation and a chloritic matrix is present. These fragments could correspond to fragments of fine-grained sandstones. In the fifth population (Fm), the mineral shape fabric and the lack of a matrix suggest a metamorphic origin, such as micaschists or gneisses. Finally, the sixth population (Fp) is composed of a lithic fragment without a prefered orientation or a chloritic matrix, which could have a plutonic origin.

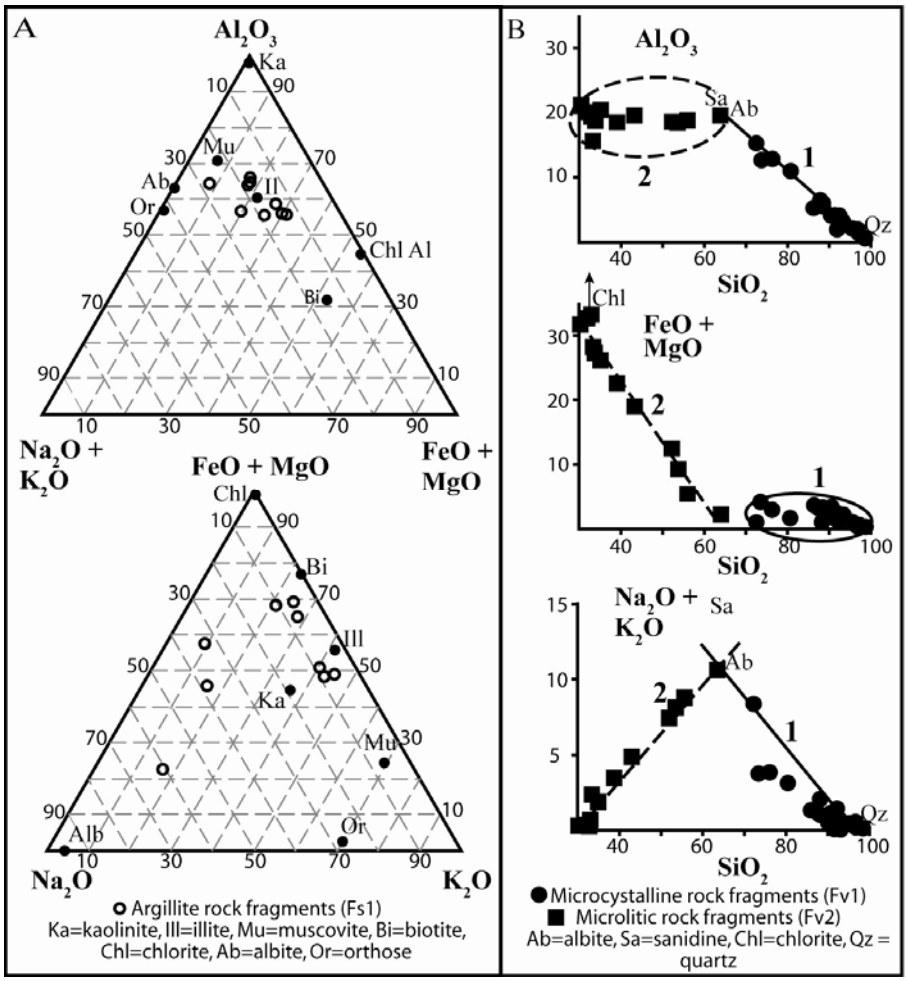


FIG. IVa-5. – (A) Bulk chemistry of the argilite fragments (Fs1). (B) Bulk chemistry of the microcrystalline (Fv1) and microlitic (Fv2) fragments. Data are summarised in table IVa-4.
FIG. IVa-5. – (A) Composition chimique des fragments argileux. (B) Composition chimique des fragments lithiques volcaniques.

Other components of the sandstones include chlorite, detrital mica grains and a large amount of organic matter. **Heavy minerals**, mainly Ti-bearing minerals (rutile, leucoxene) and some zircons, are widespread in the rock or are accumulated in the laminae. Finally, samples from the Châteaupanne (C6, C7) and the Petit-Fourneau (P2, P4) quarries contain **calcite**, as veins or secondary crystals in the matrix.

In summary, the petrographic study enables the recognition of mainly sedimentary (Fs: 45 to 75%; well-rouded quartz) and volcanic (Fv: 15 to 20 %; euhedral quartz; felspars) source regions contributing to the clastic supply for the sandstones from the Sainte-Anne Fm. A low contribution of plutonic and metamorphic sources is inferred for some of the polycristalline quartz grains (<5 to 5%) and some of the lithic fragments (Fp, Fm: <5 to 5%). In the classification of Folk (1980), the Sainte-Anne sandstones plot in the litharenite and feldspathic litharenite domains (fig. IVa-6).

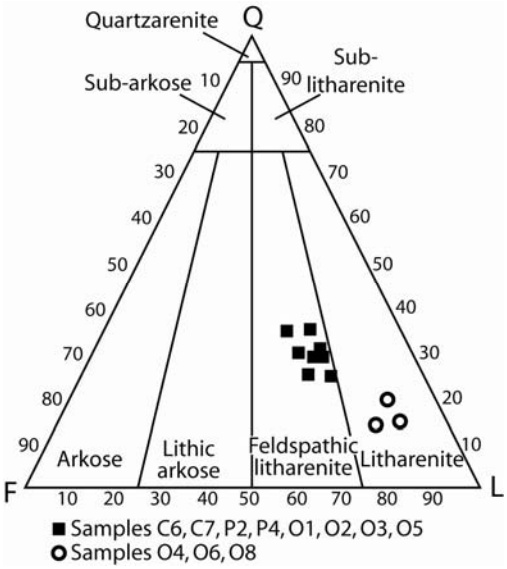


FIG. IVa-6. – Sandstone from the Sainte-Anne Fm in the classification of detrital rocks (modified after Folk, [1980]), (samples described in table IVa-2).
FIG. IVa-6. – Echantillons de la Fm de Sainte-Anne dans la classification des grès.

Sedimentology of the Sainte-Anne Formation

Facies description

The Sainte-Anne Fm is composed of an alternation between massive sandstone beds, whose thickness ranges from a few centimeters to a few decimeters, and of heterolithic beds with intercalations of argilites, siltites and medium- to fine-grained sandstones, whose thickness ranges from a few millimeters to a few centimeters (fig. IVa-7A). The thickness of the Sainte-Anne Fm may reach several tens of metres, but outcrop conditions do not allow continuous observations for more than 10 metres. Sandstone strata show a great lateral continuity without channeling form.

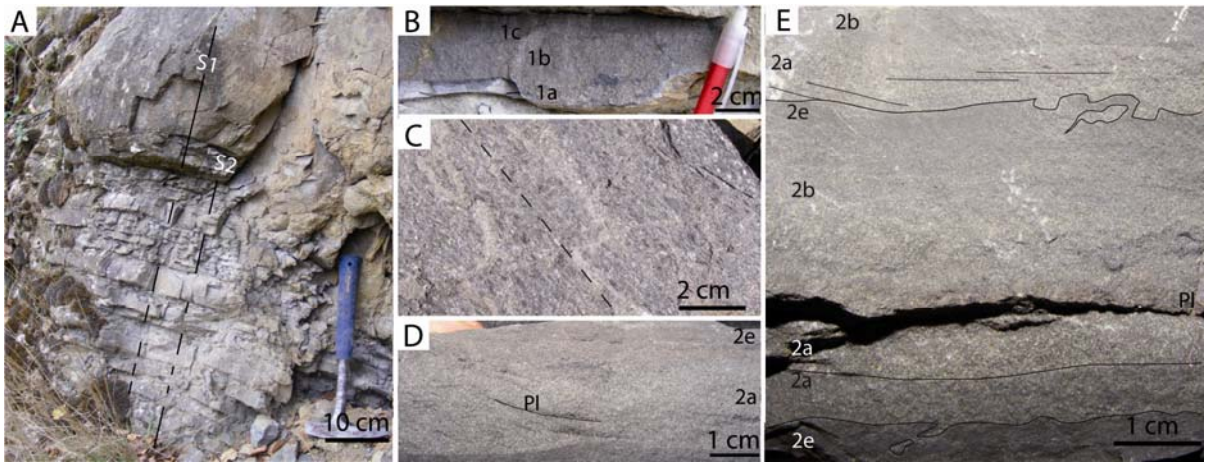


FIG. IVa-7. – Main facies in the Sainte-Anne Fm. (A) Alternating homolithic and heterolithic sequences (loc. 4, tabl. IVa-1). (B) Type 1-1 sequence with a gutter at the bottom (loc. 4, tabl. IVa-1). (C) Planar accumulation of oriented mud chips (loc. 4, tabl. IVa-1). (D) Type 2 sequence showing a 2b interval with climbing ripples underlined by plant fragments (loc. 4, tabl. IVa-1). (E) Type 2-1 sequences: note load-cast and cross-laminations in the 2a interval of the upper sequence (loc. 3, tabl. IVa-1).

FIG. IVa-7. – Principaux faciès de la Fm de Sainte-Anne. (A) Alternance de séquences homolithiques et hétérolitiques. (B) Séquence-type 1-1 avec une gouttière à la base. (C) Plan d'accumulation de galets mous orientés. (D) Séquence-type 2 avec des rides chevauchantes soulignées par des débris de plantes. (E) Séquences-type 2-1 avec des figures de charge et des rides obliques dans l'intervalle 2a de la séquence supérieure.

Two types of sequences are distinguished (fig. IVa-8). Type-1 sequences correspond to massive, homolithic, fining-up sandstone beds commonly with an erosive base and gutters (fig. IVa-7B). They are composed of several layers (tabl. IVa-5). Type-1 sequences are often complete (S1-1, fig. IVa-8), but some layers can be absent (S1-3, fig. IVa-8). Type-2 sequences are thin (< 5 cm), heterolithic and present a high variability, especially for the

argilite/sandstone ratio. They are composed of several layers (tabl. IVa-4). Two exemples for such sequences showing the high variability of type-2 sequences are examplified in Figure IVa-8 (S2-2 and S2-5).

Systematic measurements of palaeocurrents on unidirectionnal ripples in the Châteaupanne quarry were performed in order to determine the provenance of the sediments (fig. IVa-9). The data show a major trend to the NNW and a minor trend to the NE. A south to the north direction of the palaeocurrents can be inferred.

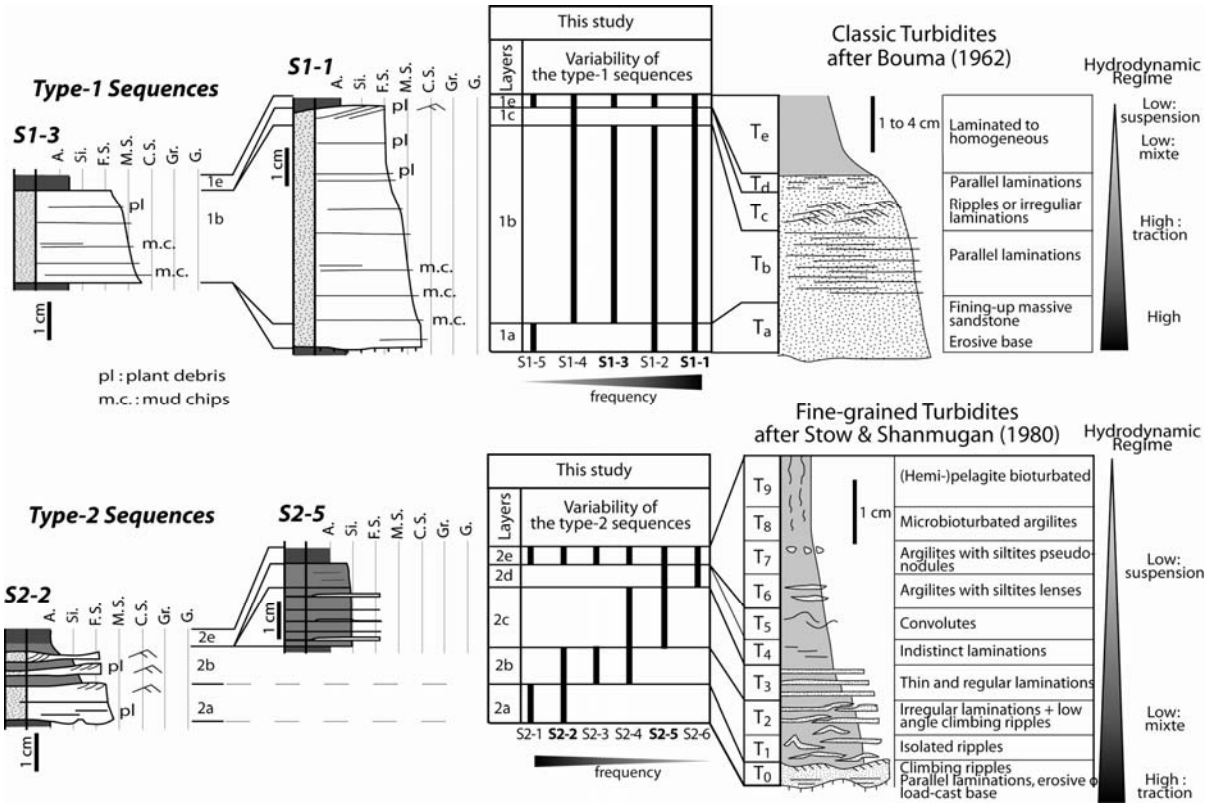


FIG. IVa-8. – Examples of sequences observed in the Sainte-Anne Fm and their interpretation with the models of Bouma [1962] for the classic turbidites, and of Stow & Shanmugan [1980] for the fine-grained turbidites. The relative variability of the sequences and their frequency are presented for each observed sequences.

FIG. IVa-8. – Séquences-types observées dans la Fm de Sainte-Anne et leur interprétation à partir des modèles de Bouma [1962] et de Stow & Shanmugam [1980].

Type-1 sequences				
L	**Lithology**	**Size**	**Sedimentary structures**	**Hydro dynamic regime**
1e	Argilites	mm to cm		suspension
1c	Medium- to fine-grained sandstones	mm to cm	Ripples underlined by pieces of plants	mixed : traction / suspension
1b	Coarse- to medium-grained sandstones	cm to dm	Coarser parallel laminations underlined by oriented mud chips (Fig. 7C) or by accumulations of pieces of plants.	traction
1a	Coarse-grained sandstones	cm to dm	Fining upward bedding. Erosive bases sometines underlined by gutters (Fig. 7B). Occurrences of mud chips	traction

Type-2 sequences				
L	**Lithology**	**Size**	**Sedimentary structures**	**Hydro dynamic regime**
2e	Argilites	mm to cm	Argilites with silt lenses or nodules	suspension
2d	Siltites	mm to cm	Rare lamination	suspension
2c	Fine-grained sandstones to siltite	mm to cm	Sandstones laminations in siltites	suspension
2b	Medium-grained sandstones to siltites	mm to cm	Lenticular or isolated ripples of sandstones intercalated in sitites	mixed : traction / suspension
2a	Medium- to fine-grained sandstones	cm	Ripples underlined by pieces of plants	mixed : traction / suspension
			Planar lamination Erosive or load-cast bases	traction

TABLE. IVa-5. – Description of the layers observed for each sequence.
TABL. IVa-5. – Description des niveaux observés pour chaque sequence.

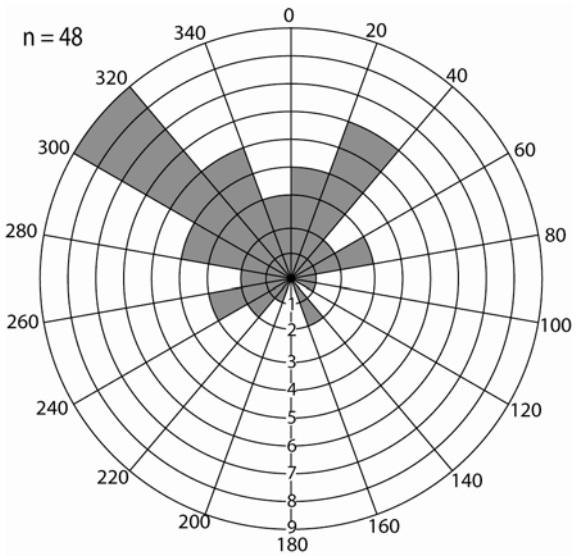


FIG. IVa-9. - Palaeocurrents obtained on unidirectional ripples (Châteaupanne quarry).
FIG. IVa-9. - Mesures de paléocourants sur les rides unidirectionnelles.

Interpretation

The occurrence of erosive bases and graded bedding, the internal organisation of the sequences with a specific succession of sedimentary structures and the lack of channels, all suggest that density currents could be the dominant sedimentation mechanism of the Sainte-Anne Fm (fig. IVa-8).

The layers described for the type-1 sequences can be adequately compared with the terms defined by Bouma [1962] and correspond to the terms Ta to Te of the Bouma Sequence (fig. IVa-8). They attest to the deposition of the coarser particles during the transit of the gravity current, mainly in traction conditions. These sequences are thus interpreted as the more energetic amongst the outlined sequences. The layers described for the type-2 sequences can be correlated with the terms defined by Stow & Shanmugam [1980] for the fine-grained turbidites (fig. IVa-8). Sequences 2-2 can be assigned to the more hydrodynamic events of the fine-grained turbidites or to the less hydrodynamic events of the classic turbidites (terms Tc-Td-Te of the Bouma Sequence) [Pickering *et al.,* 1989]. Sequences 2-5 are interpreted as the less hydrodynamic events of the fine-grained turbidites. The variability of the hydrodynamic conditions can be interpreted in terms of proximality and distality along a depositional profile. As an example, sequences 1-2 are more proximal than sequences 2-6.

FLORA OF THE SAINTE-ANNE FORMATION

The study of Devonian plants from the Sainte-Anne Fm started with Bureau *et al.* [1908] when they named the deposits in which they discovered fossil plants as "Sainte-Anne sandstone with *Psilophyton princeps* Dawson". In these deposits, Bureau *et al.* [1910] and Bureau [1911, 1913] reported the occurrence of *P. princeps* (Châteaupanne quarry, Le Petit Fourneau, La Maison-Neuve, Sainte-Anne quarry), *Bornia transitionis* Roemer (Sainte-Anne quarry) and *Lepidodendron gaspianum* Dawson (Le Fourneau Neuf, Chaudefonds). Carpentier [1920] attributed the plants he collected (Sainte-Anne quarry) to *Psilophyton* Dawson, *P. princeps* Daw. and *P. spinosum* Potonié & Bernard. Later, he suggested that those fragments could be related to *Asteroxylon elberfeldense* Krausel & Weyland [Carpentier, 1927]. He also reported the occurrence of *Hostimella* sp. Lang (Châteaupanne) and *Asteroxylon elberfeldense* Kr. and W. (Châteaupanne and Saint-Charles quarry) [Carpentier, 1928, 1931]. Finally, Couffon [1909; 1934] listed the plants studied by these authors.

The aim of our study is the revision of this flora and the description of new samples collected from the Sainte-Anne Formation (our specimens and a few samples coming from collections in the Natural History Museum in Angers) (tabl. IVa-6). Additional information obtained by palynological analyses will be briefly summarised.

	Old floristic list	New floristic list
Tracheophyte incertae sedis	*Hostimella sp.* (Carpentier coll., Lille)	*Hostimella sp.*
Lycophyte incertae sedis	*Asteroxylon elberfeldense* (Carpentier coll., Lille)	?
Lycopsid	*Lepidodendron gaspianum* (Bureau coll., Nantes)	Lycopsid (genus and species undetermined) + one microphyll (Strullu-Derrien coll., Angers)
Zosterophyllopsid		Zosterophyllopsid? (Museum coll., Angers)
Psilophyton	*Psilophyton princeps, P. robustius, P. elegans, P. spinosum (Bureau coll., Nantes)*	Cf *Psilophyton* (Strullu-Derrien coll., Angers and Museum coll., Angers)
?	*Bornia transitionis* (no specimen)	absent

TABLE. IVa-6. – Systematic revision of the flora of the Sainte-Anne Fm.
TABL. IVa-6. – *Révision de la flore de la Fm de Sainte-Anne.*

Previously described flora from the Sainte-Anne Formation

The flora previously described by Bureau *et al.* [1908; 1910], Bureau [1911; 1913] and Carpentier [1920; 1927] had to be revised according to what is currently known about Devonian plants. Presently, the specimens belonging to the Bureau collection are housed in the Natural History Museum in Nantes and those from the Carpentier collection are kept at the Catholic University in Lille.

Hostimella

Today, the genus *Hostimella* represents a catchall genus for naked dichotomous axes of unknown affinities from the Devonian age. These axes were collected from the Sainte-Anne Fm and were named *Hostimella* sp. Lang by Carpentier [1927]; they were associated with *Asteroxylon elberfeldense*. *Hostimella* has sometimes been considered as isolated branching fragments of *Margophyton (= Psilophyton) goldschmidtii*, now believed to be a Lower Devonian member of the *Zosterophyllopsida* [Zakharova, 1981]. Kräusel & Weyland [1926] considered *Hostimella hostimensis* Pot. & Bern. as the naked terminal parts of *Asteroxylon elberfeldense* but this point of view was discussed by Fairon-Demaret [1967].

Asteroxylon elberfeldense

Carpentier [1927, 1928 and 1931] reported the occurrence of *Asteroxylon elberfeldense* Kräusel & Weyland 1926 in the Sainte-Anne Fm. The specimens illustrated by Carpentier [1920, Pl. I, fig. 1 to 11; 1928, Pl. I, fig 2 and 3; 1931, Pl. I, fig. 3 to 16] compare well with those of Kräusel & Weyland [1926, Pl. 3 and 5]. However, Carpentier did not observe the essential diagnostic characters of *Asteroxylon*, namely scale-like enations, caulinary sporangia and a distinctive lobed stellate xylem strand.

Lepidodendron gaspianum

Lepidodendron gaspianum was the first plant collected by Bureau [1911]. Its name has been replaced by *Drepanophycus gaspianus* by Stockmans [1940].

Psilophyton

Bureau *et al.* [1908; 1910], Bureau [1911; 1913], Carpentier [1920], Couffon [1909; 1934] reported the occurrence of various species of the genus *Psilophyton* (*P. princeps*, *P robustius*, and *P. spinosum*). These plants were not well-known at that time. Dawson erected the genus *Psilophyton* in 1859 for Devonian plants from the Gaspé Peninsula (Canada) that resembled modern *Psilotum*. He published the first complete description of the type-species *P. princeps* in 1871. Nowadays, the concept of *Psilophyton* is better defined.

1. *P. princeps* is the name applied to plants that have spiny axes with clusters of fusiform sporangia at the end of lateral axes. The specimens with spiny axes showing globose and caulinary sporangia, originally described by Dawson as *P. princeps* var. *ornatum*, are referred to as *Sawdonia ornata* [Hueber, 1971].

2. *P. robustius* was originally described by Dawson [1871]. This species has been transferred to the genus *Trimerophyton* [Hopping, 1956]. The main stem of this plant is approximately 1.0 cm wide and bears numerous helically arranged, trichotomous lateral branches.

3. *P. spinosum* was first described as an alga by Stur [1882]. Potonié & Bernard [1904] placed it in *Psilophyton* because of the occurrence of a central strand and emergences on the axes. *P. spinosum* has to be revised.

In summary, the plants from the Sainte-Anne Fm previously attributed to the genus *Psilophyton* are vegetative axes without anatomical detail. It is therefore impossible to confirm that they belong to the genus *Psilophyton*.

Bornia transitionis

Bureau [1913] reported that a diagnosis had not really been given for *Bornia transitionis* Roemer, but rather only complementary characters for the genus. *Bornia transitionis* gathered plants in which the specimens exhibit similar stems and leaves. Bureau provided numerous synonyms for this species (e.g. *B. scorbiculatus, B. radiata, Calamites scorbiculatus, C. radiatus, C. transitionis, Archaeocalamites radiatus, A. scorbiculatus*) and considered that this plant was well represented with fertile organs in the Culm (Frasno-Dinantian) deposits from the Anjou area. From the Sainte-Anne Fm, Bureau *et al.* [1910] reported that thin filaments assimilated to leaves were attached to an axis portion and described them as *Bornia transitionis*. There are no specimens available (only citations in Bureau *et al*, 1910 and Bureau, 1911) and because there are no illustrations of the fertile organs, it is impossible to suggest a name for this specimen. *Bornia transitionis* is a name that is not currently used.

New study of the flora from the Sainte-Anne Formation

We collected samples from the Sainte-Anne and the Châteaupanne quarries. The most important part of the Sainte-Anne quarry is now flooded; only a small outcrop is accessible. In the Châteaupanne quarry, the Sainte-Anne Formation outcrops in many places, but the material is badly preserved. Our specimens are housed at the University of Angers (Strullu-Derrien collection). Several samples from the collections of the Natural History Museum in Angers were also examined.

Several classifications have been suggested for early vascular plants; first by Banks [1968, 1975 and 1992], and more recently, by Kenrick & Crane [1997] based on a cladistic analysis. The phylogenetic tree presented here (fig. IVa-10) is a compilation of recent data [Kenrick & Crane, 1997; Pryer *et al.,* 2001; Gerrienne *et al.,* 2006; Hilton & Bateman, 2006; Gerrienne, 2008]. The description of the flora from the Sainte-Anne Formation is presented within the framework of this phylogenetic analysis. In the Sainte-Anne Fm, plants occurring in sandstones are usually floated specimens preserved as compressions /adpressions (fig. IVa-11A).Our study shows the occurrence of plants belonging to three clades (fig. IVa-10). A comparison between the two flora is presented in tabl. IVa-6.

Hostimella

The occurrence of *Hostimella* is confirmed in the flora from the Sainte-Anne Fm. However,

its presence is not significant, as such naked dichotomous axes may belong to a wide range of Lower Devonian plants.

Lycopsid and detached microphyll

Several axes ranging from 2.5 to 3 mm in diameter and showing a pattern of helically arranged fusiform scars were found in the sandstones. Those axes bear some resemblance to the *Drepanophycus (Lepidodendron) gaspianus* specimens drawn by Bureau [1911, fig. 2, Pl. 1 and 1913, fig. 2, Pl. I bis]. They also compare well with early Lycophytes such as *Asteroxylon* [Fairon-Demaret, 1967] or *Haskinsia* [Fairon-Demaret, 1981; Berry & Edwards, 1996]. Decorticated stems of *Leclercqia* [Berry, 1994; Meyer-Berthaud *et al.*, 2003; Gensel & Kasper, 2005], a late Lower to Middle Devonian lycopsid genus, may also show a comparable pattern of helically disposed fusiform leaf scars (Gensel, comm. pers.). Similarities among early Lycophytes axes in compressions/adpressions are numerous, with the result that it is frequently impossible to distinguish one partially preserved specimen from another [Bonamo *et al.*, 1988]. When the leaves are not preserved, as it is the case here, identification of the genus is difficult (compare Figure IVa-11 B1 and B2 of this work to figure 45 on page 233 in Bonamo *et al.,* 1988).

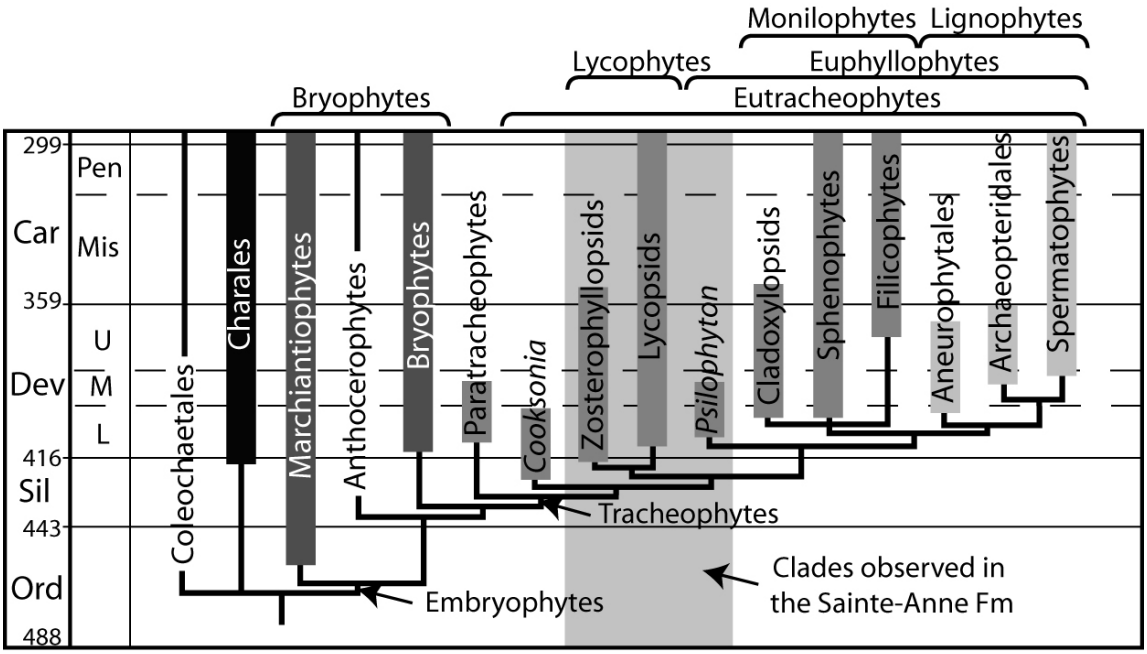


FIG. IVa-10. - Simplified phylogenetic tree of the embryophytes. Thick bars show the stratigraphic extension attested by the fossil record.
FIG. IVa-10. – Classification phylogénétique simplifiée des embryophytes montrant leur extension stratigraphique.

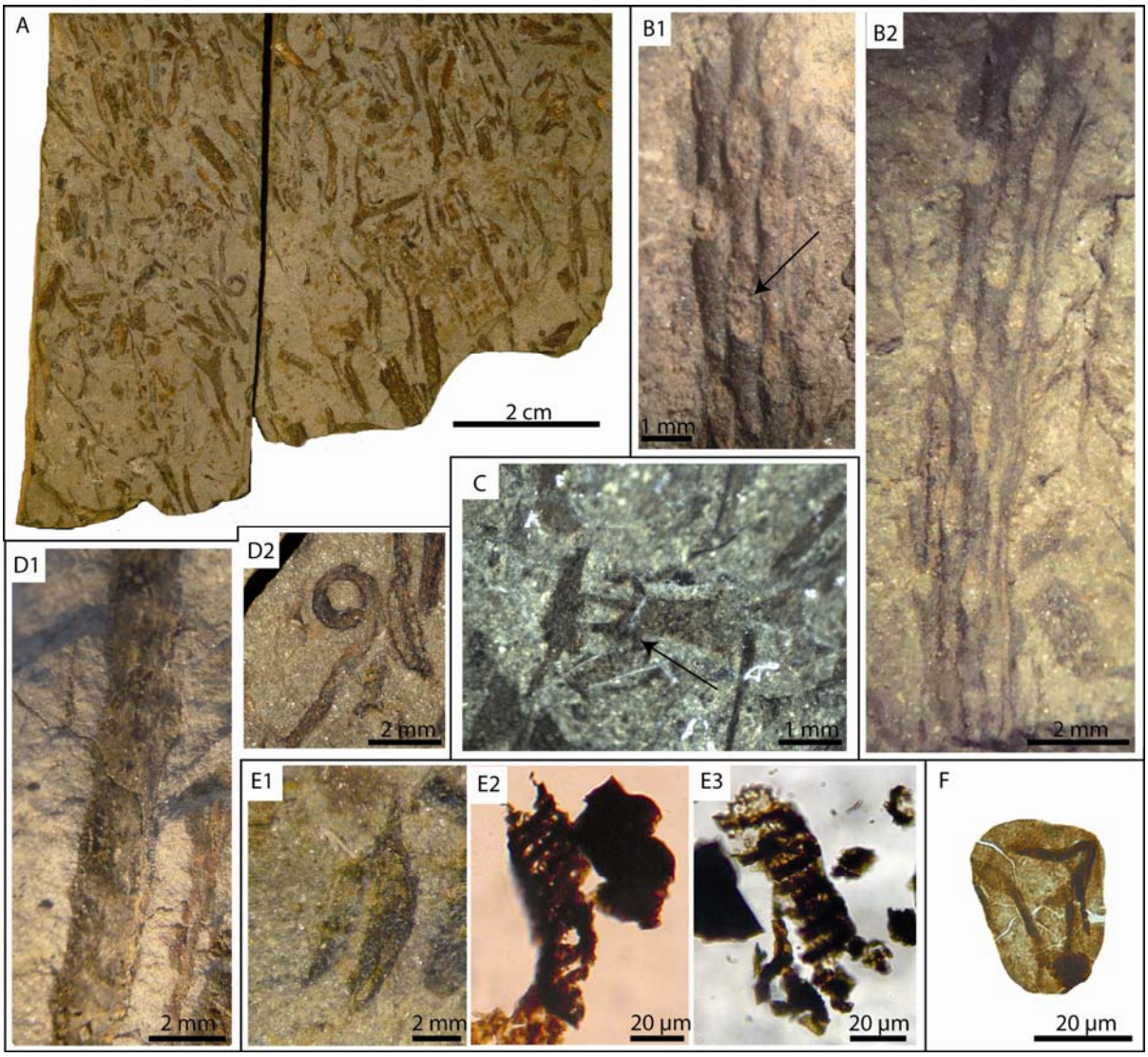


FIG. IVa-11. – (A) Sample from the Sainte-Anne Fm showing pieces of plants (loc. 8, tabl. IVa-1); Natural History Museum collection, Angers. (B) Part (B2) and counter-part (B1) of a decorticated stem of a Lycopsid (loc. 8, tabl. IVa-1). Each fusiform pattern (arrow) corresponds to the attachment of a microphyll; C. Strullu-Derrien collection, University of Angers. (C) Structure of the microphyll-type that seems to fork into four segments: 3 complete segments and only a part of the fourth segment (arrow) are visible on the figure (loc. 3, tabl. IVa-1); C. Strullu-Derrien collection, University of Angers. (D) Zosterophyllopsid (?) (loc. 8, tabl. IVa-1). Axis with trichomes (D1); circinate tip of an axis showing small trichomes (D2); Natural History Museum collection, Angers. (E1) Two pairs of fusiform sporangia (loc. 8, tabl. IVa-1); Natural History Museum collection, Angers. (E2, E3) pieces of probably P-type tracheids (loc. 3, tabl. IVa-1); C. Strullu-Derrien collection, University of Angers. (F) . Spore: Apiculiretusispora plicata (loc. 8, tabl. IVa-1); C. Strullu-Derrien collection, University of Angers.

FIG. IVa-11. – (A) Niveau à plantes de la Fm de Sainte-Anne. (B) Empreinte (B2) et contre-empreinte (B1) d'une tige décortiquée de Lycopside. (C) Structure de type microphylle dont l'extrémité semble se diviser en quatre segments : 3 complets et une partie du 4ème (flèche). (D) Zostérophyllopside (?) (D1) Axe porteur de trichomes ; D2) Extrémité circinée d'un axe portant de petits trichomes. (E1) Deux paires de sporanges fusiformes ; (E2, E3) Fragments de trachéides probablement de type P. (F) .Spore : Apiculiretusispora plicata.

A dispersed microphyll-like structure was collected in the Châteaupanne quarry (fig. IVa-11C). The structure seems to fork into four segments (three complete segments and only a part of the fourth segment (arrow) are visible on the figure). The leaves of several *Estinnophyton* species (early Sphenophyte?) [Fairon-Demaret, 1979; Hao *et al.,* 2004] are known to bifurcate twice and hence, to have 4 segments, but these are longer than the segments of the leaf-like structure from Châteaupanne. The latter can be compared with the microphylls of *Colpodexylon* [Banks, 1944; Berry & Edwards, 1995] which fork into three segments, and to those of *Leclercqia* [Banks *et al.*, 1972; Meyer-Berthaud *et al.*, 2003; Gensel & Kasper, 2005], which show five segments.

Zosterophyllopsid?

Among our specimens, several pieces bear trichomes (fig. IVa-11 D1) and circinate vernation (fig. IVa-11 D2) is observed at the tip of the spiny axes. These characters are found in certain Zosterophyllopsids such as *Sawdonia ornata* [Hueber, 1971; Rayner, 1983] or *Odonax borealis* [Gerrienne, 1996], among other species.

Cf Psilophyton

Figure IVa-11 E1 illustrates two pairs of fusiform sporangia that are twisted around each other in each pair. This type of sporangia is characteristic of the genus *Psilophyton* [Gerrienne, 1997a] and is consistent with the presence of numerous anisotomously branched axes (from 0.8 to 8 mm in diameter). Some of these axes are devoid of emergences and show longitudinal ribs; a character found, among others, in *P. forbesii* [Andrews *et al.,* 1968; Gensel, 1979; Gerrienne, 1997b]. Moreover, fragments of tracheids were found in palynological slides. These tracheids show scalariform pittings and pitlets in the sheet between two successive thickening bars (fig. IVa-11 E2 and E3). They closely resemble P-type tracheids [Kenrick & Crane, 1997], which are characteristic of the genus *Psilophyton*. However, these fragments are not well preserved and could also correspond to G-type tracheids (found in early Lycophytes). Nevertheless, it seems plausible that *Psilophyton* is represented in the Sainte-Anne Fm, perhaps by the species *forbesii.* The distinction between *P. dawsonii* and *P. forbesii* discussed by Gerrienne [1997b] shows that differences between these two species are few and it is possible that they are synonymous.

Spores from the Sainte-Anne Formation

Palynological studies of the Sainte-Anne Fm were initiated by Moreau-Benoît [1974]. Two kinds of isolated spores have been found: *Leiotriletes* sp. in sandstones from the Saint-Charles quarry [Moreau-Benoît, 1974] and *Leiotriletes pyramidalis* from shales in the east of Chaudefonds [Moreau-Benoît & Dubreuil, 1987].

We observed the following taxa in several of the samples from the Châteaupanne and Sainte-Anne quarries: *Ambitisporites* sp., *Apiculiretusispora* sp., *Apiculiretusispora plicata* (fig. IVa-11 F), *Emphanisporites* sp. and *Retusotriletes* sp. Most of these spore taxa are known to be produced by Emsian plants, amongst others. For example, *Retusotriletes* sp. is produced by *Psilophyton princeps*, *P. dawsonii* [Edwards & Richardson, 1996] or *Sawdonia ornata* [Rayner, 1983]; the two genera *Retusotriletes* and *Apiculiretusispora* are found in the sporangia of either *Psilophyton parvulum* [Gerrienne, 1995] or *Renalia hueberi*, a plant from Gaspé (Canada) [Edwards & Richardson, 1996]. *Apiculiretusispora plicata* has been observed within the sporangia of *Psilophyton crenulatum* [Edwards & Richardson, 1996].

Acritarchs from the Sainte-Anne Formation

Moreau-Benoît [1974] reported a few acritarchs in the Sainte-Anne Fm from the Châteaupanne, Saint-Charles and l'Orchère quarries. *Veryhachium valiente* (Cramer) is the most abundant species and several *Veryhachium* sp. have also been found. She described a new species (*Synsphaeridium spinosum*) and reported the occurrence of *Synsphaeridium cf. sorediforme* (Timofeev), *?Ammonidium cf. alloiteaui* (Deunff), *Michrystridium ornatum* (Stockmans & Willière) and *Cymatiosphaera* sp.

In our study of samples from the Châteaupanne and Saint-Charles quarries, the observed assemblages are mainly composed of ubiquist forms: *Multiplicisphaeridium* spp., *Michrystridium* spp., *Veryhachium* spp., *Gorgonisphaeridium* sp., *Polygonium* spp., *Buedingisphaeridium* sp., as well as of Leiospheres. These forms are kept in open nomenclature because they are very simple, frequently broken and difficult to attribute to already described species.

AGE OF THE SAINTE-ANNE FORMATION

Three methods are used for estimating the age of the flora of the Sainte-Anne Fm.

1. Dating is suggested here according to the biostratigraphic method as proposed by Gerrienne & Streel [1994]. This method is based on a quantification of individual plant characters and not on a determination of whole fossils. When applied to the plant characters of the Sainte-Anne Fm, this method gives a biostratigraphic coefficient of 50. In the reference scale, the Emsian is characterised by biostratigraphic coefficients ranging from 45 to 55. Accordingly, we suggest an Emsian age for the Sainte-Anne Fm.

2. The spore assemblage found in the Sainte-Anne sandstones is similar to spore assemblages from Lower Devonian localities, as synthesised by Steemans [1989].

3. The acritarch species described by Moreau-Benoît [1974] are not stratigraphically discriminant. Some specimens presented as being close to Ordovician forms, such as *S.* cf. *sorediforme* described by Timofeev [1959] in the Baltic, need a revision. It is the same for ?*Ammonidium* cf. *alloiteaui,* because the illustration provided by Moreau-Benoît [1974, pl. 1, fig. 1] does not detail the occurrence of processes with palmate endings, which are characteristic of the genus. In our assemblages, not a single taxon allows us to provide a precise age. However, we have not found the characteristic forms of the Middle and Upper Devonian or the characteristic forms of the early Lower Devonian (Lochkovian) [Cramer, 1964; Deunff, 1980; Wicander, 1983; Loeblich & Wicander, 1976; Le Hérissé, 2002].

Therefore, an Emsian age can be suggested for the Sainte-Anne Fm based on the flora and of the acritarch association. This age is in agreement with the Emsian to early Eifelian age, inferred from the revision of the faunal content (brachiopods, crinoids) of the Sainte-Anne Fm (Ballèvre *et al.*, 2010, in press).

DEPOSITIONAL ENVIRONMENT

A marine sequence

The occurrence of marine fauna (brachiopods, crinoids) implies that the sandstones were deposited in a marine domain. The Sainte-Anne sandstones are immature, poorly-sorted and rich in plant debris, implying an important continental (detrital) contribution. A large amount of mud chips involve high energy currents reworking upstream shaly layers. These arguments

are in favour of a river drift, attributed to episodic floods, to the adjacent marine domain. The sandstones present the characteristics of gravity deposits, and no evidence for swell or tide influence has been observed. Moreover, neither mass-flow processes nor channeling forms have been observed, suggesting that the sandstones were deposited downslope, probably on the lobes. No indication allows us to precisely estimate either the bathymetry or the distance to the coast, as the density currents are able to transport sediments over large distances.

The palynomorphic assemblage is poorly diversified, generally implying proximal and shallow water depositional conditions [Butterfield & Chandler, 1992; Huysken *et al*, 1992]. As a consequence, it might have been reworked and deposited in a deeper and more distal environment by density currents. This could also explain why only isolated brachiopod valves and crinoid columnals are found in the sandstones.

Source of the terrigenous fraction

The Sainte-Anne sandstones are characterised by their compositional immaturity (i.e. a high proportion of feldspars and of lithic fragments) and by the large amount of angular fragments. This implies both moderate conditions of weathering and proximal sources. Moreover, the nature of the detrital elements indicates sedimentary and volcanic sources rather than metamorphic and plutonic sources, thus suggesting an erosion of predominantly upper crustal material. The metamorphic and/or plutonic fragments probably arise from the erosion of a Proterozoic basement,or the erosion of Variscan materials.

Sedimentary elements can arise from various source areas. Well-rounded quartz grains are described in Ordovician formations of the Châteaupanne Unit (Fresnes Fm [Blaise *et al.,* 1986; Wyns *et al.,* 1998]) and the Tombeau Leclerc Unit ("Pélites à fragments" [Blaise *et al.,* 1986; Piçarra *et al.,* 2002]). Such quartz grains are also present at the base of the Chalonnes Fm [Cavet *et al.,* 1970; 1971; Blaise *et al.,* 1986]. Siliceous microcrystalline rocks are known in the Proterozoic basement of the Mauges Unit [Wyns *et al.,* 1998] and in Silurian of the Tombeau Leclerc Unit [Philippot, 1950; Piçarra *et al.*, 2002].

Several sources can be suggested for the origin of the volcanic components. Firstly, acidic and basic volcanics of Silurian to Devonian age [Carpenter *et al.,* 1982] have been described north of the Sainte-Anne Fm, in the Saint-Georges-sur-Loire Unit (fig. IVa-1) [Arnaud, 1966; Pivette, 1978; Cartier & Faure, 2004]. However, a northern source for the volcanic components is highly unlikely, because palaeocurrents indicate a southern provenance for the detrital material (fig. IVa-9). Secondly, another volcanic sequence, of

Cambrian age, is located in the Choletais area, south of the Sainte-Anne Fm [Santallier, 1964; Thiéblemont *et al.,* 1987; 2001]. The volcanic fragments could derive from the erosion of these volcanics, in agreement with the palaeocurrent directions in the Sainte-Anne Fm (fig. IVa-9). Thirdly, a last possibility could be volcanic rocks that were erupted shortly before or during the deposition of the Sainte-Anne Fm. This hypothesis would be consistent with the interpretation of the Saint-Georges-sur-Loire Unit as a back-arc (i.e. marginal) basin due to a northward subduction [Arnaud, 1966; Pivette, 1978; Cartier & Faure, 2004]. However, one has to contend that such Lower Devonian magmas are not known, either as plutons or lavas in a nearby domain, or as distal fall-out interbedded within the Devonian sequences. This casts doubt on both the back-arc model for the Saint-Georges-sur-Loire basin and for these assumed volcanics as a potential source for the detrital material.

Although we favour the second hypothesis, further studies are needed to resolve the issue, especially on the age of the detrital minerals (muscovite, zircon) within the Sainte-Anne Sandstone.

DISCUSSION

The transition from the reefal carbonates of the Chalonnes Fm to the gravity flow deposits of the Sainte-Anne Fm has two implications at a regional scale.

The Chalonnes Fm was deposited at shallow depths, as indicated by the reefal build-ups. The sedimentation of the Sainte-Anne Fm at the front of a prograding delta, but at much greater depths, abruptly follows the reefal sedimentation, which suggests a sudden and large increase of the bathymetry. The latter could be due to an eustatic rise of the sea-level, resulting in a transgression from the Pragian-Emsian transition until the Frasnian [Johnson *et al.,* 1985; Haq & Schutter, 2008]. However, the sedimentation of the Sainte-Anne Fm implies that a large amount of detrital material of continental origin is made available, which is not easily reconcilable with a transgressive model. These arguments suggest that a relief has been created to the south of the study area coeval with an increase of the bathymetry. The increasing bathymetry may result from a locally- or regionally-controlled tectonic subsidence. In the present state of knowledge, a clear separation of the tectonic contribution from the eustatic contribution is not possible.

The immaturity of Sainte-Anne sandstones and the large amount of plant debris suggest a brief transport and hence the close presence of an uplifted land. Moreover, the

sandstones of the Sainte-Anne Fm are at best coarse-grained sandstones and conglomerates had never been found. This implies a smooth relief, considering the brief transport suggested above. The reworked fragments arise from the erosion of superficial sources (sedimentary and volcanic) and then imply a gentle incision, which has not yet affected (or only incidentally) the Proterozoic basement and/or already exhumed Variscan materials. As a consequence, the Sainte-Anne Fm records the birth of a gentle relief during the late Lower Devonian (fig. IVa-12).

The geodynamic context of the Variscan belt during the Lower to Middle Devonian is still unclear.

1. High pressure (i.e. eclogite-facies) metamorphism is recorded in the Variscan belt from 415 Ma to 408 Ma (la Borie eclogite [Ducrot *et al.*, 1983]; Marvejols tronhjemite [Pin & Lancelot, 1982]; La Bessenoits eclogite [Paquette *et al.*, 1995]). This time range (420-400 Ma) corresponds to the late Silurian to the late Lower Devonian [Gradstein *et al.*, 2004].

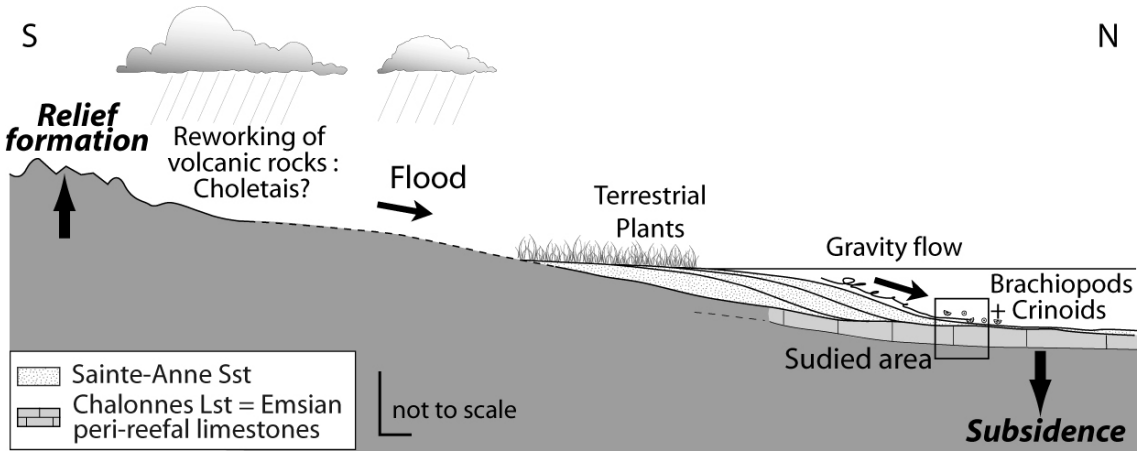


FIG. IVa-12. – Reconstitution of the landscape during the late Lower Devonian (Emsian).
FIG. IVa-12. – Reconstitution du paysage au Dévonien inférieur (Emsien).

2. Following the high pressure event, partial melting of continentally-derived protoliths (paragneisses and orthogneisses) is recorded in both the Armorican Massif and the Massif Central. The age of this event is constrained by Rb-Sr whole-rock isochrons as well as U-Pb data on zircon and monazite at about 390 to 370 Ma [Duthou *et al.*, 1994; Rolin *et al.*, 2000; Cocherie *et al.*, 2005; Faure *et al.*, 2008], i.e. Givetian to Fammenian [Gradstein *et al.*, 2004].

3. The erosional event recorded by the Sainte-Anne Fm, of Emsian age (407 - 397 Ma, [Gradstein *et al.*, 2004]), is therefore coeval or slightly younger than the eclogite-facies event,

but older than the partial melting. The chronological data are consistent with the characteristics of the eroded material that implies mainly superficial sources. Because the relief is nascent, plutonic and metamorphic source rocks arise more likely from the Proterozoic basement than from exhumed Variscan metamorphic rocks.

Because the deposition of the Sainte-Anne sandstones took place simultaneously with relief formation and basin subsidence, one could be tempted to suggest a flexural basin model. The flexural basin is expected to migrate either northward or southward simultaneously with the propagation of the thrust front. Occurrences of "flysch to molasse" deposits are not known either northward (Châteaulin, Laval [Morzadec *et al.*, 1988]) or southward (Montagne noire, Mouthoumet [Feist *et al.*, 1994]) during the Early Devonian times. Nevertheless, flexural basins are well described both in the northern and southern external zone of the Variscan belt. This clastic sedimentation is recorded as soon as the Middle (South Cornwall [Floyd *et al.*, 1987]) or Upper Devonian (Rhenohercynian domain [Engel & Franke, 1983]) in the northern external zone. In the southern external zone (Montagne noire, Mouthoumet, Pyrenees [Engel, 1984]; Moravo-Silesian Domain [Bábek *et al.*, 2006]) flexural basins are not identified before the Visean. Further work on the Devonian deposits from the Chalonnes area is needed before any conclusive statement on the origin of the basin can be made.

CONCLUSION

In the southern Armorican Massif, the reefal carbonates of the Chalonnes Fm are overlain by the immature sandstones of the Sainte-Anne Fm. The main conclusions of the study of the Sainte-Anne Fm are as follows.

1. According to their petrological and sedimentological characteristics, the Sainte-Anne sandstones were formed by density currents in the marine domain, controlled by a high fluvial, continental contribution, providing large amounts of pieces of plants. As a consequence, these sandstones are interpreted as deposits at the front of a deltaic system, probably on the lobes of a submarine fan.

2. The immaturity of the sandstones and the large amount of terrestrial plant debris imply the proximity of an emerged land. Lithic fragments suggest the erosion of volcano-sedimentary sources during the building of the relief. The palaeocurrents are consistent with a southward derivation of the detrital material (possibly the Choletais volcanics), and therefore suggest that the relief was built south of the studied area.

3. A revision of the floristic content of the Sainte-Anne Fm suggests an Emsian age for this formation.

4. The transition from the Chalonnes Fm to the Sainte-Anne Fm implies an increase in the bathymetry during the Emsian times, at close proximity to an uplifting relief submitted to erosion.

5. The Sainte-Anne Fm is the oldest sediment testifying, in the internal zones of the Variscan belt, to the subaerial erosion of an uplifting relief that could be linked to the earliest stages of the convergence in the European Variscan belt.

Acknowledgments. - This work was realised as part of the PhD thesis for the first two authors. We would like to thank D.G Strullu (Université d'Angers), A. Le Hérissé (Université de Bretagne Occidentale) and P. Steemans (Université de Liège) for their help in the plant, spore and acritarchs studies. Financial support was possible thanks to a MRT grant attributed to CD. The authorisations for sampling in the Châteaupanne quarry were provided by its director (E. Souchet) and his quarry chief (J. Binet). M. and Mrs. Porcher and M. and E. Mercier kindly allowed us to access the Sainte-Anne abandonned quarry and to the Orchère locality, respectively. Finally, M. Bohn (Microsonde Ouest, Brest), F. Redois (Université d'Angers), M. Giraldo (Université de Liège), and G. Beaulieu (Angers) are also thanked for their cooperation. P. Labaume, an anonymous referee and the editorial work of Y. Lagabrielle helped improve the content of the paper. Sara Mullin revised our English.

Partie II

A revised age (Emsian-Eifelian) for the Sainte-Anne Formation (Armorican Massif, France): implications for the onset of mountain building in the Variscan belt

MICHEL BALLEVRE, CELINE DUCASSOU, HUBERT LARDEUX, Rennes, AND **SERGE REGNAULT,** Nantes

With 7 figures

BALLÈVRE, M., DUCASSOU, C., LARDEUX, H. & RÉGNAULT, S. (xxxx): A revised age (Emsian-Eifelian) for the Sainte-Anne Formation (Armorican Massif, France): implications for the onset of mountain building in the Variscan belt. - N. Jb. Geol. Paläont Abh., **xxx**: xxx–xxx; Stuttgart.

Abstract - The Sainte-Anne Formation (Châteaupanne Unit, Armorican Massif) consists of immature sandstones conformably deposited upon reefal limestones. Plant debris are abundant in the Saint-Anne sandstones (hence their older name of "Schistes et grès à Psilophytes"), but only rare crinoids and brachiopods have been found. The faunal content is analyzed in detail, consisting of a few columnals of crinoids and brachiopods (*Ambocoelia* and *Plectodonta minor*, the most common species). The distribution in space and time of the genus *Plectodonta* in Europe is analyzed, and allows proposing an Emsian to early Eifelian age for the Sainte-Anne Fm. Consequently, the Sainte-Anne Fm (Armorican Massif) could be the earliest record of the relief created at the beginning of the Variscan orogeny.

Key-words - Variscan belt, Early to Middle Devonian, Armorican Massif, brachiopods, crinoids, mountain building

---

1. Introduction

The palaeogeography of the (future) Variscan belt during the Devonian relies on two main sources of data. Firstly, the nature and distribution of magmatic and metamorphic rocks of Devonian age potentially indicate specific geodynamic settings (e.g. blueschists and eclogites testify the existence of a former subduction zone). Secondly, the information recorded in the Devonian sedimentary sequences can be used for defining the onset of the erosion of a mountain belt. The main drawback of the first approach resides in the difficulty in accurately dating high-pressure metamorphic rocks, whereas the second approach is flawed by the fact that the earliest detrital sequences have the greatest chance of being eroded during the ensuing evolution of the mountain belt.

The Devonian sequences are quite well preserved in the external zones of the Variscan belt. In the Ardenno-Rhenish massif, for example, the continental sedimentation on Laurussia is linked to a gradual subsidence of its passive palaeomargin (MEILLIEZ et al. 1991; HOLLMANN & VON WINTERFELD 1999; ONCKEN et al. 1999). The palaeogeography of the internal zones of the Variscan belt during the same period remains uncertain, because most Devonian sequences have been removed by erosion or have been metamorphosed to various degrees and incorporated into the thickened crust. In the internal zones of the Variscan belt, well-preserved sequences of Early Devonian age are only found in the Bohemian Massif (Czech Republic) and in the Armorican Massif (north-western France).

In the Bohemian massif, the Devonian sedimentation of the Barrandian area is dominated by platform carbonates and a few basinal shales up to the Eifelian (e.g. CHLUPAC et al. 1998). The Srbsko Fm, and especially its higher member (Roblin Sandstone) of Givetian age, marks the first record of the erosion of the nascent Variscan belt (CHLUPAC 1960; KUKAL & JÄGER 1988; STRNAD & MIHALJEVIC 2005). Further south, Devonian sediments are found as metamorphic “islets” (CHLUPAC 1993), which do not allow an accurate reconstruction of the sedimentary history.

In the Armorican massif (BABIN et al. 1972; MORZADEC et al. 1988), Devonian marine sedimentation proceeded continuously in the North- and Central-Armorican Domains (GUILLOCHEAU & ROLET 1982; MORZADEC 1983). By contrast, local emersions are presumed or identified in the South-Armorican Domain. Thus, in some areas, such as the Ancenis, Chalonnes (PÉNEAU 1928; LE MAÎTRE 1934) or Chantonnay (WYNS et al. 1989) areas, marine sedimentation ceased during the Early to Middle Devonian. In other areas, marine sedimentation took place during the Middle to Late Devonian after a first shortening event,

associated with folding and erosion of the previous sequences (e. g. Givetian of the Villedé d'Ardin: MATHIEU 1937; LE MAÎTRE 1937; CAMUZARD et al. 1969). Our paper is focused upon the sedimentary sequence of the Chalonnes area, which is terminated by plant-rich sandstones (Sainte-Anne Formation) recording an important erosional event during the early stage of the Variscan orogeny (DUCASSOU et al. 2009).

Assessing the age of the Sainte-Anne Fm, which is the aim of this paper, would therefore greatly help in deciphering the timing of the early history of the Variscan belt. This would also permit a comparison of the timing of the early erosion of the mountain belt in the Armorican Massif and in the Bohemian Massif.

2. Geological setting

In the Armorican Massif, the internal zones of the Variscan belt crop out in the South Armorican Domain, located south of the South Armorican Shear Zone (SASZ) (JÉGOUZO 1980). The SASZ is divided in two branches, the northern branch (Malestroit-Angers) and the southern branch (Quimper-Nantes) that are respectively the southern boundary of the Central Armorican Domain and the northern boundary of the South-Armorican Domain. Between these two major faults, the Nort-sur-Erdre Fault separates north-verging structures to the North (Lanvaux and Saint-Georges) from south-verging structures to the South (Mauges and Champtoceaux) (MATTE & HIRN 1988) (Fig. IVb-1).

Between the Nort-sur-Erdre Fault and the southern branch of the South-Armorican shear zone, a complex stack of nappes occurs, described here from bottom to top (Fig.IVb-1). The Mauves-sur-Loire Unit consists of micaschists of unknown age. The Champtoceaux Complex is an imbricate thrust zone (MARCHAND 1981), including orthogneisses of Ordovician age (Cellier Unit) (PAQUETTE et al. 1984; BALLÈVRE et al. 2002) or of late Proterozoic age (Champtoceaux Unit) (COCHERIE et al. 2005). The Cellier Unit contains eclogite-facies assemblages dated at about 360 Ma (PAQUETTE 1987; BOSSE et al. 2000). A thin sheet of metaperidotites and metagabbros, which could represent a strongly deformed ophiolitic sequence, separates the Champtoceaux Complex from the overlying Mauges Unit. The latter consists of deformed Proterozoic sediments unconformably overlain by Cambrian sediments and volcanics in the Cholet area (CAVET et al. 1966; THIÉBLEMONT et al. 2001) and by Ordovician to Devonian marine sediments in the Ancenis as well as in the Chalonnes area (CAVET et al. 1970; CAVET et al. 1971).

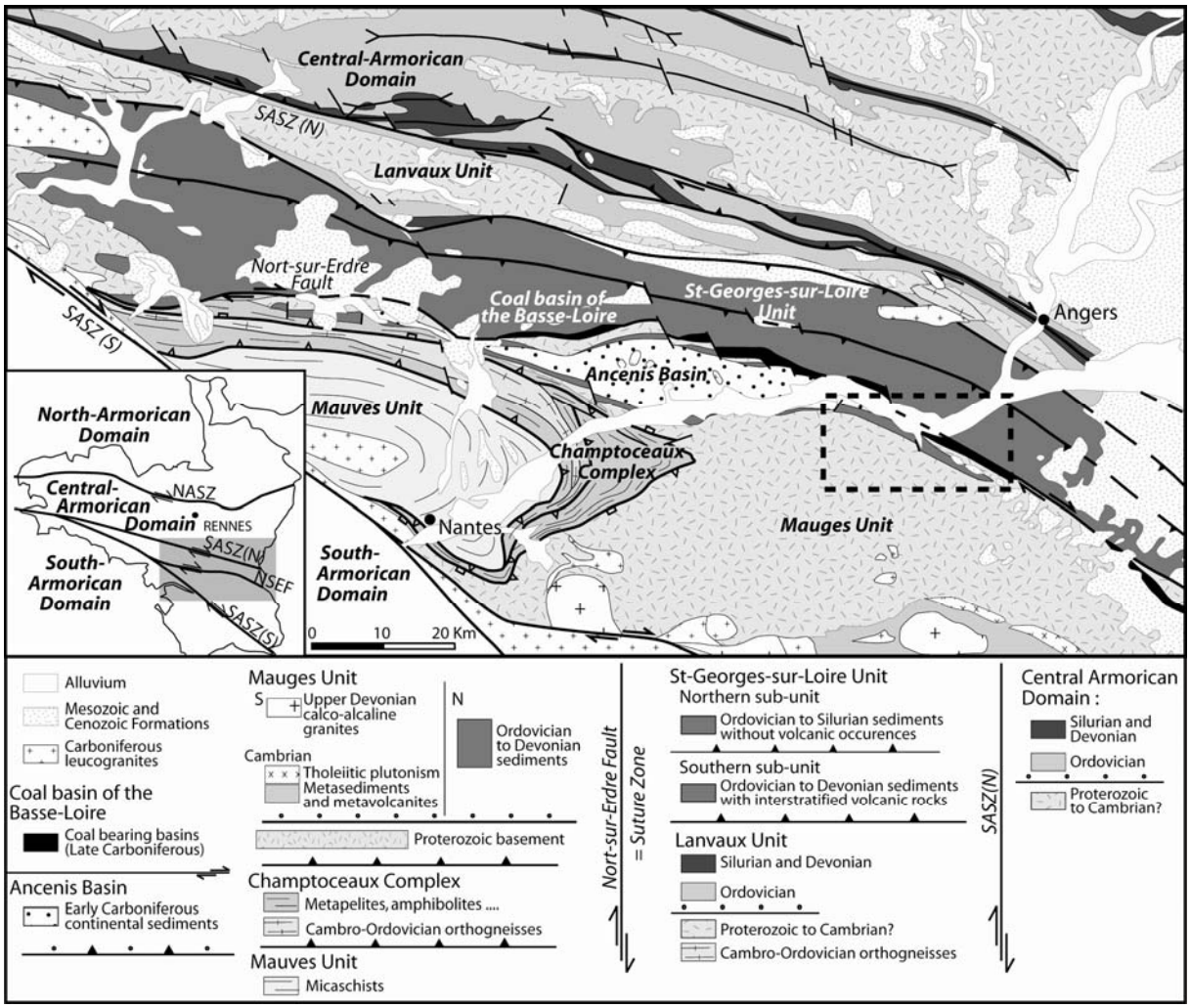


Fig. IVb-1. *Location of the study area within the Armorican Massif. Unmetamorphosed, Ordovician to Devonian sediments crop out in narrow elongated zones to the south and to the north of the Carboniferous Ancenis Basin. The studied area, located to the east of the Ancenis Basin, is represented by the* ***dashed rectangle****.* ***NASZ*** *= North-Armorican Shear Zone,* ***SASZ(N)*** *and* ***SASZ(S)*** *= South-Armorican Shear Zone, northern and southern branch respectively,* ***NSEF*** *= Nort-sur-Erdre Fault.*

Two units have been recognised in the Chalonnes area (CAVET et al. 1971; DUCASSOU et al. 2009) (Fig. IVb-2). This paper is only concerned with the southern unit, namely the Châteaupanne Unit. In this Unit, the basal part of the sedimentary sequence consists of red siltstones containing a few conodonts and inarticulate brachiopods of Early Ordovician (Floian-Dapingian) age. These are followed by black siltstones with some interbedded sandstones, which rarely preserve in the uppermost layers graptolites (*Dicellograptus pumilus*), trilobites (a rare Cyclopygidae member and *Placoparia fredlardeuxi*) and a few brachiopods (Obolidae) indicating a Sandbian-Katian age (LARDEUX et al. 2008). Reefal carbonates (Chalonnes Fm) were unconformably deposited over the Ordovician sediments,

their age being either Emsian (LE MAÎTRE 1934) or Givetian (DUBREUIL & VACHARD 1979). Finally, the reefal carbonates are conformably overlain by a thick sequence of immature sandstones with minor mudstones (Sainte-Anne Fm), some layers containing large amounts of drifted plants, hence the old name of "Schistes et Grès à Psilophytes". The Sainte-Anne Fm crops out in several localities roughly aligned along a N110 direction for nearly twenty kilometres (Fig. IVb-2). The sandstones are in most cases located to the north of the Chalonnes Limestone, except in the eastern part of the studied area, where they are exposed in an inverted position due to late Variscan tectonics.

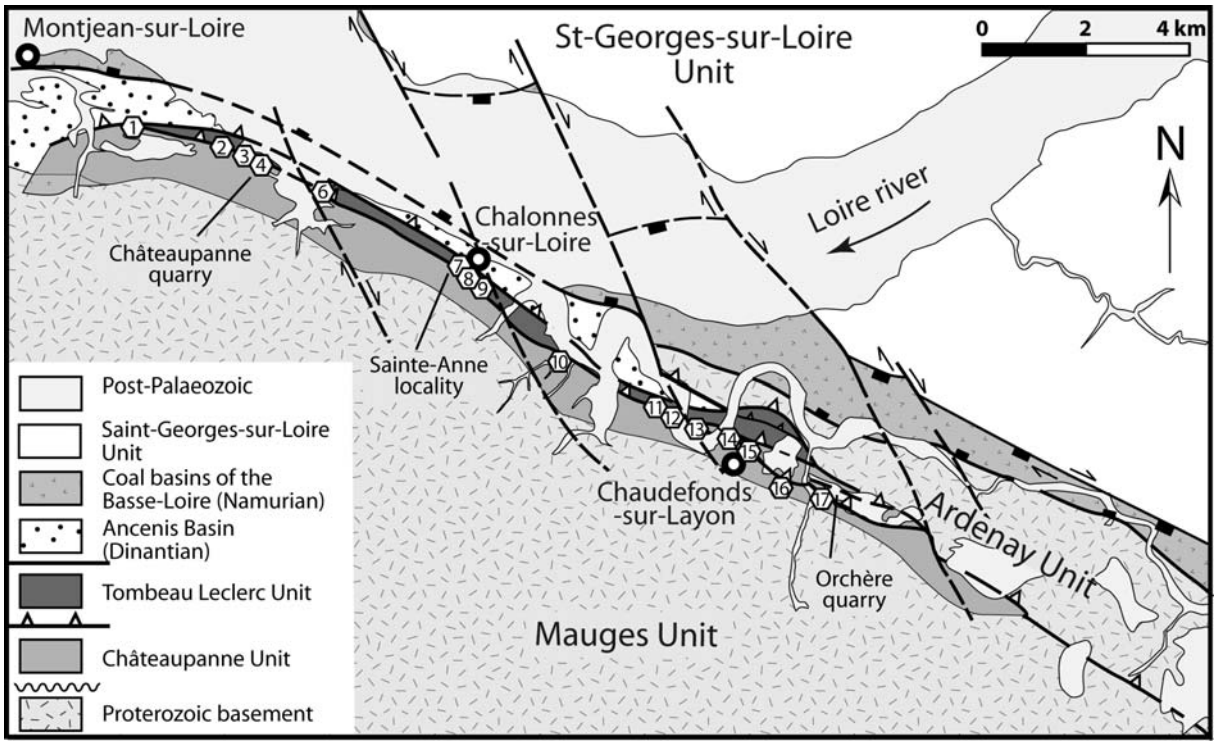


Fig. IVb-2. *Structural map of the studied area (shown on Fig. IVb-1) and location of the outcrops of the Sainte-Anne Fm (numbers 1 to 17). Most outcrops have provided plant debris, but faunal remains have only been found in two localities: the Châteaupanne quarry (4), and the abandoned Sainte-Anne quarry (7).*

The age of the Sainte-Anne Fm is debated for two main reasons. Firstly, its faunal content is rather poor and has not allowed, up to now, a precise determination of its age. Secondly, the age of the (underlying) Chalonnes Fm is itself disputed. A Frasnian-Famennian age was proposed by BUREAU et al. (1908, 1910), and a Middle Devonian age by PÉNEAU (1928). LE MAÎTRE (1934) suggested an Emsian-Eifelian age, based on a careful study of the reefal fauna from the Chalonnes Fm. She considered that the sandstones were deposited in between the reefal constructions, and therefore were also Emsian-Eifelian in age. This age has prevailed

until DUBREUIL & VACHARD (1979) proposed a Givetian age for the Chalonnes Fm, based on a study of Algae and Foraminifera. Because the Saint-Anne Sandstone stratigraphically overlies the Chalonne Limestone (DUCASSOU et al. 2009), this would mean that the Sainte-Anne Fm is either contemporaneous or younger than the Emsian (following LE MAÎTRE 1934) or the Givetian (following DUBREUIL & VACHARD 1979). This would result in a significant difference in the age of the first detrital sediments deriving from the erosion of the mountain belt, a key point in any reconstruction of the early evolution of the Variscan belt. Therefore, this paper describes the faunal content of the Sainte-Anne Fm in order to better constrain its age.

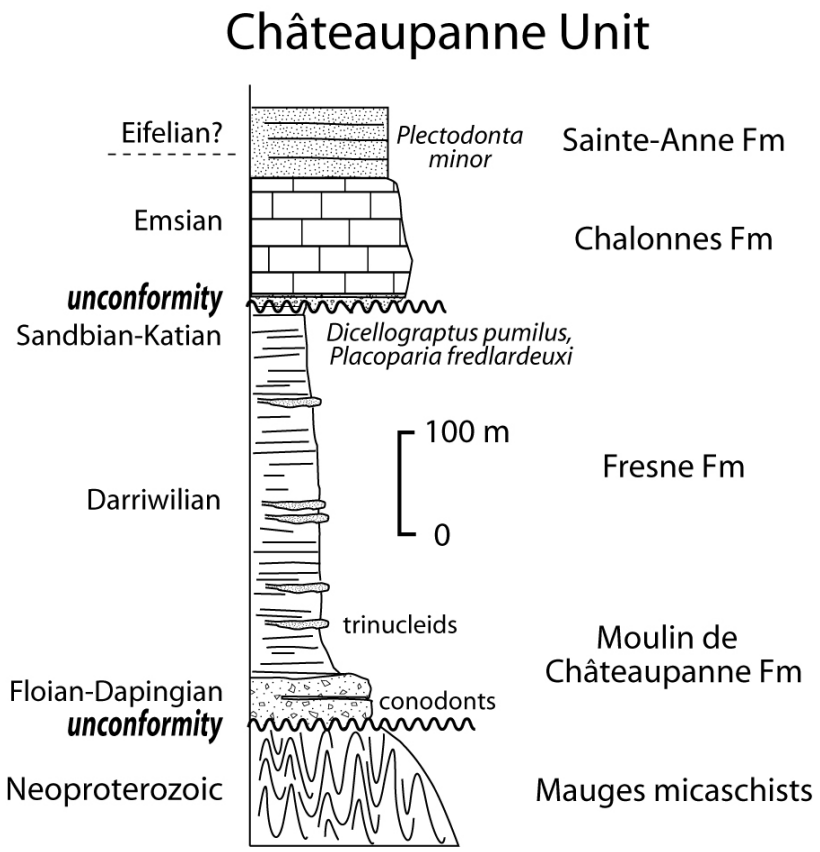


Fig. IVb-3. *Litho-stratigraphical column of the the Châteaupanne Unit. The Mauges micaschists are unconformably covered by Arenigian to Middle Devonian sediments. The immature sandstones of the Sainte-Anne Fm are the youngest sediments preserved on top of the sequence.*

3. Brachiopods of the Sainte-Anne Formation

Whereas plant debris are quite abundant in the Sainte-Anne Fm (DUCASSOU et al. 2009), the fauna is rather scarce. BUREAU et al. (1908) have first mentioned *Strophodonta comitans* in l'Orchère locality in Chaudefonds-sur-Layon. PÉNEAU (1928) described a possible *Lingula* and two species (*Strophodonta comitans* BARRANDE and *Ambocoelia umbonata* CONRAD) in the Sainte-Anne Fm of the Petit-Fourneau quarry, the last one being represented by only one specimen**.** The calcitic shell of the brachiopods is sometimes preserved in the unweathered sandstones, but is in most cases dissolved in the weathered rocks, allowing only an examination of the internal or external casts of one of the two valves. The valves are always disarticulated.

Order Lingulida WAAGEN

PÉNEAU (1928) attributed with some doubts a 15 mm long oval print to the genus *Lingula*. We have found this sample in Péneau's collection (Université Catholique de l'Ouest, Angers) and consider this print as a mud chip. Our investigations have never revealed a single Lingulida member.

Order Strophomenida ÖPIK

Family Sowerbyellidae ÖPIK

Genus *Plectodonta* KOZLOWSKI 1929

***Plectodonta minor* (ROEMER 1850)** (Fig. IVb-4 A, B, C, D)

Most of the brachiopods in the Sainte-Anne Fm belong to the genus *Plectodonta*, a recent revision having clarified its status (COCKS & RONG 1989; 2000). As with all members of this group, their shapes are concavo-convex or plano-convex, with a strophic hinge, and a pedicle probably not functional anymore, at least for the adults. The two valves are externally ornamented by thin radial ridges, sometimes of two orders, and sometimes added by concentric ridges. The inner peduncular valve displays a median septum, and the inner brachial valve shows two pairs of side septa, a large amount of prickly papilla and an external border often ornamented by radial striae. During the ontogenetic development of *Plectodonta* (KUPFAHL 1952; HAVLICEK 1967; JAHNKE 1971), the juvenile specimens do not present a bema and the papillae of their brachial valve covers the whole interior surface. The differentiation of the bema and of an outer part without papillae characterises the mature stages.

In the Petit-Fourneau quarry, the sampled specimens are small (maximum 5 mm) rather poorly preserved, probably because of the coarse-grained nature of the enclosing sediment. However, the generic characters of *Plectodonta* are displayed by some specimens, namely the denticulate hinge line, the median septum in the interior peduncular valve and the two diverging pairs of side septa in the interior brachial valve, the inner side septa being longer than the outer side septa. The observed specimens never present a bema. Therefore, the studied specimens correspond to young ontogenetic stages of a known species or to a species that do not own these characters in its mature stage.

Amongst the species ascribed to the genus *Plectodonta*, our specimens closely resemble both *"Leptaena" minor* ROEMER and *"Strophomena" comitans* BARRANDE. These species have been revised by KUPFAHL (1952), HAVLICEK (1967) and JAHNKE (1971). The latter considers *Plectodonta comitans* as a junior synomym of *P. minor*, an opinion that has also been retained by RACHEBOEUF & ROBARDET (1986). Our specimens are therefore attributed to *P. minor*, but are too poorly preserved for allowing detailed morphological studies and comparing them to recognised subspecies (*minor minor* and *minor subcomitans*).

Order Spiriferida

Family Ambocoeliidae GEORGE

Genus Ambocoelia HALL

Ambocoelia umbonata (Conrad, 1842)

Ambocoeliidae form a group whose systematics have long been discussed (GEORGE 1931; VEEVERS 1959; GOLDMAN & MITCHELL 1990; JOHNSON et al. 2006). The only specimen found by J. Péneau closely matches the specific characters of *A. umbonata*.

4. Crinoids of the Sainte Anne Formation

The crinoid fauna is poorly represented in the south-east of the Armorican massif (LE MENN 1985). The crinoids from the Sainte-Anne Fm are generally present as small (from 2 to 5 mm) isolated articles (columnals). In the weathered rocks, the articles are dissolved, and only the external cast can be observed. A thin cylinder, corresponding to the central canal, can subsist in the middle of the article.

Group Cyclici MOORE & JEFFORDS 1968

The columnals are circular to subcircular (diameter ranging from 2.8 and 4.2 mm) with articular facets showing a radial symmetry (Fig. IVb-4, E, F) and a crenularium owning nearly 25 articular crests with a radial disposition (Fig. IVb-4 G). A columnal seems to have a thin epifacet. The areola is missing and the axial canal (lumen) is circular to sub-circular. As peduncular fragments are absent, we can not determine whether the peduncular type is of homeomorphic type or not.

Group Pentameri MOORE & JEFFORDS 1968

We dispose of a transversal section (internal cast) from a pentagonal columnal (maximum diameter: 2.8 mm), whose crenularium shows a pentameral symetry, and whose axial canal (lumen) is pentagonal to sub-circular (Fig. IVb-4 H). The articular surface being unknown, we cannot determine the shape, the disposition of the articular crests and their amount. The peduncular type cannot be determined in the absence of a peduncular fragment.

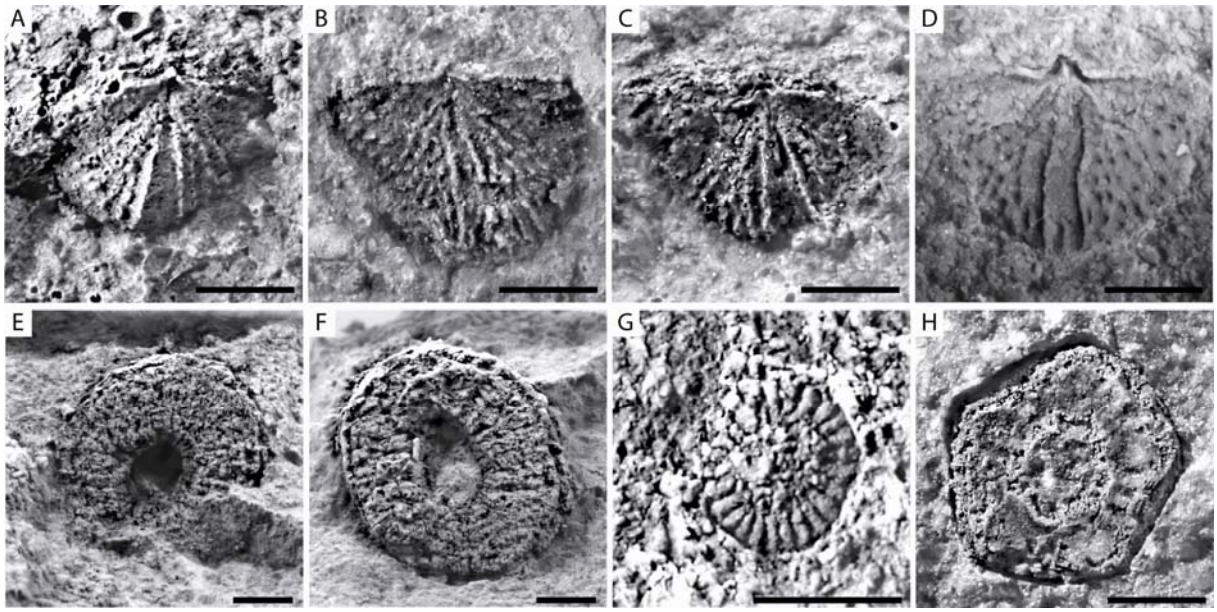


Fig. IVb-4. *Fauna of the Sainte-Anne Fm (scale bar = 1 mm). Brachiopods:* ***(A) to (D)****: Plectodonta minor collected by J. Péneau in the old Châteaupanne quarry (loc. 5, Tabl. I) with* ***(A)****: Sample illustrated by Péneau (pl.3, Fig. 12, 1928); Collection of the Université Catholique de l'Ouest (UCO).* ***(B)****: Collection UCO n°73.129.1.* ***(C)****: Collection UCO n°73.129.3.* ***(D)****: Collection UCO n°73.138.1. Crinoids:* ***(E) to (G)****: Group Cyclici, collected by J. Péneau in the old Châteaupanne quarry (loc. 5, Tabl. I) with* ***(E)****: Collection UCO n°73.262.1.* ***(F)****: Collection UCO n°73.262.2.* ***(G)****: Collection UCO n°73.126.1.* ***(H)****: Group Pentameri, Petit Fourneau quarry (loc. 4, Tabl. I), collected by M. Ballèvre; Collection of the Natural History Museum, Nantes (NHMN) NHMN P.050000.*

5. Age of the Sainte-Anne Formation

Datation of the fauna from the Sainte-Anne Fm is difficult in the absence of fauna whose biostratigraphic value for the Devonian has been proved (e. g. trilobites, conodonts, tentaculites). Even though several species of crinoids are present, the specimens described cannot be attributed to a family, and consequently not to a genus. Given that crinoids do not provide any stratigraphical indication, the brachiopods have to be considered in detail.

Stratigraphic extension of the genus *Ambocoelia*

The cosmopolitan genus *Ambocoelia* is known during the whole Devonian (JOHNSON et al. 2006) up to, for example, the Givetian of Russia (BARANOV & ALKHOVIK 2006). *Ambocoelia umbonata* is a well-known species of the Devonian of North-America (FLESSA & BRAY 1977). Some specimens from the Armorican massif, for example from the Bois-Roux in Gahard (ROUAULT 1846; OEHLERT 1887; RENAUD 1942), a Lochkovian-Emsian site (MORZADEC et al. 1988), are also attributed to this species. In Europe, the genus *Ambocoelia* is known from Bohemia with two species, namely *A. operculifera* of Early to Middle Devonian age, and *A. mesodevonica* of Middle Devonian age (HAVLICEK 1959).

Stratigraphic extension of the genus *Plectodonta*

Recent reviews of the Sowerbyellidae, to which the genus *Plectodonta* belongs, indicate that the family is known from the Ordovician (Darriwilian) to the Devonian (Eifelian) (COCKS & RONG 1989; 2000). According to the latter authors, the genus *Plectodonta* presents a large stratigraphic range, from Silurian (Pridoli) to Devonian (Eifelian). Moreover, it is considered cosmopolitan. With such a background, the possibility that *Plectodonta* can be used as a biostratigraphic tool appears to be reduced. Therefore, we have undertaken an extensive research on the known occurrences of *Plectodonta* in Europe, the stratigraphic range of each *Plectodonta* occurrence being ascertained using the conodont and/or tentaculite (ALBERTI 1979) biozonation (Fig. IVb-5 and IVb-6). The European species, insofar as they could be clearly distinguished, incorporate Silurian (*P. mariae*) and Devonian (e. g. *P. mimica* and *P. minor*) forms.

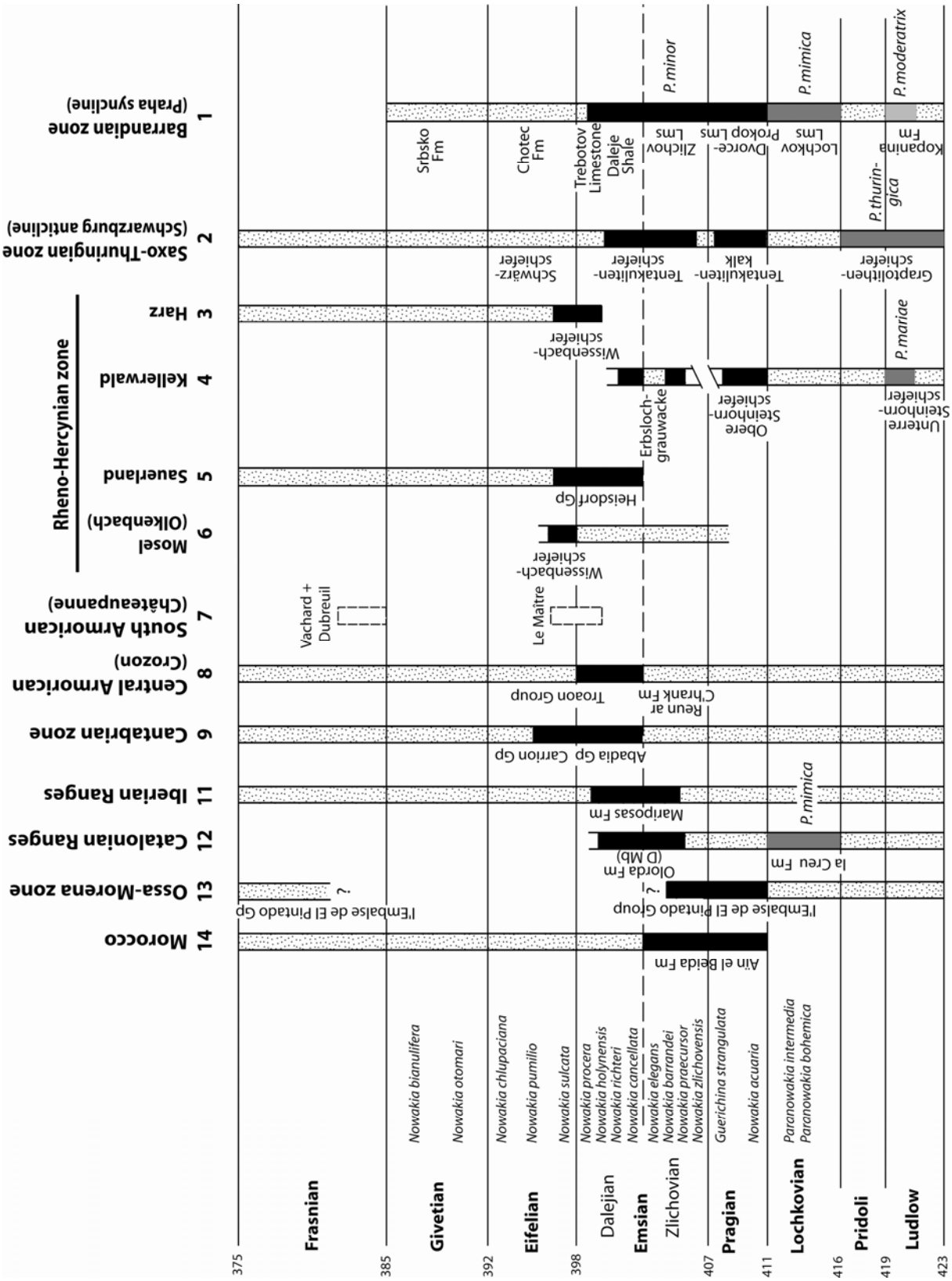


Fig. IVb-5. *Stratigraphical and geographical distribution of P. minor. References for the known extensions and their position with respect to the tentaculite biozones (ALBERTI 1979) are given in the text. The numerical scale follows GRADSTEIN et al. (2004)*

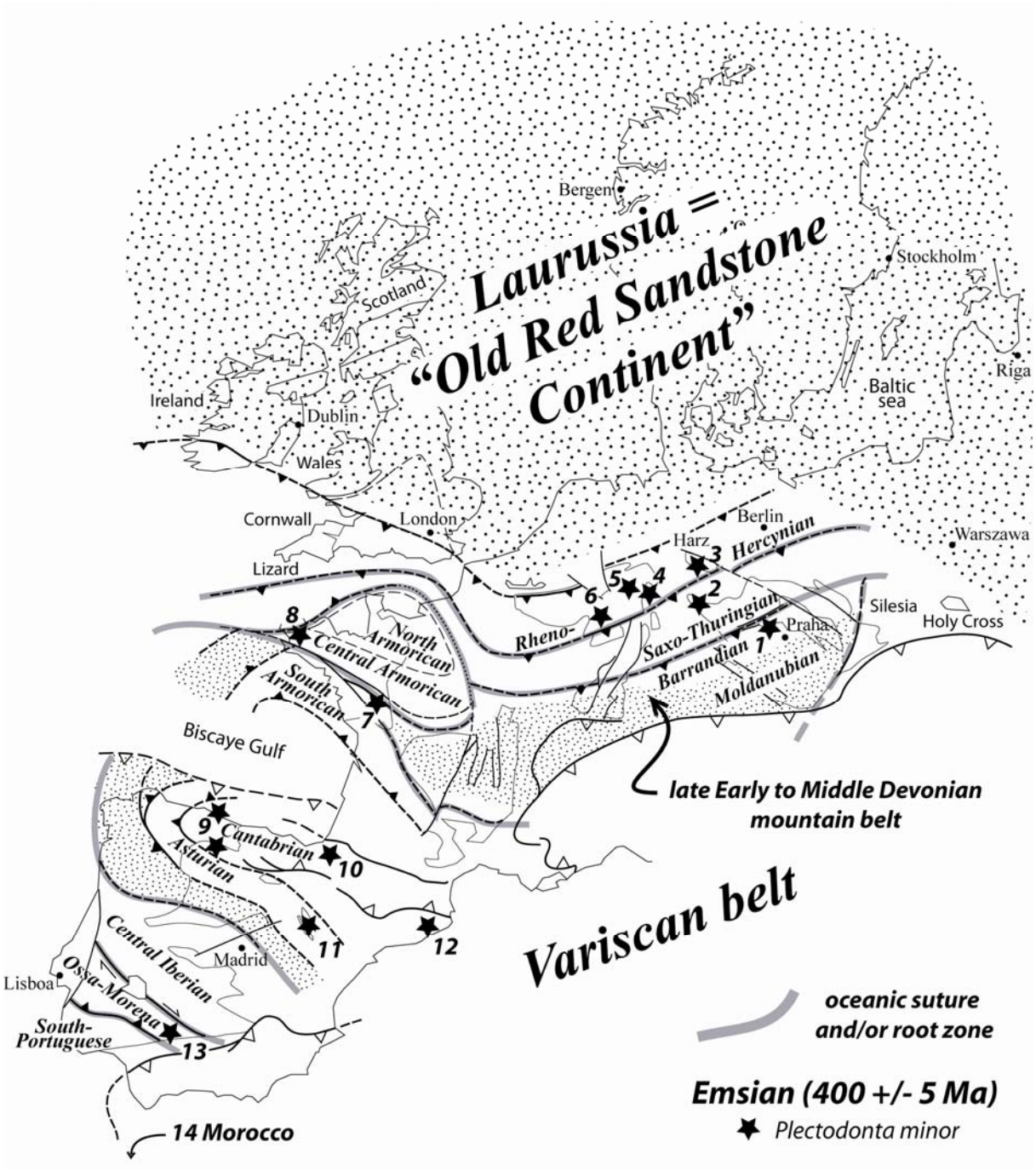


Fig. IVb-6. *Schematic map of the facies distribution during the Emsian in Western Europe. Emerged domains (grey) are separated by marine to oceanic domains, which will disappear during the Variscan Orogeny. To the north, in the "Old Red Sandstone" continent, fluvial to lacustrine sedimentation took place. To the south, in the passive paleomargin of the Laurussian continent (Rheno-hercynian Domain), the palaeoflora is preserved in marine sediments of the proximal facies (Boulonnais, Ardenne, Rhenish Massif). The geographical extent of the relief of the Variscan belt is poorly known, with only two localities displaying evidence for paleoflora colonization on a emerging land, namely the Prague area (OBRHEL 1961, 1968) and the Chalonnes area (DUCASSOU et al. 2009).*

In the **Barrandian Zone (1)** from the Bohemian Massif, three species are traditionally distinguished (HAVLICEK 1967). *P. mimica* is only known in the Lochkovian series, *P. (Dalejodiscus) subcomitans* is known from Pragian to Dalejian (= Upper Emsian), and *P. (Dalejodiscus) comitans* is only mentioned in the Dalejian series (CHLUPAC 1982).

In the **Saxo-Thuringian Zone (2)**, a complete Devonian succession is known from the Schwarzburg anticline (LINNEMANN et al. 2003). During the Early Devonian, this succession starts up with the Lochkovian "Oberer Graptolithenkalk", followed by the "Tentakulitenkalk" (= Tentakulitenknollenkalk) of Early to Middle Pragian age, and by the thick (100-150 m) "Tentakulitenschiefer und Nereïtenquarzit" of Upper Pragian to Emsian age. During the Middle Devonian (Eifelian and Givetian) sedimentation of the "Schwarzschiefer" takes place. In this succession, *Plectodonta minor* var. *alatiformis* is known in the Tentakulitenkalk (ZAGORA & ZAGORA 1978). *Plectodonta minor* is considered as "das wichtigste Leitfossil" (the most important guide fossil) in Tentakulitenschiefer und Nereitenquartzit (WALTHER 1907; VOLK 1939), belonging to the barrandei, elegans, cancellata and richteri biozones (ZAGORA 1964; ALBERTI 1977).

The **Rheno-Hercynian Zone** displays several localities where *Plectodonta*-bearing sediments have been recognised. The species *Plectodonta (=Leptaena) minor* was first mentioned by ROEMER (1850) in the **Harz (3)** area. The specimens come from the south of Clausthal, the "Wissenbacher Schiefer" (JAHNKE 1971), corresponding to the holynensis, procera and sulcata biozones (ALBERTI 1977). Considering that *P. minor* is present in the whole succession, its stratigraphic repartition ranges from the Upper Emsian to the Lower Eifelian.

In the Ardenno-Rhenish massif, *P. minor* is mainly found in the southeastern part, east of the river Rhine. In the **Marburg** and **Kellerwald (4)** areas (KUPFAHL 1952, 1953; JAHNKE 1971; BENDER et al. 1974; PLUSQUELLEC & JAHNKE 1999), *P. mariae* is known in the lower part of the Steinhornschiefer (upper part of the Silurian), whereas *P. minor* is mentioned in the upper part of the Steinhornschiefer (KUPFAHL 1953), accompanied by the trilobite *Reedops bronni* (ALBERTI 1965), which indicates for the upper Steinhornschiefer a Pragian age (CHLUPÁČ 1977). *P. minor* is also found in the Erbslochschiefer, below as well as above the Erbslochgrauwacke (JAHNKE 1971), the latter being now attributed to the Lower Emsian (PLUSQUELLEC & JAHNKE 1999). Further north, in the **Sauerland (5)**, *P. minor* is known (BACHMANN 1965; LANGENSTRASSEN 1972; LANGENSTRASSEN & MÜLLER 1982) in formations attributed to the Upper Emsian (Heisdorf Group) and to the Lower to Middle Eifelian (Langewiese and Fredeburg levels and lower part of the Ramsbeck levels). The

Fredeburg and Ramsbeck levels contain *Nowakia sulcata* and *Styliolina laevis*, indicating an Upper Emsian to Lower Eifelian age for *P. minor*.

To the west of the river Rhine, *P. minor* has been rarely found in the Wissenbachschiefer of the **Olkenbach syncline (6)** (SOLLE 1976: 180-181), an along-strike equivalent of the Kellerwald and Marburg occurrences. Further north, the genus *Plectodonta* has not been mentioned in the more proximal deposits that occur in the Ardenne or in the Eifel (JUNGHEIM 2000).

In the **Armorican Massif**, *P. minor* (= *Stropheodonta comitans)* has first been mentioned in the Crozon peninsula **(8)**, in the Porsguen Formation (BARROIS 1898), and is present in the Lower Couvinian of Reun-ar-C'hrank, where small specimens are observed (RENAUD 1942: 58). Later detailed stratigraphic analyses have revealed that *Plectodonta sp.* is found in the basal part of the Troaon Group (Beg an Arreun, Prioldy, le Fret, Pen an Ero and Kerdréolet Formations), attributed to Upper Emsian (Dalejian) according to conodonts, but absent in the later (Eifelian to Famennian) formations (BULTYNCK & MORZADEC 1979; MORZADEC 1983).

In the **Cantabrian Zone (9)**, *P. minor* is found in the Early Devonian layers of the Palentian Domain (JAHNKE et al. 1983; HENN 1985). Specifically, *P. minor* is mentioned in the clayey layers of the Abadia Group and in the bottom of the Carrion Group. Conodonts and tentaculites of these layers corresponding to the cancellata, richteri, holynensis, sulcata and pumilio biozones indicate an Upper Emsian to Early Eifelian age.

In the **Basque Pyrenees (10)** (Bertiz valley), Lower to Middle Devonian sediments (HEDDEBAUT 1973, 1975) have provided small specimens (3-4 mm) first attributed to *Anoplia* (LAVERDIÈRE 1930), but later attributed to "*Stropheodonta" comitans* (LE MAÎTRE 1934).

In the **Iberian Ranges (11)**, in the continuation of the Cantabrian zone, Devonian layers contain also *Plectodonta*, particularly in the Mariposas Formation (d4b) (CARLS et al. 1972).

In the **Catalonian Ranges (12)**, on the top of the Silurian "black shales", limestones of la Creu Formation, at the Silurian-Devonian boundary, delivered a brachiopod fauna with *P. mimica* (RACHEBOEUF et al. 1993; CHLUPÁČ et al. 1997). Then, in the upper levels of the Olorda Formation, of Pragian to Emsian age, *Plectodonta* (*Dalejodiscus*) has been mentioned by BARNOLAS & GARCIA-SANSEGUNDO (1992) and by SANZ-LOPEZ et al. (1998).

At last, in several localities of the **Ossa Morena Zone (13)** (RACHEBOEUF & ROBARDET 1986), *P. minor* has been identified in Devonian sequences, whose stratigraphical attribution remains quite difficult, considering the lack of both conodonts and tentaculites. These formations were firstly attributed to the Upper Pragian to Emsian (RACHEBOEUF & ROBARDET 1986), and are now considered to comprise the whole Pragian and the Early Emsian

(ROBARDET et al. 1991; ROBARDET & GUTTIÉRREZ-MARCO 2004). Given that Upper Emsian, Eifelian and Givetian are not characterised, a definite conclusion on the stratigraphical repartition of *P. minor* cannot be proposed on the basis of the series of the Ossa Morena Zone.

Finally, *P. minor* has been mentioned in **Morocco (14)**, in the Fès area (BRICE et al. 1984; CYGAN et al. 1990), in the Aïn el Beida shales, which contain trilobites of Pragian and Emsian age.

Discussion

The genus *Plectodonta* is found in Silurian as well as Lower Devonian sediments troughout Europe. The youngest occurrence of *Plectodonta* in the Variscan belt is found in the Palentian domain of NW Spain, where it has been reported in the pumilio zone (JAHNKE et al. 1983). Based on the occurrence of *Plectodonta minor*, the brachiopod fauna of the Sainte-Anne Fm indicates an Early Devonian (Pragian and/or Emsian) to early Eifelian age. A younger age is precluded because the genus *Plectodonta,* the latest representative of the Sowerbyellidae, is not known in late Eifelian or younger deposits (Fig. IVb-5).

This conclusion is in agreement with the studies on the fauna from the Chalonnes Limestone by LE MAÎTRE (1934) who suggested an Upper Coblenzian to Lower Eifelian age, the Coblenzian being roughly equivalent to the Emsian (see ZIEGLER 1979 for a discussion of the history of the Devonian subdivisions). In support to the age estimation by LE MAÎTRE (1934), it is worth remembering that LE MAÎTRE (1934; 1960) compared the fauna from the limestones of the Chalonnes Fm with those of the Devonian of the Graz area (Austria), where, for example, *Heliolites barrandei* has also been found. What is the relevance of such a comparison today? *H. barrandei* has been first described in the Graz area (PENECKE 1887; FLÜGEL 1956), where it constitutes a characteristic fossil of some limestones, called for this reason Barrandeikalk, now formally designated as the Plabutsch Formation (HUBMANN 1993; 2007). The latter is not yet well-dated, for similar reasons than for the Chalonnes Fm: conodonts and tentaculites, on which the fine-scale stratigraphy of the Devonian is based, are lacking. However, the Plabutsch Formation is attributed to the lowest part of the Middle Devonian (SCHÖNLAUB 1992). *H. barrandei* is also mentioned in the Cantabrian area (FERNANDEZ-MARTINEZ 1998), in the Moniello and Santa Lucia Formations, which are attributed to the Upper Emsian to earliest Eifelian. In these two areas, Devonian sedimentation proceeded continuously from the Lochkovian to the Famennian, and the reefal

carbonates are not restricted to the Lower to Middle Devonian transition. The vertical extent of *H. barrandei* cannot therefore be considered as controlled by the ecologic conditions, but seems to own a biostratigraphic meaning.

Our conclusion therefore does not accord with the results of DUBREUIL & VACHARD (1979), who suggested that the microfauna from the Chalonnes Fm indicates a Givetian age. This age is based on the study of foraminifera and algae, two groups whose use as biostratigraphic tools during the Devonian should be carefully checked. Moreover, the attribution of the Chalonnes Fm to the Givetian would add another problem. The reefal brachiopods, usually characterised by large thick-shelled species, are in the Chalonnes Fm represented by two species (*Pentamerus davyi* and *Amphigenia bureaui*) (OEHLERT 1881). The well-known *Stringocephalus burtini* is a species of Givetian age, whose ecology was very similar, being found in reefal or peri-reefal carbonates. However, *S. burtini* is notoriously absent from the (allegedly Givetian) Chalonnes Fm, an observation that requires an explanation. A first solution would be to consider that *P. davyi* and *A. bureaui* are species with a similar habitat than *S. burtini*, its absence being explained by a biogeographical isolation of the Chalonnes area. However, the presence of *S. burtini* in the Givetian limestones of the Villedé d'Ardin (Vendée) (MATHIEU 1937; LE MAÎTRE 1937) contradicts this hypothesis. Another solution would be to consider that the Chalonnes Fm and the Villedé d'Ardin Fm are not of the same age, a hypothesis consistent with the new data discussed above. A revision of the thick-shelled brachiopods from the Chalonnes Limestone would help clarify the issue.

6. The onset of mountain building in the Variscan belt

The Variscan belt results from the convergence between Laurussia and Gondwana during Devonian and Carboniferous times. Mountain building associated to crustal thickening is well documented during the Carboniferous collision. However, the Devonian history is much less well understood. Numerous models have been proposed, where both the vergence of the main oceanic subduction zones and the emplacement and age of possible marginal basins are disputed. Subduction of the Rheic Ocean, which separated Laurussia from Gondwana, was possibly associated to the development of an active margin along what is now the "Mid-German Crystalline Rise". Later on, orogenic development leads to crustal thickening and

thrust propagation towards the north as well towards the south. Details of the Devonian palaeogeography are discussed below.

Sedimentological/biostratigraphical evidence for the onset of mountain building

In the Early Devonian palaeogeography of Western Europe, a well-defined "Old Red Sandstone Continent" (Fig. IVb-6) displays fluvial or lacustrine sedimentation in narrow, tectonically-controlled, basins. This domain (Laurussia) results from the final collision of Laurentia, Baltica and Avalonia during the Caledonian-Acadian orogeny (ZIEGLER 1988; 1989). The southern boundary of Laurussia, from Cornwall to the Harz, is currently interpreted as a passive palaeomargin (ONCKEN et al. 1999), whose subsidence controls the Devonian sedimentation. Towards the south, the proximal sediments ("Rhenish facies") are progressively replaced by distal sediments ("Hercynian facies") (ERBEN 1953; RABIEN 1956; WEDDIGE et al. 2005), which imply that the continental crust of the Laurussian palaeomargin has been significantly thinned. *Plectodonta* is only found in the distal sediments (Fig. IVb-6), which occur either in the Mosel Trough (Olkenbach syncline) and in the Sauerland, or in the "Giessen-Harz nappe" (Harz, Kellerwald, Marburg).

Most authors assume that at least one oceanic domain was separating Laurussia and its passive margin (Rheno-Hercynian domain) from the various Gondwana-derived continental domains located further south. One possible suture for this oceanic domain would be the faulted contact between the Rheno-Hercynian domain to the north and the Saxo-Thuringian domain to the south. One or several continental domains, whose geometry is largely disputed (e. g. ZIEGLER 1988, 1989, 1990; STAMPFLI et al. 2002; CARTIER & FAURE 2004), were probably present within or between these oceanic domains. These continental domains could have been totally covered by epicontinental seas (because the continental crust was significantly thinned at the time of their separation from Gondwana) or partly emerged. During Emsian to early Eifelian times, the brachiopod *Plectodonta* (Fig. IVb-6) is found in the pelagic facies of the the Saxo-Thuringian domain, as well as along the margin of a southern domain (Chalonnes, Praha). This would suggest that geographic barriers opposed to its dispersal (via the planctonic larva) were absent in the Early Devonian. In consequence, from the South-Laurussian margin up to the emerged relief that was built in the internal zone of the future Variscan belt, the marine realm was not interrupted by a continuous barrier.

In order to identify and to localise the emerged lands, the ideal situation would be to find Devonian continental (i. e. alluvial, fluviatile, or lacustrine) deposits within the Variscan belt.

Such a situation is not documented, possibly because the early witnesses of the relief have been eroded due to further convergence. However, in the areas located along the margins of this domain, the sedimentation could record the input of detrital material associated to the erosion of this relief. The oldest piece of evidence for such an emerged land within the (future) Variscan belt is constituted by the Sainte-Anne Fm in the Armorican Massif. Further east, there is no record of detrital, immature sandstones of Early or Middle Devonian age in the Massif Central, the Vosges and the Black Forest. The only other occurrence of such a type of sediment is found in the Bohemian massif, in the Prague area (CHLUPÁČ *et al.* 1998). There, the development of immature sandstones (Sbsrko Fm, Roblin Mb), interpreted as distal turbidites (KUKAL & JÄGER 1988) and containing large amounts of plant debris (OBRHEL 1961, 1968), imply the erosion of a growing relief, a situation similar to that in the Armorican Massif. Palaeocurrent analyses in the Sbsrko Fm indicate a transport of the detrital material from east or south-east (CHLUPÁČ et al. 1998: 146). The main difference between the Bohemian and Armorican Massifs is the age of the detrital sedimentation, which occurred later in the Prague area (Givetian) than in the Chalonnes area (Emsian/early Eifelian).

Therefore, the geographical extent of the late Early to Middle Devonian emerged domain is rather uncertain, and is tentatively shown on figure IVb-6.

Petrological/geochronological evidence for the onset of plate convergence

The onset of plate convergence (but not necessarily mountain buiding) in the Variscan belt is also recorded in places where deformation and metamorphism are reliably dated from the Early or Middle Devonian. Eclogite-facies relics are the favoured targets for such an approach. However, the causal link between eclogite formation and relief development can be difficult to identify, especially if the eclogites are developed at the expense of subducted oceanic crust (in which case the relief could postdate the eclogite-facies event), and because the eclogite-facies event is in most cases difficult to date accurately. A summary of the available geochronological data in the Armorican Massif and in the Massif Central allows distinguishing three main episodes of Devonian metamorphism in the western part of the Variscan belt (Fig. IVb-7). Two distinct episodes of HP metamorphism, also recognised in the Iberian Massif (see BALLÈVRE et al. 2009 for further discussion) are separated by a high-grade event, during which partial melting took place in a thickened continental crust.

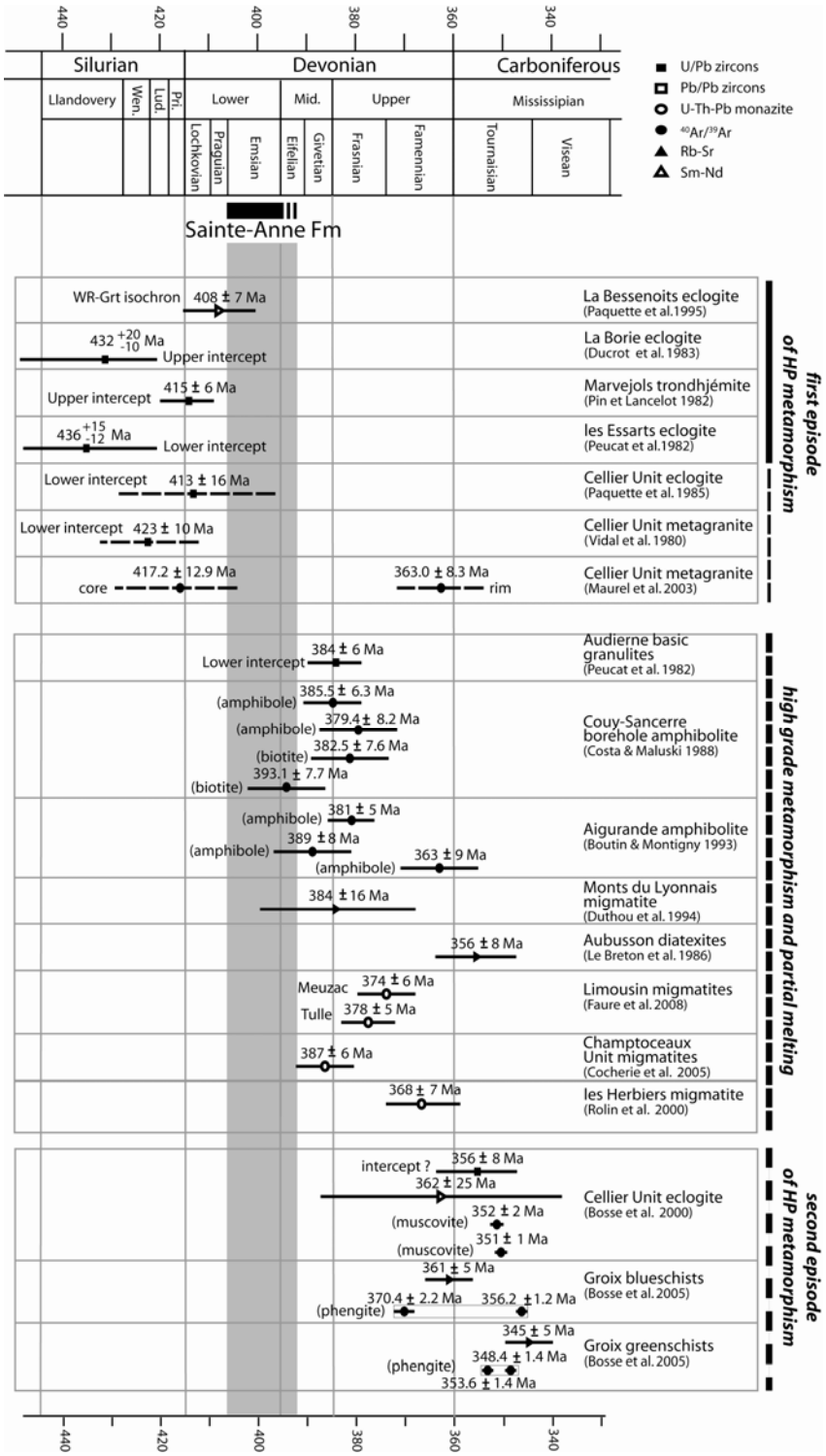


Fig. IVb-7. *A summary of published ages for the early Variscan metamorphism in the southern part of the Armorican Massif and the western part of the Massif Central. Note that the deposition of the Sainte-Anne Sandstone took place slightly after a first episode of eclogite-facies metamorphism, but slightly before partial melting in the continental crust. The age of this first eclogite-facies event is constrained by U-Pb data on zircons in four localities (la Bessenoits, la Borie, Marvejols, and possibly les Essarts). The age of an eclogite from the Celllier Unit, once interpreted as the age of the first HP event (PAQUETTE et al. 1985), could also be interpreted as a protolith age (PAQUETTE 1987), similar to the protolith age of the metagranite from the same unit (U-Pb age from VIDAL et al. 1980; Ar/Ar age in the cores of magmatic biotite from MAUREL et al. 2003). The numerical scale follows GRADSTEIN et al. (2004).*

The first metamorphic episode took place in the Late Silurian or earliest Devonian. Notable examples of this event are the la Bessenoits eclogites dated at 405-410 Ma in the Massif Central (PAQUETTE et al. 1995). South of the studied area, the eclogite-bearing rocks from the Essarts Unit are potential witnesses of this early tectonic history (GODARD 2001), but the interpretation of their U-Pb age data remains uncertain. Closer to the studied area (in the Cellier Unit, the lowest tectonic element of the Champtoceaux Complex), some U-Pb data on zircons have been interpreted as recording the age of the HP event, but their meaning is now uncertain (BALLEVRE et al. 2009).

The second metamorphic episode is recorded by the ages obtained (i) in amphibolite- to granulite-facies rocks (e. g. the Audierne Bay and the Couy-Sancerre borehole) and (ii) in migmatites that occur in the southern part of the Armorican massif and the Massif Central. Closer to the studied area, the migmatitic orthogneisses from the Champtoceaux Unit have given monazite ages of about 390 Ma (COCHERIE et al. 2005), indicating that partial melting of a continental crust took place during the Middle Devonian or early Late Devonian.

The third metamorphic episode, characterised by low-temperature eclogites and blueschists, took place during the uppermost Devonian, at about 360-370 Ma. For example, the eclogites from the Cellier Unit, structurally located below the studied unit, yield an age of 360-370 Ma (Upper Devonian) (PAQUETTE 1987; BOSSE et al. 2000), and the same age is found in the Ile de Groix blueschists (BOSSE et al. 2005).

Deposition of the Sainte-Anne Fm (during the Emsian or early Eifelian) therefore took place during or slightly after the first (eclogite-facies) metamorphic event but slightly earlier than the second metamorphic episode.The third episode is much younger than the age of the Sainte-Anne Fm, and is therefore irrelevant with respect to the present discussion. There is thus no doubt that mountain building in the Variscan belt began as soon as the end of the Early Devonian. Mountain building can result from (i) uplift of a rift shoulder, (ii) construction of a volcanic arc along an active plate margin, (iii) crustal thickening at the expense of the continental crust. In the studied case, the Sainte-Anne Fm is composed of immature and poorly sorted sandstones with a large amount of plant debris and lithic fragments. Lithic fragments are mainly of sedimentary and volcanic origin, implying a gentle incision of the source area. Palaeocurrent data indicate a southern origin for the sediments. The Sainte-Anne Fm is characterised by gravity flow deposits, suggesting a depositional environment in a delta front dominated by floods (DUCASSOU et al. 2009). Their timing of deposition with respect to the metamorphic evolution of the Variscan belt suggests either model (ii) or model (iii).

7. Conclusion

In the southern Armorican Massif, the immature sandstones of the Sainte-Anne Fm contain a few crinoids and a brachiopod fauna mainly characterised by the presence of *Plectodonta minor*. This species suggests an Emsian to early Eifelian age for the deposition of the sandstones. This age is consistent with a recent dating of the associated flora (DUCASSOU et al. 2009), but contradicts earlier interpretations based on the presumed Givetian age of the underlying limestones.

Because the deposition of the Sainte-Anne Fm is the first direct evidence in the Armorican massif for the erosion of a mountain belt, it can be compared with the Srbsko Fm in the Bohemian massif. The immature sandstones are slightly older in the Armorican massif (Emsian-early Eifelian) than in the Bohemian massif (Givetian), which suggests that the onset of the relief development is not synchronous at the scale of the Variscan belt.

Acknowledgements

Authorizations for sampling in the Châteaupanne quarry were given by its director, ERIC SOUCHET, and his quarry chief, JOEL BINET. Mr. and Mrs. PORCHER and Mr. and Mrs. MERCIER kindly allowed us access to the abandoned Sainte-Anne quarry and to the Orchère locality respectively. We also thank GÉRARD BEAULIEU, Angers, for his cooperation. Constructive reviews by PIERRE BULTYNCK, Brussels, and WOLFGANG FRANKE, Frankfurt, are acknowledged.

Chapitre 5 :

Structure et milieux de dépôt du Bassin d'Ancenis

Introduction

L'analyse des séries terrigènes carbonifères du Bassin d'Ancenis a été entreprise dans le cadre de ce travail. Ces séries font suite (en continuité temporelle ou non ?) à une sédimentation carbonatée au Dévonien supérieur (Frasnien-Famennien) puis siliceuse (lydiennes et radiolarites) dont l'âge n'est pas établi. Elles caractérisent donc une arrivée de matériel détritique qui atteint son paroxysme avec le dépôt de conglomérats (Poudingue d'Ingrandes). Cet ensemble terrigène carbonifère est rassemblé sous le nom de Formation d'Ancenis, définie par Ballèvre et Lardeux (2005). Le contexte de mise en place de ce bassin est toujours mal connu ayant été interprété selon les auteurs comme un bassin transtensif dextre (Shelley & Bossière, 2000) ou sénestre (Diot, 1980), ou encore comme un bassin extensif avec des dépôts catastrophiques olistolithiques (Dubreuil, 1986). L'analyse présentée ici n'a malheureusement pas permis de statuer sur le contexte de formation du Bassin d'Ancenis. Cette étude s'est surtout intéressée à la définition des milieux de dépôts et à leur évolution au cours de l'histoire du bassin. En l'absence de données stratigraphiques précises et du fait des mauvaises qualités d'affleurement, les relations entre les différents faciès définis sont difficiles à déterminer et il reste des incertitudes sur l'ordre de succession des milieux de dépôt. Cependant, un modèle évolutif cohérent peut être proposé. Ainsi, les descriptions et interprétations proposées ici concernent essentiellement l'étude sédimentologique et pétrologique des séries détritiques. Dans une première partie, la structure du Bassin d'Ancenis sera brièvement présentée.

1. Structure du Bassin d'Ancenis

1.1. Le Dévonien supérieur et ses relations avec les séries sédimentaires voisines

Nature

La succession des séries sédimentaires paléozoïques en bordure du Bassin d'Ancenis a longuement été discutée. Ainsi, si une distinction a rapidement été faite entre la « grauwacke inférieure du Culm » (Bassin d'Ancenis) et la « grauwacke supérieure du Culm » (Sillon Houiller de la Basse-Loire) (Carpentier, 1932), les transitions entre les séries paléozoïques anté-carbonifères sont encore aujourd'hui mal contraintes. Néanmoins, la présence de calcaire daté du Dévonien supérieur (Frasnien) a été établie aussi bien au Sud qu'au Nord des séries

terrigènes de la Formation d'Ancenis. Les gisements fossilifères les plus réputés sont ceux de l'Ecochère, à Ancenis dont l'âge Frasnien a été établi par Péneau (1932 ;1933), et de Cope-Choux (sur la bordure nord du Bassin d'Ancenis), daté par Le Maître (1931, 1932) et Milon (1932). Dans la région de Chalonnes, un gisement calcaire a également été daté du Frasnien à la montée d'Ardenay (Lardeux et al. 1961). A ces calcaires semblent être localement associés (cf. ci-dessous) des niveaux de lydiennes en bancs centimétriques à décimétriques intercalés avec des argiles. Les lydiennes contiennent des fragments de radiolaires (Rivière, 1977a) mais leur âge n'a jamais été établi. Cependant, en plusieurs gisements, elles sont associées aux calcaires datés, ce qui a conduit Rivière (1977a) à leur attribuer un âge Dévonien supérieur. Les gisements de calcaires et de lydiennes sont reportés sur la Figure V-1.

La présence de Dévonien supérieur en bordure du bassin d'Ancenis est donc indiscutable. Par contre, ses relations avec les séries voisines, qu'il s'agisse des séries de l'Ordovicien ou du Dévonien inférieur ou des séries carbonifères, n'est toujours pas bien établi. Plusieurs affleurements pour lesquels la nature des contacts a été discutée sont présentés ci-dessous. La plupart d'entre eux ont malheureusement disparu, d'autres n'ont pas pu être retrouvés, probablement parce que les qualités d'affleurement se sont dégradées. Pour autant, quelques uns ont pu faire l'objet de nouvelles observations.

L'Ecochère (Commune de St-Géréon)

A proximité d'Ancenis (sur la bordure sud du bassin, Fig. V-1), plusieurs gisements de calcaires et lydiennes (localisés tantôt au nord, tantôt au sud des calcaires) ont été décrits et passeraient en continuité stratigraphique à la Formation d'Ancenis (Rivière, 1977a, Diot, 1980). C'est essentiellement sur la base des observations faites à l'Ecochère que le « Culm frasno-dinantien » est généralement considéré comme une unité continue, allant de dépôts marins au Dévonien supérieur à des dépôts continentaux au Carbonifère (Rivière, 1977a). Les gisements de calcaires et de lydiennes de l'Ecochère n'ont pas été retrouvés, et par conséquent leurs relations avec la Formation d'Ancenis n'ont pu être observées ici. Les relations entre le Frasnien et les séries situées plus au sud se font localement par l'intermédiaire d'une série d'âge inconnu, appelée Complexe de Belphaget. Ce complexe est généralement interprété comme continu avec les séries frasniennes voire même comme représentant la base du Bassin d'Ancenis (Rivière, 1977a). Cependant, cet ensemble présente une schistosité bien marquée (Fig. V-2A).

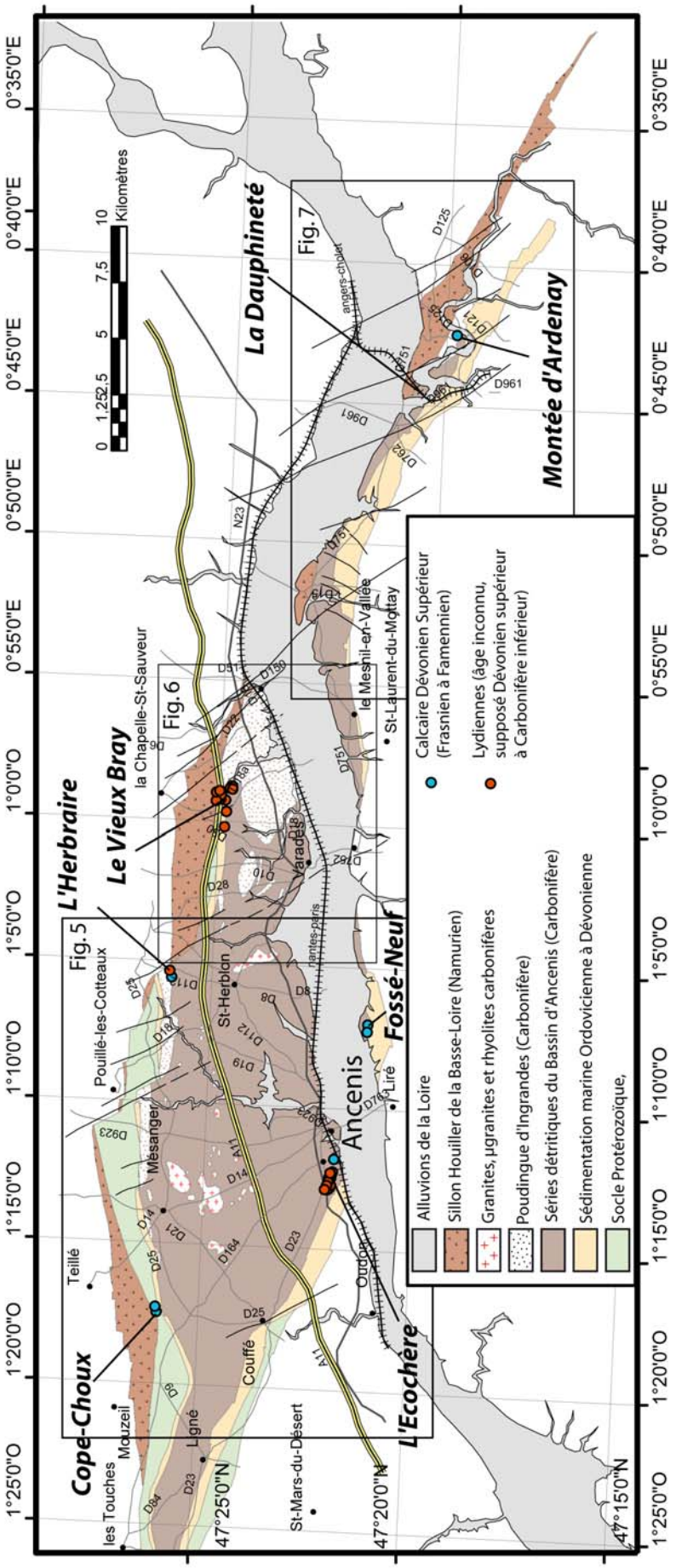


Fig. V-1 : Carte du Bassin d'Ancenis et localisation des affleurements pour lesquels la présence de calcaire dévonien supérieur et de lydiennes a été indiquée. Les encadrés indiquent la localisation des Figures V-5, V-14 et V-17.

Cette schistosité est bien présente dans l'ensemble des séries paléozoïques ante-frasniennes, mais surtout bien exprimée dans les siltites ordoviciennes (Fm de Pierre-Meslière) (Diot, 1980 ; Dubreuil, 1986). Or les séries terrigènes de la Formation d'Ancenis ne présentent pas de schistosité. Selon Péneau (1932), les calcaires frasniens seraient également affectés par la schistosité. Ces observations bien qu'elles ne soient plus vérifiables, pourraient impliquer une discordance de la Formation d'Ancenis (Carbonifère) sur le ses séries dévoniennes.

Cope-Choux (Commune de Mouzeil)

Le Calcaire de Cope-Choux est situé sur la bordure nord du Bassin d'Ancenis (Fig. V-1) où il affleure toujours dans plusieurs carrières aujourd'hui inondées et donc d'accès difficile. Ce calcaire a principalement été étudié par Bureau (1910) qui le décrit comme transgressif sur les séries ordoviciennes (Fm de l'Angellerie) par l'intermédiaire d'un conglomérat à ciment calcaire. Cependant, Dubreuil (1986) réinterprète ce conglomérat comme le remplissage d'un paléokarst plio-quaternaire localisé à la transition quartzites (Fm de l'Angellerie) / calcaire frasnien, par dissolution préférentielle entre ces deux formations.

Le Calcaire de Cope-Choux serait surmonté en discordance par un conglomérat présentant des similitudes avec le Poudingue d'Ingrandes (Bureau, 1884 ; 1910 ; Rivière, 1977a ; Dubreuil, 1986).

L'Herbraire (Commune de la Rouxière)

La coupe de l'Herbraire, également située au Nord du Bassin (Fig. V-1) n'a pas été étudiée lors de ce travail mais les descriptions faites par Rivière (1977a) et Dubreuil (1986) sont présentées ici du Nord vers le Sud. Des schistes noirs, attribués à l'Ordovicien (Fm de l'Angellerie) sont en contact normal (Rivière, 1977a) ou faillé (Diot, 1980 ; Dubreuil, 1986) avec un ensemble de « schistes et grauwackes à passées micro-conglomératiques ». Cet ensemble est généralement interprété comme un équivalent du Complexe de Belphaget et est attribué au Frasnien par Rivière (1977a). Cet ensemble est surmonté de calcaires noduleux plus ou moins décalcifiés dont la faune indique un âge Frasnien (Cavet et al., 1978 ; Dubreuil, 1986), puis d'une alternance de lydiennes et d'argilites. Après une lacune, cet ensemble attribué au Dévonien supérieur, serait surmonté en discordance par le Poudingue d'Ingrandes.

Le Vieux Bray (Commune de Montrelais)

Plus à l'est de la coupe de l'Herbraire (Région du Vieux Bray), des affleurements de lydiennes ont également été rapportés sans que ses contacts avec d'autres lithologies aient pu être identifiés (Rivière, 1977a). Un des rares affleurements préservés est situé à proximité du lieu-dit le Vieux Bray, dans d'anciennes petites carrières aujourd'hui envahies par la végétation. Néanmoins il est possible d'y observer des niveaux de lydiennes, en bancs centimétriques, qui alternent avec des joints argileux. Non loin du Vieux Bray, Dubreuil a pu travailler sur ces séries durant la construction de l'autoroute Nantes - Angers (Aire de Varades - La Bédoire) et décrit des successions similaires à celles de la coupe de l'Herbraire (i.e. proximité entre les calcaires frasniens, les lydiennes et le Poudingue d'Ingrandes. Cependant, il ne conclut pas sur la nature du contact (stratigraphique ou tectonique) entre les séries dévoniennes et le Poudingue d'Ingrandes (Dubreuil, 1986, Fig. 37, p. 112).

Saint-Vincent (Commune de Chalonnes-sur-Loire)

La Coupe de Saint-Vincent (à Chalonnes-sur-Loire) permet d'observer un des rares affleurements du contact entre les séries terrigènes du bassin d'Ancenis et les roches ante-frasniennes (ici appartenant à l'Unité du Tombeau Leclerc). Ici, le contact est orienté N100 40°N et présente des évidences de faille inverse (plans de failles et plans de cisaillement) (Figure V-2B).

Les indices de polarité, telles que les bases érosives et les granoclassements, indiquent que le sommet de la coupe est au sud. Cette coupe est donc en polarité inverse par rapport à la plupart des affleurements reconnus dans le Bassin d'Ancenis, qui présentent un plongement plus ou moins fort vers le nord et des critères indiquant une polarité normale. Les séries sédimentaires de la Formation d'Ancenis observées sur la Coupe de Saint-Vincent sont donc interprétées comme appartenant à une écaille qui marque un contact tectonique important entre les séries carbonifères et les séries paléozoïques antérieures.

Montée d'Ardenay (Commune de Chaudefonds-sur-Layon)

La coupe classique dite de la Montée d'Ardenay est toujours présente, le long de la route qui mène au bourg de Chaudefonds-sur-Layon jusqu'à Ardenay. Cependant, les qualités d'affleurements ne permettent pas d'apporter des certitudes sur la nature des contacts.

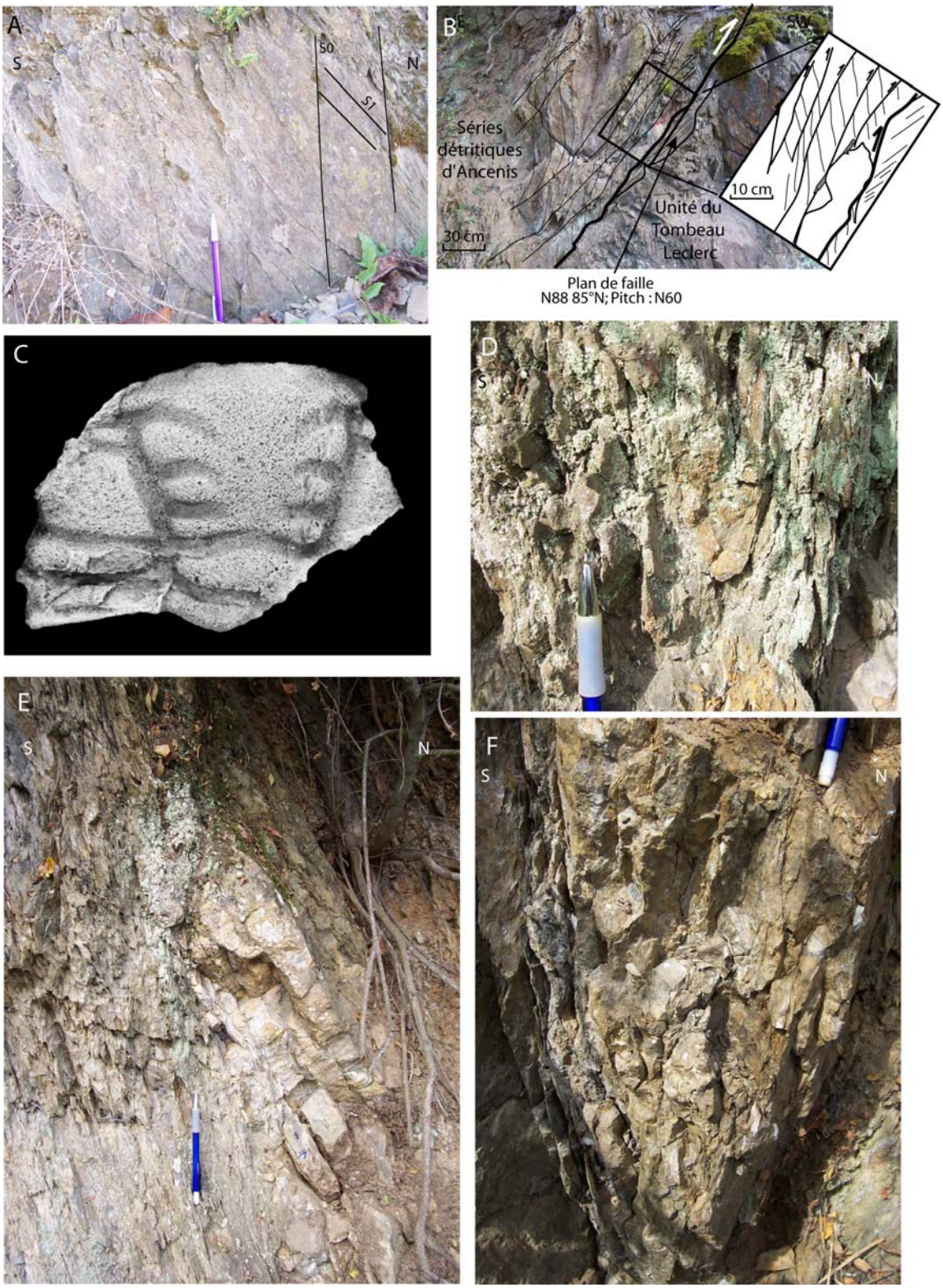


Fig. V-2. Planche photographique A) Stratification et schistosité dans le Complexe de Belphaget à l'Ecochère, à Ancenis. B) Contact par faille entre les séries carbonifères d'Ancenis et les Pélites à fragments ordoviciennes de l'Unité du Tombeau Leclerc, Coupe de Saint-Vincent, Chalonnes-sur-Loire. C) Contre-empreinte en latex du céphalon d'un trilobite récolté sur la coupe de la Montée d'Ardenay, localisation sur la Fig. V-3B, photographie de G. Beaulieu. D) Pli à axe vertical dans les sédiments altérés de la Montée d'Ardenay. E) Niveau calcaire à faune frasnienne de la Montée d'Ardenay (localisation sur la Fig. V-3B). D) Calcaire noduleux et lenticulaire de la Montée d'Ardenay (localisation sur la Fig. V-3B).

En effet, au niveau du contact supposé entre les séries carbonifères et les séries paléozoïques appartenant à l'Unité du Tombeau Leclerc, l'affleurement ne dépasse pas quelques dizaines de centimètres de hauteur et les séries sont très déformées. Néanmoins, quelques observations méritent d'être relevées car elles sont en désaccord avec les conclusions des auteurs précédents. Sur la Figure V-3 sont synthétisées les informations relatives au contact entre l'Unité du Tombeau Leclerc et les séries frasniennes à carbonifères. La zone détaillée (Fig. V-3 B) est localisée sur une coupe synthétique des séries paléozoïques (Fig. V-3 A correspondant à la coupe 4 de la Fig. II-2-5). Elle débute au Sud par un ensemble massif qui contient en grande quantité des grains de quartz arrondis (ensemble 1, Fig. V-3 B). Diot (1980) rapportait cet ensemble soit au Dévonien soit au Carbonifère. Néanmoins ce faciès présente toutes les caractéristiques des « Pélites à fragments » ordoviciennes (Hirnantien). Cet ensemble évolue vers une série pélitique au Nord par une disparition progressive des grains de quartz. Cet ensemble est constitué d'alternances fines (millimétriques) de silts et de grès fins dans lesquels il est possible de rencontrer des nodules (zone 2, Fig. V-3B). C'est dans ces nodules que nous avons pu récolter des trilobites (en cours d'étude par J.F. Becq-Giraudon).

Selon J.F. Becq-Giraudon, les fragments récoltés seraient caractéristiques de Placoparia (voir moule du céphalon, Fig. V-2B) et pourraient correspondre à *Placoparia fredlardeusi*, espèce définie dans l'Ordovicien de l'Unité de Châteaupanne (Lardeux et al., 2008). Cette découverte permet d'ores-et-déjà de confirmer l'appartenance de ces niveaux à l'Ordovicien (et non au Dévonien ni au Carbonifère). Cependant, si la détermination est confirmée, la découverte de cette faune pourrait permettre de mettre en évidence la présence de niveaux (i) plus anciens que ceux reconnus jusqu'alors dans l'Unité du Tombeau Leclerc (soit avant la glaciation hirnantienne) et (ii) équivalents à ceux rencontrés dans l'Ordovicien de l'Unité de Châteaupanne (Schistes à Dicellograptus), indiquant un contexte paléogéographique similaire, cette espèce n'ayant pas été identifiée ailleurs jusqu'à aujourd'hui.

Plus au Nord des niveaux dans lesquels les trilobites ont été découverts, un ensemble déformé de sédiments détritiques fins (alternance argile - siltites - grès) semble similaire aux niveaux qui renferment des nodules. Il n'est pas possible de voir de différence de faciès dans ces niveaux très altérés ni de contact important. Cependant cet ensemble est recoupé par des failles plus ou moins marquées sans qu'il soit possible de déterminer si une faille « majeure » pourrait mettre en contact les séries ordoviciennes avec les séries dévoniennes qui apparaissent plus au nord.

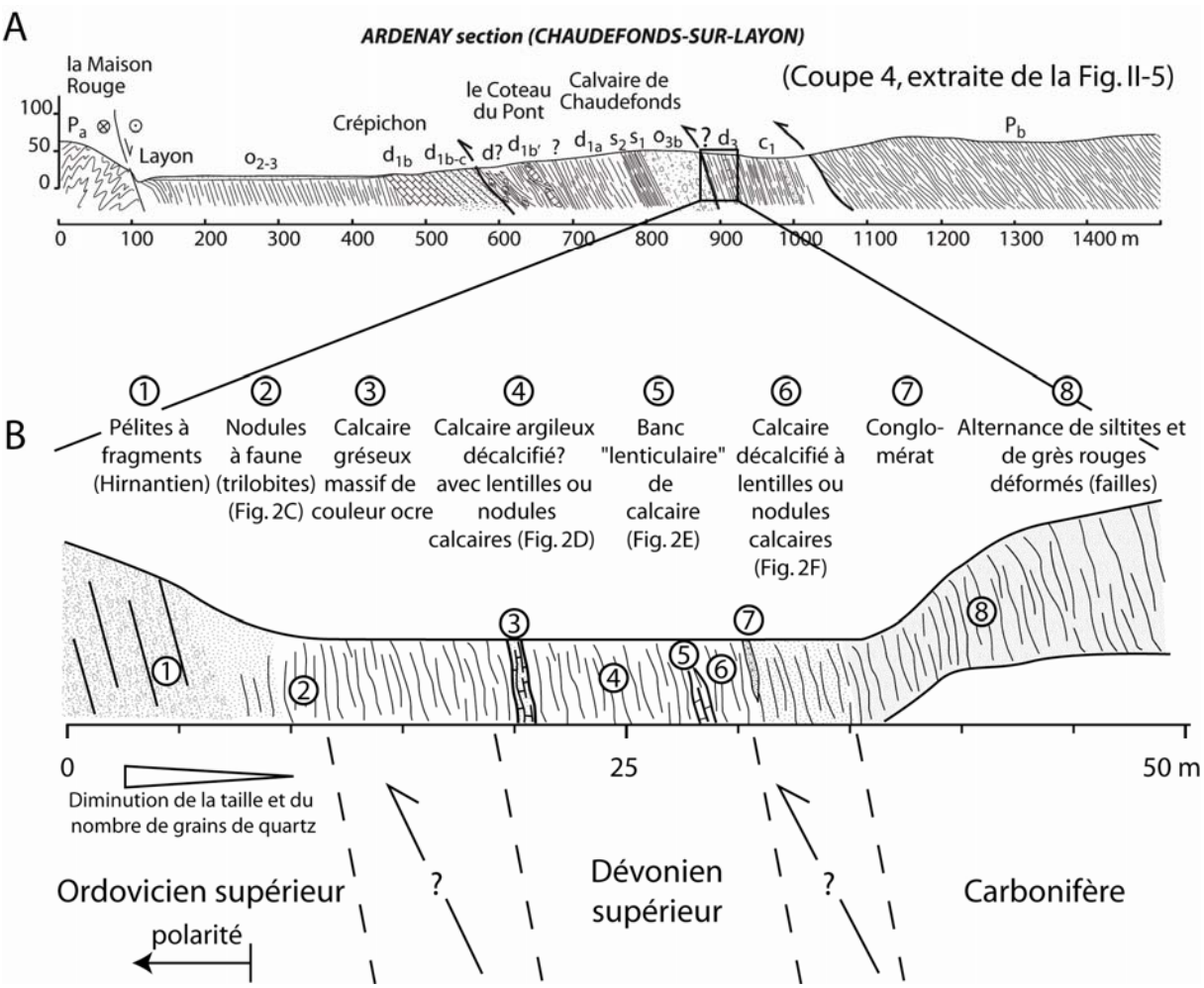


Fig. V-3. Coupes de la Montée d'Ardenay A) Coupe synthétique complète, extraite de la Fig. II-5 sur laquelle est localisée la coupe de détail. B) Coupe de détail de la transition entre l'Unité du Tombeau Leclerc (représentée par les «Pélites à fragments ») et les séries rouges caractéristiques du Carbonifère du Bassin d'Ancenis.

Cette déformation est visible sur l'ensemble de la coupe (Carbonifère compris) et un examen minutieux permet de mettre en évidence des axes de plis (Fig. V-2D). Un premier banc massif de calcaire gréseux, très altéré et de couleur ocre (zone 3, Fig. V-3B), contraste avec l'ensemble décrit précédemment. En lame mince, il présente un faciès similaire, bien que plus gréseux, au banc calcaire situé plus au nord (5, Fig. V-3B) et daté du Frasnien par Lardeux et al. (1961). Ce banc calcaire pourrait correspondre à un premier niveau Frasnien.

Dans la zone 4 (Fig. V-3B), un ensemble similaire à celui représenté avant le banc calcaire est présent. Il semble être constitué d'alternances argilo-gréseuses très altérées. Cependant, certains niveaux présentent en lame mince des faciès similaires à ceux observés dans les calcaires datés du Frasnien. Cette observation tendrait à indiquer que les niveaux paraissant pélitiques seraient à l'origine carbonatés mais auraient été décalcifiés par la suite.

Ainsi, l'ensemble frasnien doit être considéré comme continu, contrairement à ce que proposait Dubreuil (1986) pour qui les calcaires fossilifères frasniens étaient emballés dans une matrice carbonifère.

Le niveau 5 (Fig. V-3B) est constitué d'un calcaire sombre en bancs pluri-centimétriques affecté par une faille verticale (Fig. V-2 E). Il a livré une faune caractéristique du Frasnien supérieur (Lardeux et al., 1961 ; Dubreuil, 1986).

L'ensemble 6 (Fig. V-3B) présente des niveaux de calcaires lenticulaires ou noduleux affleurant mal et très altérés (Fig. V-2F), qui appartiennent probablement toujours au Frasnien. Le niveau 7 est constitué d'un conglomérat à éléments jointifs pluri-centimétriques de calcaires, de grès, de lydiennes rouges et de quartzites. Ce conglomérat est recoupé par de nombreuses veines de calcite. Les calcaires remaniés présentent en lame mince les mêmes faciès que les calcaires frasniens. Dubreuil (1986) proposait un remaniement de ces calcaires mais également des calcaires de la Formation de Chalonnes. Ces derniers n'ont pas été observés dans les éléments remaniés. Plus au nord, un ensemble massif présente des lithologies différentes, essentiellement détritiques (grès, microconglomérat, argiles) mais est complètement désorganisé, et probablement très déformé. Enfin, la zone 8 présente les faciès caractéristiques des séries terrigènes de la Formation d'Ancenis qui sont recoupés par de nombreuses failles.

La coupe de la montée d'Ardenay offre donc une succession présentant du sud au nord : des séries ordoviciennes de l'Unité du Tombeau Leclerc, des séries carbonatées du Dévonien supérieur, puis les séries terrigènes caractéristiques de la Formation d'Ancenis (Fig. V-3B). Cependant les contacts entre ces séries ne sont pas clairement définissables. La transition entre les séries ordoviciennes et les séries dévoniennes se fait dans des faciès fins très déformés et très altérés. Or, contrairement à ce que proposait Diot (1980), il n'est pas possible de proposer une continuité entre ces séries, étant donné que l'Ordovicien au sud est en polarité inverse. Deux hypothèses peuvent alors être proposées : i) les séries dévoniennes reposent en discordance sur les séries ordoviciennes basculées, puis érodées ou ii) l'ensemble déformé (entre les zones 2 et 3, Fig. V-3B) est une zone de faille, mal préservée. De même, le contact entre les séries dévoniennes et carbonifères n'est pas clairement visible (entre la zone 7 et la zone 8). Il est impossible de déterminer si la succession Dévonien supérieur - Carbonifère est continue ou si elle se fait par un contact tectonique mais compte-tenu de la déformation qui est très intense dans cette zone, la deuxième hypothèse (contact tectonique) semble raisonnable. Ainsi est-il possible de considérer que ces séries sont écaillées et séparées par des failles, proposition en accord avec les observations faites plus à l'Ouest (coupe de

Saint-Vincent) mais qu'il n'est pas possible de confirmer au vu des observations faites sur la coupe de la Montée d'Ardenay.

La Gare de Chalonnes (Commune de Chalonnes-sur-Loire)

Il faut également noter que la présence de calcaire frasnien à la Gare de Chalonnes a été notée par Dubreuil (1986, nom de la coupe : La Dauphineté), mais il n'a jusqu'alors pas été possible de les retrouver. Cependant, selon Carpentier & Péneau (1935), ainsi que Dubreuil (1986), ces niveaux seraient remaniés au sein de la sédimentation détritique du Bassin d'Ancenis.

1.2. Structure interne du Bassin d'Ancenis

1.2.1. Stratification

Une synthèse des données de pendage de la stratification dans le Bassin d'Ancenis a été réalisée à partir des données de Diot (1980), Rivière (1977a) et des mesures réalisées au cours de cette étude. Des variations peuvent être mises en évidence (Fig. V-4) et permettent de séparer le bassin en 5 zones.

Tout d'abord, dans la partie ouest du bassin, 3 zones ont été définies. La zone I comprend la partie sud du bassin où les séries sont basculées vers le nord (NNE) avec un pendage d'environ 45° (entre 30 et 80°).

Plus au nord, la zone II présente des pendages subhorizontaux, tantôt vers le Nord, tantôt vers le Sud marquant un plissement des séries. Cette structuration est interprétée ici comme résultant de l'intrusion dans les séries sédimentaires carbonifères du Granite de Mésanger (cf. Chap. 9). En effet, la limite de la zone plissée correspond grossièrement aux limites hypothétiques du granite qu'il est possible d'imager à partir de la répartition du métamorphisme de contact (Rivière, 1977b), des données gravimétriques (Rivière, 1977b), et de la carte des anomalies magnétiques (Gumiaux, 2003). Enfin, plus au Nord (zone III), la stratification présente à nouveau un plongement vers le Nord, cette fois un peu plus penté (entre 50 et 80° environ).

Il a été proposé (Diot, 1980) que le Bassin d'Ancenis se présente sous la forme d'un synclinal coffré, couché vers sud. Néanmoins, aucun argument (indice de polarité par exemple) ne permet d'identifier un renversement des séries dans la partie nord du bassin.

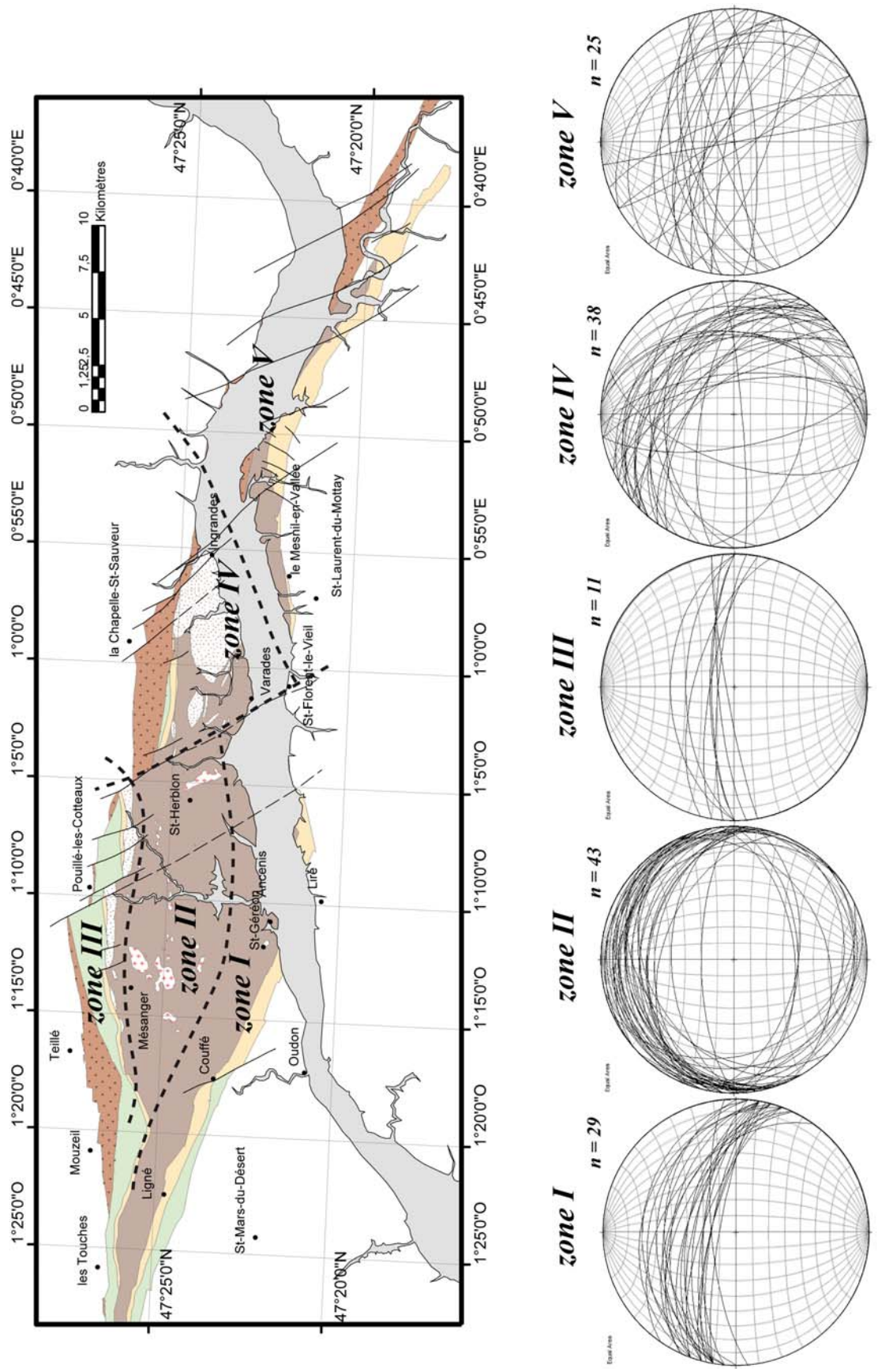


Fig. V-4. Synthèse des données sur les mesures de plans de stratification dans le bassin d'Ancenis : 5 zones sont identifiées en fonction du pendage général des plans de stratification.

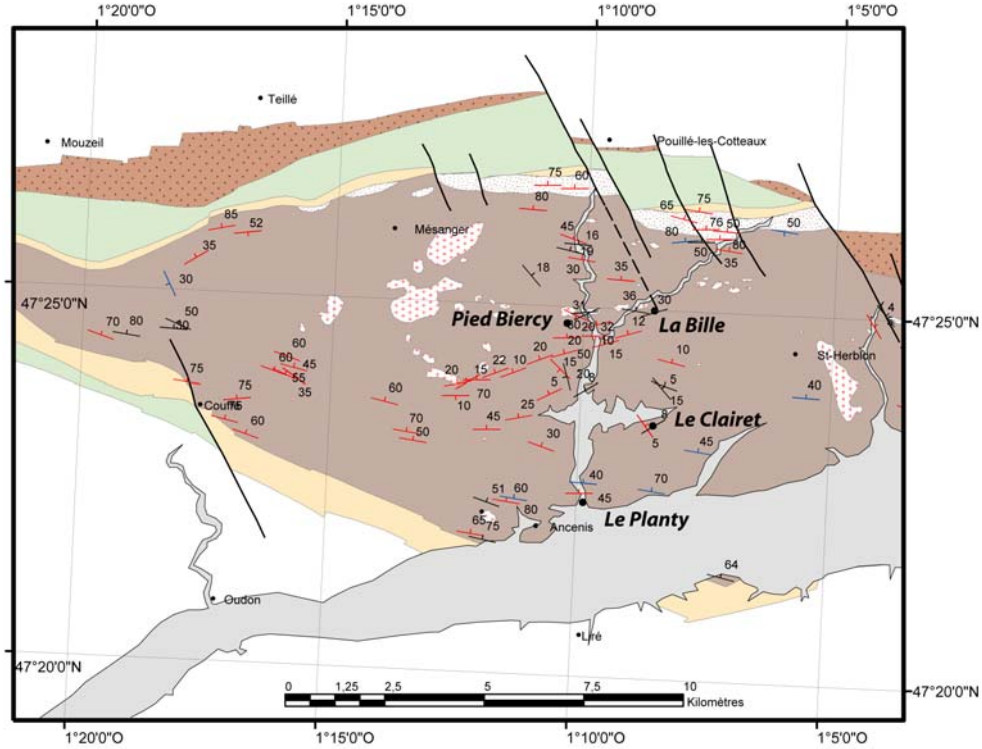


Fig. V-5. Localisation des affleurements discutés dans le texte pour la Région d'Ancenis (légende des formations sur la Figure V-1). Les mesures de pendage proviennent de : rouge Diot, 1980 ; bleu : Rivière, 1977a ; noir : cette étude.

Compte tenu de la largeur maximale du bassin au méridien d'Ancenis, soit environ 9 km, et du pendage général de la stratification, d'environ 45° vers le Nord, il est possible d'estimer une épaisseur de sédiments maximale pour le Bassin d'Ancenis d'environ 6300 m. Cependant, compte tenu du plissement dans la zone II, et dans l'hypothèse d'un renversement des couches au nord du bassin (zone III), une épaisseur minimale de 3200 m peut être proposée en utilisant : i) un pendage à 45° pour les 3 km de la zone I et ii) un pendage moyen de 12° pour les 5 km de la zone II.

Dans la zone V (région de Montjean-Chalonnes), la stratification est également pentée vers le nord (Fig. 6) avec localement des directions vers l'ENE, à proximité des failles décrochantes.

La zone IV comprend essentiellement les séries conglomératiques du Poudingue d'Ingrandes. Les mesures de pendage dans cette formation marquent des directions principales de pendage vers l'ENE qui contrastent avec celles décrites jusqu'alors (Fig. 7). La signification de ce changement de direction n'est pas bien contrainte et pourrait être due à : (i) une discordance du Poudingue d'Ingrandes sur les séries carbonifères antérieures, ou à (ii) une rotation de la stratification à proximité des failles décrochantes qui recoupent le bassin.

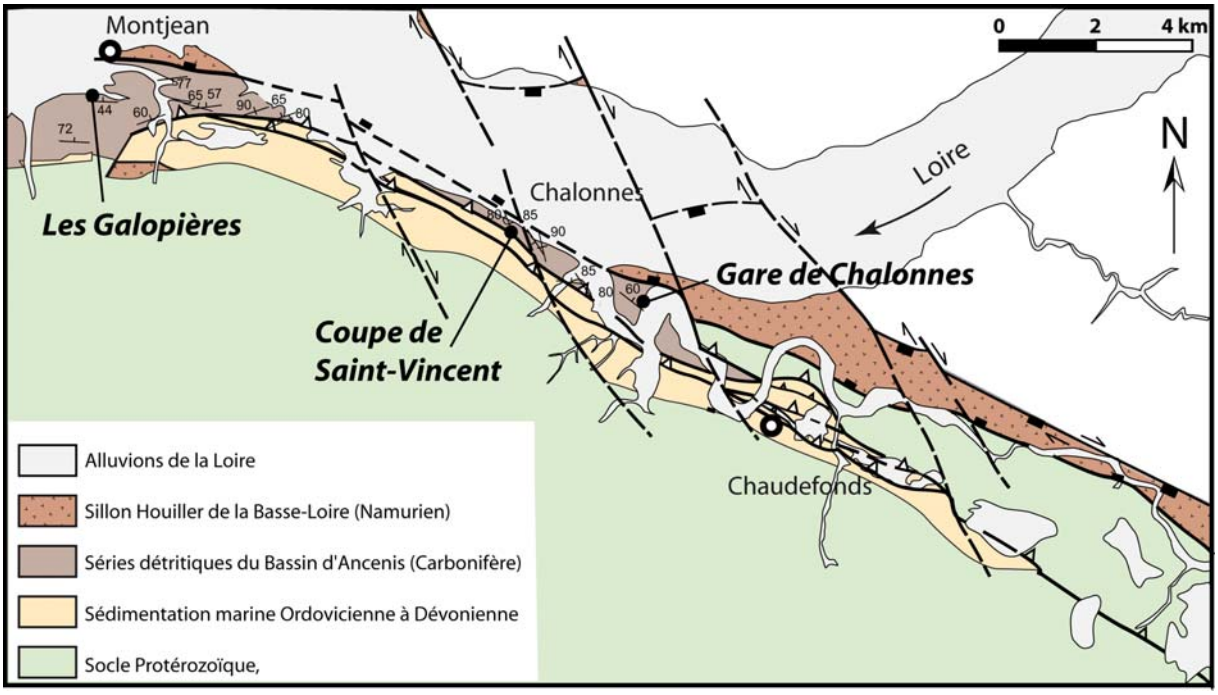


Fig. V-6. Localisation des affleurements discutés dans le texte pour la Région de Chalonnes. (légende des formations sur la Figure V-1). Par soucis de lisibilité, toutes les mesures de pendage n'ont pas été représentées (données : cette étude).

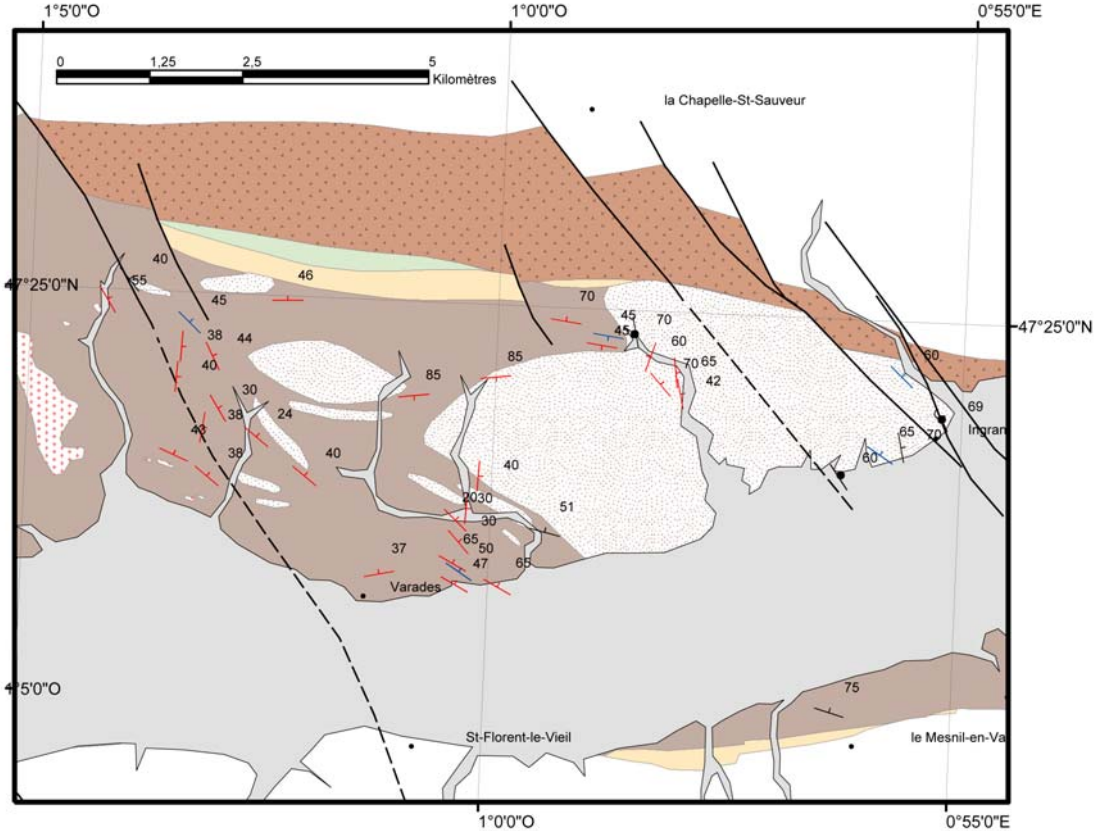


Fig. V-7. Localisation des affleurements discutés dans le texte pour la Région d'Ingrandes (légende des formations sur la Figure V-1). Les mesures de pendage proviennent de : rouge Diot, 1980 ; bleu : Rivière, 1977a ; noir : cette étude.

Ainsi, les mesures de plan de stratification indiquent un pendage vers le Nord pour la plupart des séries détritiques du Bassin d'Ancenis avec des perturbations qui peuvent être liées pour une part, à la mise en place de granites au cœur du Bassin (zone II), et d'autre part (zone IV, région d'Ingrandes) au jeu de failles décrochantes plus tardives ou à une discordance au cours de la sédimentation carbonifère.

1.2.2. Plis, schistosité et fentes de tension

Il a été noté que dans la zone II (Fig. V-4 et V-5), la stratification est affectée par des plis, interprétés comme étant liés à la mise en place du Granite de Mésanger. Il faut noter que dans ce domaine, la Fm d'Ancenis peut présenter également une schistosité plus ou moins marquée oblique sur la stratification. Cependant, la présence d'une schistosité n'est observée que rarement. Par contre, des fentes de tension sont fréquentes dans les niveaux gréseux et présentent localement un remplissage soit de calcite, souvent en partie ou complètement dissoute, soit de quartz. Ces veines sont systématiquement perpendiculaires au plan de stratification. Elles pourraient traduire un épisode extensif ou tout simplement se former lors de la compaction, du fait du poids de la pile sédimentaire.

2. Etude sédimentologique des séries détritiques carbonifères (Fm d'Ancenis)

En fonction des faciès identifiés dans les séries détritiques du Bassin d'Ancenis, celui-ci a été découpé en 3 régions principales pour lesquelles les faciès observés sont décrits ci-après. Ces 3 régions correspondent à peu près aux zones définies en fonction des variations de stratification et sont :

- la région d'Ancenis, qui correspond aux zones I, II et III
- la région de Chalonnes, qui correspond à la zone V
- la région d'Ingrandes, qui correspond à la zone IV

2.1. Région d'Ancenis : série argilo-gréseuse

2.1.1. Coupe du Planty

La coupe du Planty est située en rive droite de la Loire et en bordure du marais de Grée (Figure V-5), dans une propriété privée. Une petite falaise y avait probablement été exploitée

en tant que carrière, mais elle est abandonnée depuis de nombreuses années et envahie par la végétation. Son étude a été brièvement effectuée par Rivière (1977a). Le gisement du Planty est situé environ 1200 m au Nord de la base affleurante de la Formation d'Ancenis, soit, compte tenu du pendage global des couches (environ 45° vers le nord), environ 800-850 m au-dessus de la base supposée de cette Formation. Il s'agit probablement de la meilleure coupe observable aujourd'hui dans l'ensemble de la Formation d'Ancenis. En effet, cette coupe est perpendiculaire au pendage des couches et permet une observation quasiment continue des séries sédimentaires sur près de 100 mètres. De plus la hauteur du front de taille peut parfois atteindre plusieurs mètres ce qui permet de vérifier la variabilité latérale des faciès, fait quasiment unique dans l'ensemble du bassin.

Analyse de faciès

La falaise est découpée en trois fronts de taille, mais des recoupements permettent de construire un log complet et presque continu (Fig. V-8). Le log a été levé au 1/10° et est synthétisé au 1/50° (Fig. V-9 à V-13).

La Formation d'Ancenis est représentée au Planty par une alternance de pélites et siltites verdâtres, devenant rougeâtres vers le Nord et de bancs gréseux d'épaisseur centimétriques à décimétriques. Les figures de polarité au sein des niveaux gréseux (granoclassements, bases érosives, rides) sont toujours normales.

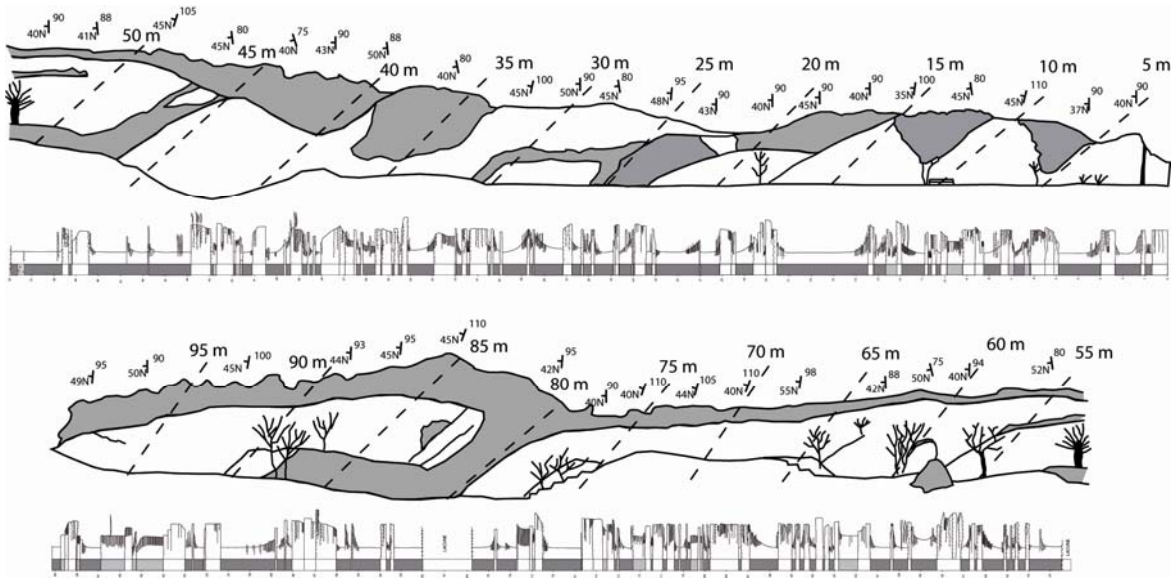


Fig. V-8. Schéma de la coupe du Planty sur lequel ont été reportées les mesures de plan de stratification et le log (en blanc : affleurement, en gris : végétation).

Plusieurs faciès ont été identifiés et ont été regroupés en associations de faciès décrits ici par granulométrie croissante et reportées sur le log (Fig. V-9 à V-13) :

Groupe de faciès 1 : Alternance d'argiles et de siltites avec de rares lentilles de grès fin

- **Ar** : (épaisseur variable, de quelques cm à plusieurs dizaines de cm) Argilites finement laminées pouvant présenter des variations de couleur (alternance de lamines sombres et claires, Fig. V-14A). Localement, ces dépôts présentent des traces de bioturbation. La plupart des niveaux à bivalves sont localisés dans ce type de faciès. *Processus de dépôt* : sédimentation pélagique profonde sans apport de matériel grossier par les processus gravitaires. Terme f (voire e) de la séquence de Bouma (1962).
- **Si** : (épaisseur variable: plusieurs dizaines de cm à plusieurs mètres) Siltites à argilites et lentilles pluri-millimétriques de grès fins comportant fréquemment de petites rides (de taille centimétrique) symétriques ou unidirectionnelles à forte composante aggradante. *Processus de dépôt* : écoulements turbiditiques distaux. Terme d à e de la séquence de Bouma (1962).

Groupe de faciès 2 : Alternance de siltites et de grès fins à moyen (Fig. V-14B)

- **Ar** (bancs rares et peu épais : quelques mm à quelques cm)
- **Si** (épaisseur variant entre quelques cm et quelques dizaines de cm)
- **SiCS** : (bancs de quelques cm à une dizaine de cm) Les bases et sommets de bancs sont généralement plans. Les faciès sont composés de siltites à grès fin pouvant localement comporter des rides unidirectionnelles de longueur d'onde pluri-millimétrique à pluri-centimétrique. Ces rides apparaissent sous la formea de rides 3D ou de rides à forte composante aggradante. *Processus de dépôt* : turbidites moyenne densité. Terme c de la séquence de Bouma (1962).
- **SmLP** : (bancs de quelques cm à quelques dizaines de cm) Bancs à base et sommet plans, composés de grès fin à moyen présentant des lamines planes, pouvant parfois évoluer vers le haut vers des rides chevauchantes (Fig. V-14C). *Processus de dépôt* : turbidites à forte composante en traction à la base évoluant vers un mode de transport de plus en plus suspensif traduisant une diminution de la densité du fluide. Terme b à c de la séquence de Bouma (1962).

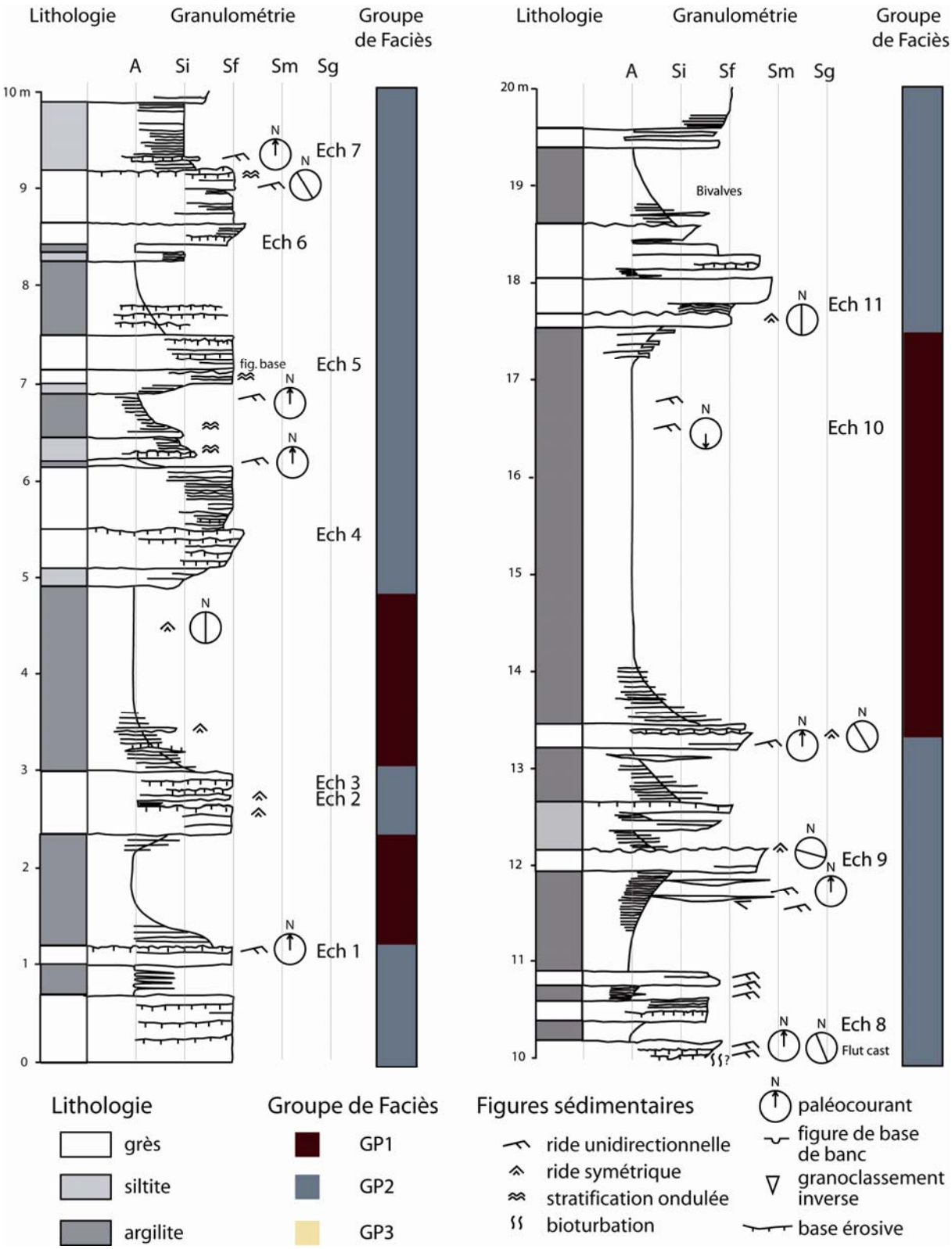


Fig. V-9. Log de la coupe du Planty synthétisé au 1/50° (entre 0 et 20 mètres) et répartition des groupes de faciès (A : argile ; Si : silt ; Sf : sable fin ; Sm : sable moyen ; Sg :sable grossier).

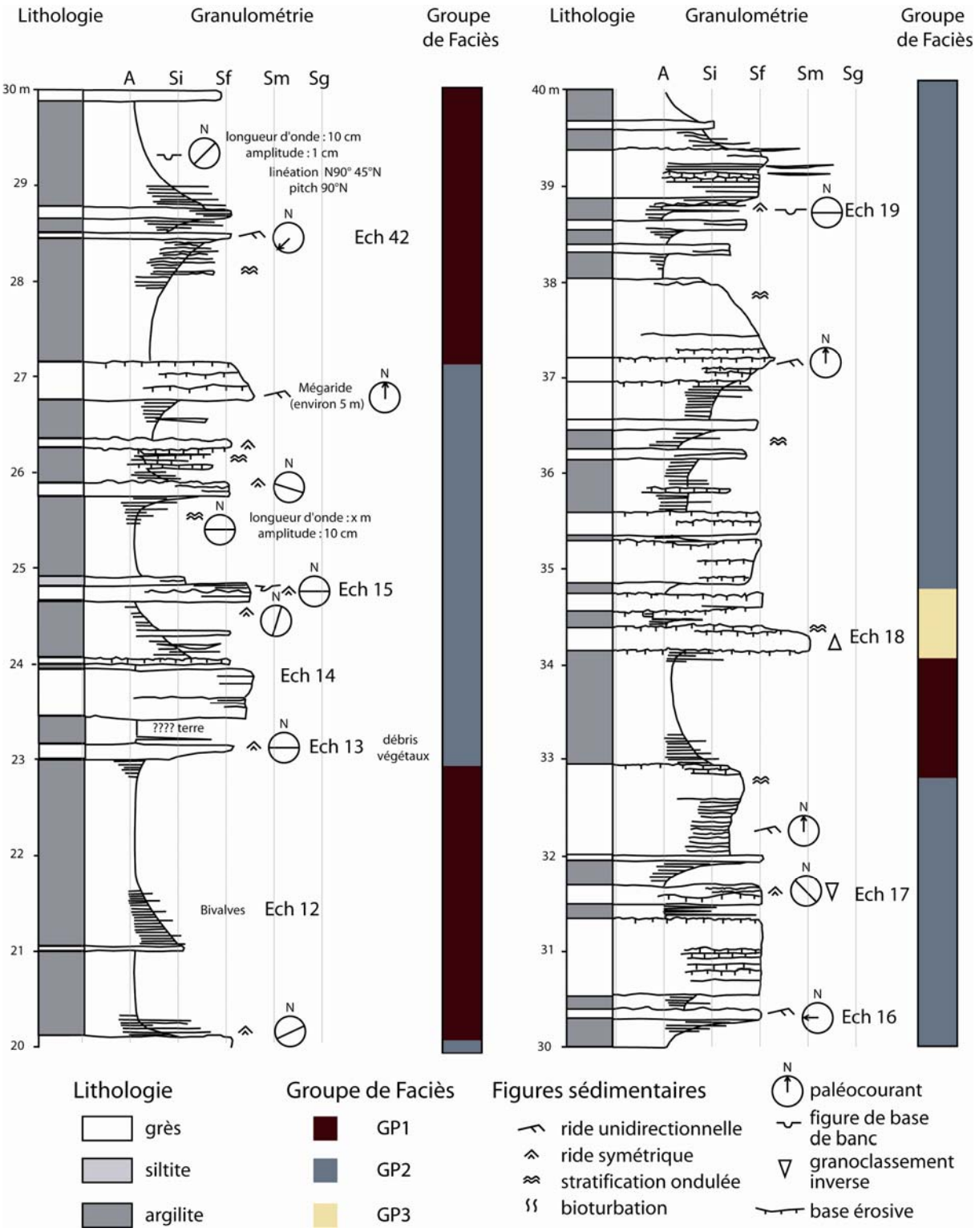


Fig. V-10. Log de la coupe du Planty synthétisé au 1/50° (entre 20 et 40 mètres) et répartition des groupes de faciès (A : argile ; Si : silt ; Sf : sable fin ; Sm : sable moyen ; Sg :sable grossier).

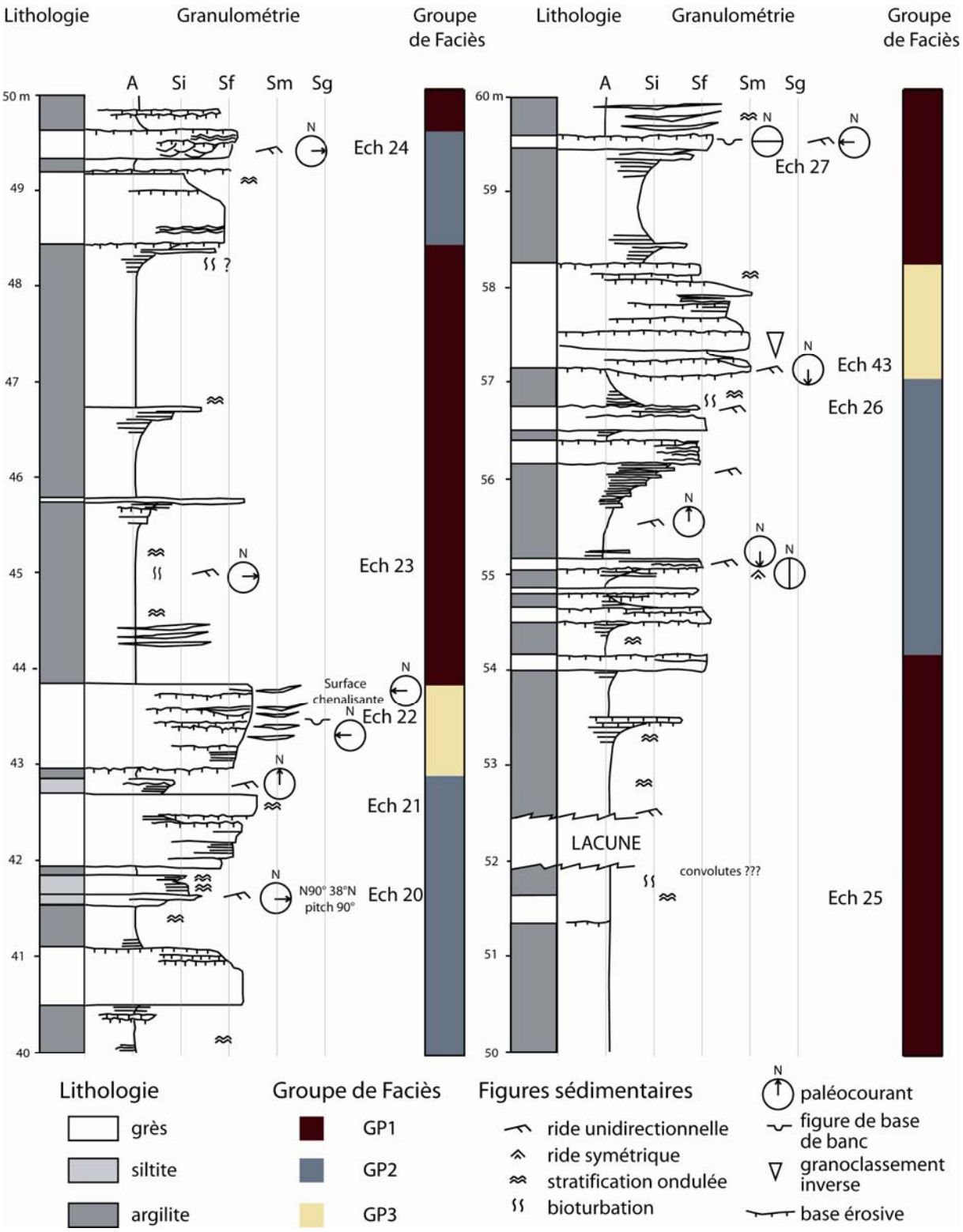


Fig. V-11. Log de la coupe du Planty synthétisé au 1/50° (entre 40 et 60 mètres) et répartition des groupes de faciès (A : argile ; Si : silt ; Sf : sable fin ; Sm : sable moyen ; Sg :sable grossier).

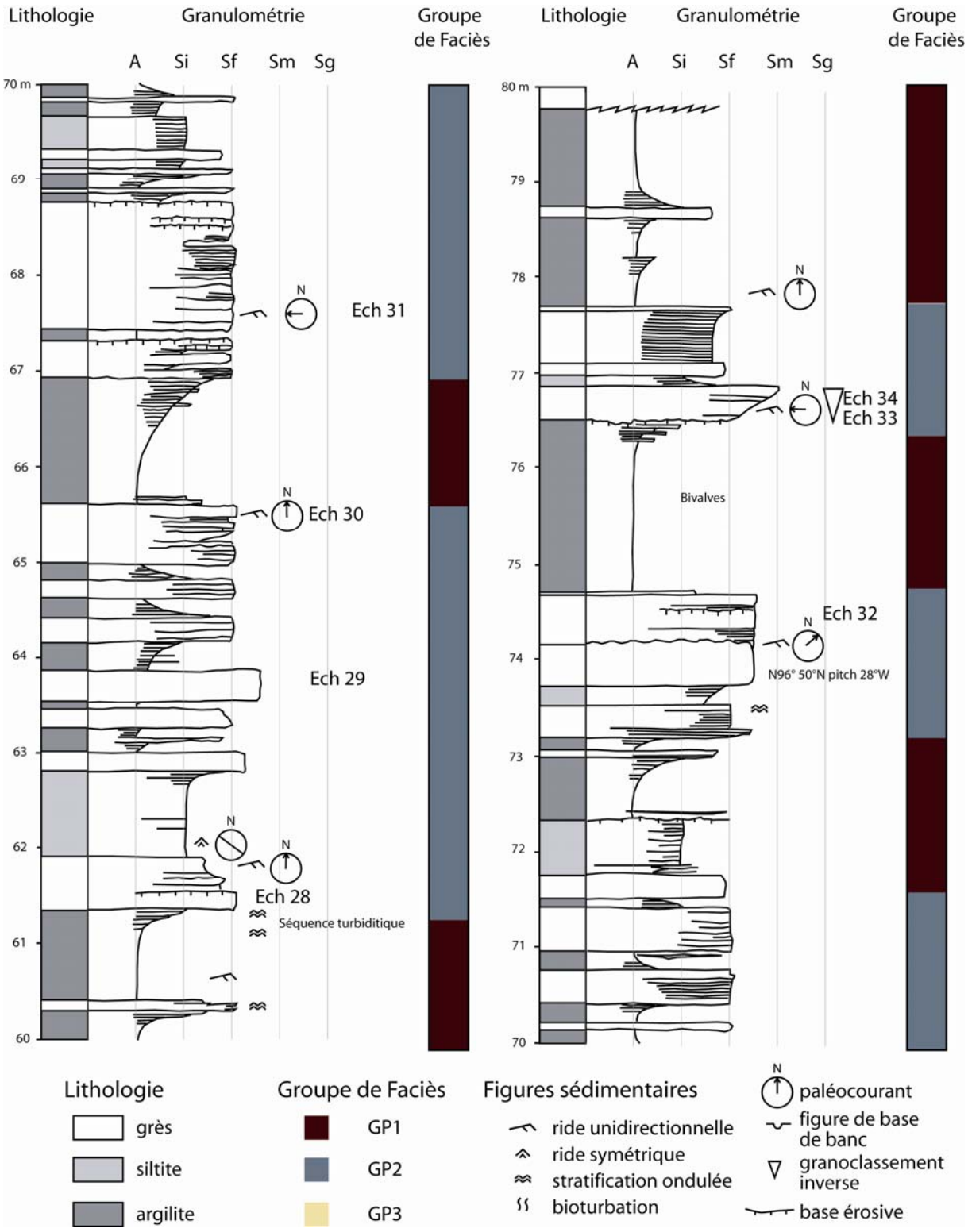


Fig. V-12. Log de la coupe du Planty synthétisé au 1/50° (entre 60 et 80 mètres) et répartition des groupes de faciès (A : argile ; Si : silt ; Sf : sable fin ; Sm : sable moyen ; Sg :sable grossier).

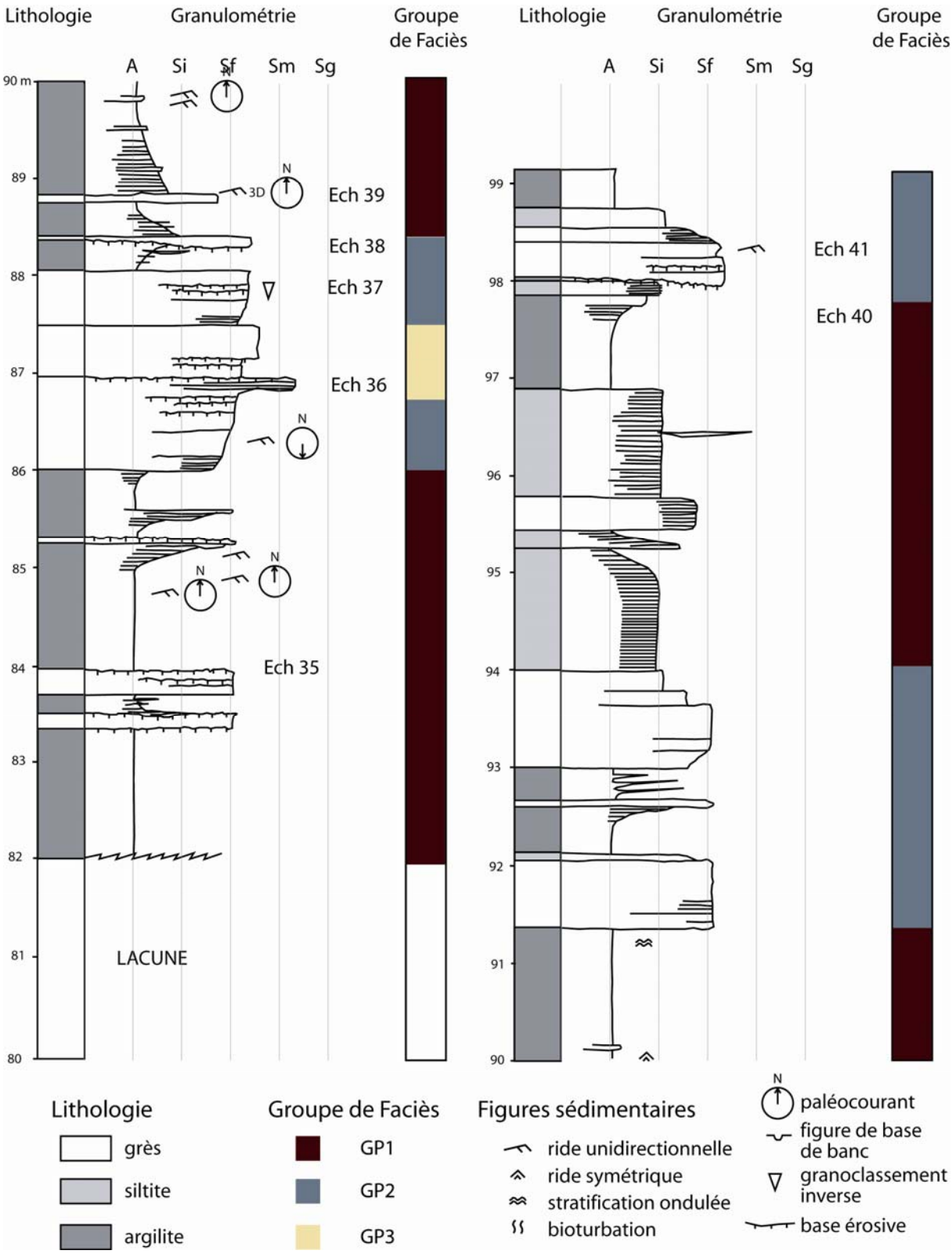


Fig. V-13. Log de la coupe du Planty synthétisé au 1/50° (entre 80 et 100 mètres) et répartition des groupes de faciès (A : argile ; Si : silt ; Sf : sable fin ; Sm : sable moyen ; Sg :sable grossier).

Groupe de faciès 3 : Grès moyen à grossier et rares interlits silto-argileux

- **Ar** et/ou **Si** (bancs rares, pas plus de quelques cm d'épaisseur)
- **SmLP** : (épaisseur variant entre quelques cm à quelques dizaines de cm)
- **SmgGr** : (épaisseur variant entre quelques cm et quelques dizaines de cm) Bancs de grès moyen à grossier à base généralement érosive (Fig. V-14D) et sillons d'érosion. Des bases chenalisantes ont rarement été observées. Ces niveaux présentent plus généralement un granoclassement normal mais localement des granoclassements inverses sont observés. Ce faciès granoclassé peut évoluer vers un grès à lamines planes. *Processus de dépôt* : turbidites à forte composante en traction. Terme a (à b) de la séquence de Bouma (1962).

Les séries sédimentaires de la coupe du Planty enregistrent la mise en place de dépôts gravitaires allant des turbidites distales (Termes d et e de la classification de Bouma) à des turbidites plus proximales (Terme a à c de la classification de Bouma). La répartition des trois groupes de faciès identifiés sur le log (Fig. V-9 à V-13) permet de mettre en évidence la proportion relative de chacun des groupes. Les groupes de faciès 1 et 2 correspondant aux faciès les plus distaux sont représentés de manière équivalente, tandis que le groupe de faciès 3 correspondant aux faciès les plus proximaux est moins fréquent. Par conséquent, la coupe du Planty présente une sédimentation turbiditique plutôt distale avec plus rarement des intercalations de turbidites de plus forte densité traduisant un rapprochement des zones sources.

Analyse pétrologique

L'examen préliminaire des lames minces permet de mettre en avant leurs caractères principaux. Les grès de la coupe du Planty sont constitués de grains anguleux de quartz, de feldspaths et de nombreux fragments lithiques. Parmi les feldspaths, les plagioclases semblent être dominants. Cependant certains feldspaths présentent des perthites, indiquant la présence de feldspaths potassiques. Parmi les fragments lithiques, on note la présence de fragments d'argilites de grande taille dans certains grès grossiers qui sont localisés en base de banc. De nombreux fragments de quartz polycristallins sont également présents. Moins fréquemment, se trouvent également des fragments lithiques qui contiennent du quartz, du feldspath et des micas, orientés ou non pour lesquels une origine magmatique ou métamorphique peut être proposée. Ces grès sont également riches en phyllosilicates et en matière organique. Les grès

de la coupe du Planty présentent donc un caractère immature du point de vue de leur minéralogie. Par contre, leur tri est généralement bon, en particulier pour les grès fins, mais également pour la plupart des grès moyens à grossiers. Certains grès grossiers sont moins bien triés. La maturité granulométrique de la plupart des grès peut s'expliquer par le mode de transport (gravitaire) qui produit généralement un bon tri. Lors du passage d'un écoulement turbiditique, les éléments déposés sont ceux qui ne peuvent plus être transportés par le fluide, les particules plus grossières ayant été déposées en amont et les particules plus fines étant transportées plus en aval. Des granoclassements sont parfois observables à l'échelle de la lame mince.

Les grès de la coupe du Planty sont des grès minéralogiquement immatures qui traduisent un apport de matériel détritique provenant de sources de diverses origines, et notamment magmatiques et métamorphiques. La présence de matériel facilement altérable (feldspaths, fragments lithiques) indique une altération chimique modérée des zones sources et des modalités (durée et moyen) de transport ayant permis leur préservation.

Flore et faune du Planty

La flore et la faune sont rares dans la coupe du Planty. Certains niveaux à bivalves ou débris végétaux flottés sont indiqués sur la coupe de Rivière (1977a). Les nouvelles recherches ont permis d'identifier :

- un niveau de grès contenant des débris de plantes, en général de taille réduite (quelques millimètres), et difficiles voire impossibles à identifier;
- plusieurs niveaux argileux riches en bivalves, dont certains contiennent des accumulations denses d'individus dont les deux valves, souvent en connexion, paraissent légèrement orientées ;
- quelques ostracodes ;
- quelques ichnofossiles, en général de dimension réduite (terriers mm à cm).

Les Bivalves appartiennent pour l'essentiel à deux formes distinctes, la première pouvant être rapportée au genre *Naiadites* (Myalinidae), la seconde apparentée à *Lithophaga* ou à *Modiolus* (Mytilidae). La présence du genre *Naiadites*, seulement connu au Carbonifère inférieur en Ecosse, et considéré comme non-marin (vivant en eau douce ou dans des eaux de faible salinité), fait de cet affleurement un témoin de la conquête des milieux dulçaquicoles par les Bivalves (Ballèvre & Lardeux, 2005).

Fig. V-14 : Planche photographique des faciès observés dans la région d'Ancenis : A) Lamines planes marquées par une variation de couleur rappelant des varves. B) Groupe de faciès 2: bancs à base et sommet plans de siltites et de grès fins (SiCS) intercalés dans des ensembles silto-argileux (Ar et Si). C) Faciès de type SmLP às lamines planes à la base évoluant vers des rides unidirectionnelles puis des convolutes. D) Groupe de faciès 3 : bases érosives et corps sableux chenalisés. E) Affleurement caractéristique des séries terrigènes d'Ancenis : alternance d'argilites et de grès moyens laminés plans. D) Ride undirectionnelle présentant une composante aggradante de plus en plus marquée. G) Tige de sphénophyllale et verticule de feuilles à nervures dichotomes, vue en section au niveau d'un noeud (communication C. Strullu-Derrien). H) Banc calcaire dans la Formation d'Ancenis.

Milieu de dépôt

Plusieurs arguments tels que (i) une faune peu diversifiée, la présence de *Naiadites*, (ii) l'absence de faune strictement marine, (iii) l'apport de matière organique (dont des débris végétaux) et (iv) l'observation de séries varvées observées dans les argiles, laissent penser que les séries argilo-gréseuses étudiées sont d'origine lacustre.

L'observation de séquences gravitaires laisse supposer qu'il s'agit d'épandages détritiques, probablement au front d'un delta (lacustre ?). La granulométrie maximale rencontrée (sable grossier) est trop faible pour pouvoir envisager la présence d'un relief important à proximité lors de la sédimentation de ces faciès dans le Bassin d'Ancenis. Néanmoins, cette série témoigne d'un apport de matériel détritique minéralogiquement immature (riche en feldspaths, micas et fragments lithiques). Cette arrivée de matériel détritique, qui fait suite (en continuité ou non) à la sédimentation des calcaires frasniens à famenniens et des lydiennes, marque une réactivation des zones sources.

Paléocourants

Les paléocourants mesurés sur les rides unidirectionnelles de la Coupe du Planty sont synthétisés sur la Figure V-15. Ces données permettent de mettre en évidence la direction de la pente principale lors du transport puis du dépôt pour ces séries sédimentaires et permettent de préciser la provenance du matériel détritique. Les paléocourants mesurés indiquent un apport principal du matériel du Sud vers le Nord.

2.1.2. Répartition des faciès dans la région d'Ancenis

Les autres affleurements reconnus dans la région d'Ancenis ne dépassent pas quelques mètres et sont rarement continus. Il n'a donc pas été possible de lever des coupes de plus de quelques mètres. Néanmoins les faciès identifiés sont en règle générale similaires à ceux présentés pour la coupe du Planty. La position des affleurements identifiés est présentée sur la Figure V-5 ; ils sont brièvement décrits ci-dessous.

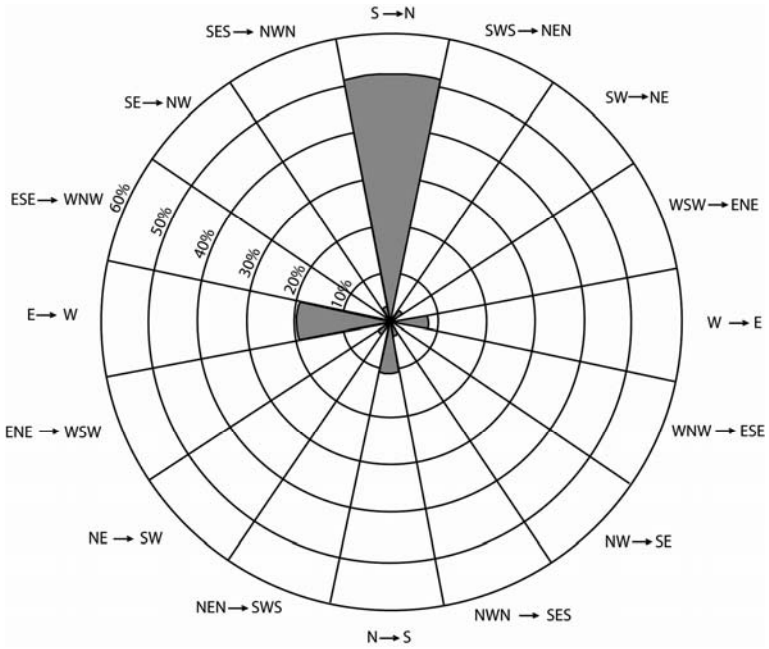


Fig. V-15 : Paléocourants mesurés sur les rides unidirectionnelles (Coupe du Planty).

A l'ouest d'Ancenis, peu d'affleurements ont été identifiés et ils sont en général assez mal préservés. Cependant, les faciès de la Formation d'Ancenis se présentent systématiquement comme des ensembles silto-argileux avec quelques bancs centimétriques à pluridécimétriques de grès avec un pendage régulier à environ 45° N. A proximité directe d'Ancenis, quelques affleurements dispersés ont été identifiés et n'excèdent pas une dizaine de mètres d'épaisseur. Ils présentent un pendage régulier vers le nord.

Par contre, plus au Nord, les séries sédimentaires sont plissées et plongent en général tantôt vers le nord, tantôt vers le sud, selon un axe globalement ONO / ESE. Les faciès identifiés sont similaires à ceux observés à la coupe du Planty (Fig. V-14E, F). Cependant, il est intéressant de noter quelques faciès qui n'ont pas été identifiés sur cette dernière.

Tout d'abord, deux faciès à débris de plantes, généralement de grande taille et/ou en grande quantité ont été identifiés. Dans un premier cas, les plantes sont préservées sous forme d'accumulation de tiges et de feuilles dans des niveaux argileux (la Bille, Fig. V-5).Ces niveaux sont interprétés comme des dépôts de fin de crues : les débris de plantes, du fait de leur flottabilité, se déposent en fin de crue avec les particules plus fines. Le deuxième faciès identifié (Pied Bercy, Fig. V-5) est constitué de grès fin très micacé et contient des axes de sphénophytes (détermination C. Strullu-Derrien) (Fig. V-14G). Ces axes sont plus généralement obliques mais parfois allongés sur la stratification. Ces dépôts se formeraient suite à un transport en masse de type coulée de boue qui permettraient aux axes de plantes

d'être enrobés dans le sédiment. Notons que ces échantillons n'ont pas été prélevés en place mais dans un tas de gravats déposé au lieu dit Pied-Bercy. Ces gravats proviennent probablement de quelques dizaines de mètres à l'Ouest, où des bassins de décantation ont été creusés mais qui n'offrent pas de coupe observable.

La présence d'un banc calcaire d'épaisseur centimétrique intercalé dans des siltites rougeâtres (Fig. V-14H), au sud du lieu dit Le Clairet (Fig. V-5) doit être signalée. En effet, il s'agit du seul niveau calcaire rencontré jusqu'à ce jour dans les séries terrigènes du Bassin d'Ancenis. Des lames minces sont en cours de réalisation et l'origine lacustre ou marine de ce banc calcaire est encore indéterminée.

Au Nord du Bassin, des conglomérats affleurent à proximité du contact entre les séries carbonifères et le socle protérozoïque. L'affleurement le mieux préservé est localisé au lieu dit la Grotte de Lourdes. Selon, Rivière (1977a), ces conglomérats sont à rattacher au même contexte que ceux du Poudingue d'Ingrandes décrits ci-après même si il existe des différences notables dans la nature des éléments remaniés. L'étude de ces niveaux conglomératiques n'a pas été effectuée jusqu'à maintenant. Des lames minces sont en cours de réalisation.

2.2. Région de Chalonnes : séries argilo-gréseuses à conglomératiques

Dans la région de Chalonnes (rive sud de la Loire), la Formation d'Ancenis affleure sur environ 20 km et sur une épaisseur maximale de 2 km mais sont en partie masquées vers le Nord par les alluvions de la Loire (Fig. V-6).

2.2.1. Séries argilo-gréseuses : Coupe de Saint-Vincent (Chalonnes)

La coupe de Saint-Vincent est située à l'ouest de Chalonnes-sur-Loire (Fig. V-6) et offre des affleurements le long de la route et dans d'anciennes petites carrières, sur plus de 100 mètres. La stratification est subverticale avec des plongements tantôt vers le Nord, tantôt vers le Sud et est perturbée par des failles, surtout vers le Sud, à proximité du contact avec l'Unité du Tombeau Leclerc (Pélites à fragments). Les indices de polarité, telles que les bases érosives et les granoclassements, indiquent que le sommet de la coupe est au sud montrant un basculement de ces séries qui présentent alors une polarité inverse. Ainsi, les séries étudiées le long de cette coupe appartiennent à une écaille qui marque le chevauchement des séries carbonifères sur les séries paléozoïques antérieures (Unité du Tombeau Leclerc).

Analyse de faciès

Bien que la coupe de Saint-Vincent ait permis de lever une coupe quasi-continue sur environ 100 mètres, les qualités d'affleurements ne sont pas aussi bonnes que celles de la Coupe du Planty. Tout d'abord, les roches sont en général très altérées et fracturées et les figures sédimentaires rarement visibles. De plus, l'affleurement n'excède généralement pas quelques dizaines de centimètres de haut (entre 20 cm et 1 mètre) sur une grande partie de la coupe, ce qui empêche de voir d'éventuelles variations latérales. Cependant, il est possible de distinguer les mêmes groupes de faciès que ceux décrits pour la coupe du Planty. Le log a été levé au 1/50° et synthétisé au 1/500 (Figure V-16). Les groupes de faciès identifiés (GP1, GP2 et GP3) y sont également reportés. En comparaison avec la coupe du Planty, on note que la coupe de Saint-Vincent présente une plus grande proportion de niveaux attribués au groupe de faciès 3 (Fig. V-17A), correspondant au groupe de faciès le plus proximal. La coupe de Saint-Vincent présenterait donc un milieu de dépôt plus proximal que celui de la coupe du Planty.

Analyse pétrologique

L'analyse préliminaire des lames minces de la coupe de Saint-Vincent rend compte de caractéristiques similaires à celles décrites pour la coupe du Planty. Les grains sont anguleux et une forte proportion de matière organique et de minéraux opaques est présente. Les grès sont minéralogiquement immatures, riches en feldspaths et nombreux fragments lithiques d'origines variées (sédimentaire, volcanique, plutonique et métamorphique). Une analyse quantitative des différents éléments pourrait permettre de mettre en évidence des variations de participation des différentes sources en fonction des coupes étudiées.

Milieu de dépôt

Les observations faites sur la coupe de Saint-Vincent semblent indiquer des faciès et des groupes de faciès similaires à ceux décrits pour la coupe du Planty. Ils présentent cependant des faciès grossiers plus fréquents et localement des bases chenalisantes sont observées (Fig. V-17A) dans ces niveaux. Cependant, ces observations ne peuvent pas être faites sur tous les ensembles attribués au groupe de faciès 3 du fait de la dimension réduite des affleurements. Les niveaux décrits pour la coupe de Saint-Vincent sont attribués à des dépôts gravitaires au front d'un delta, avec des faciès plus proximaux que ceux décrits pour la coupe du Planty.

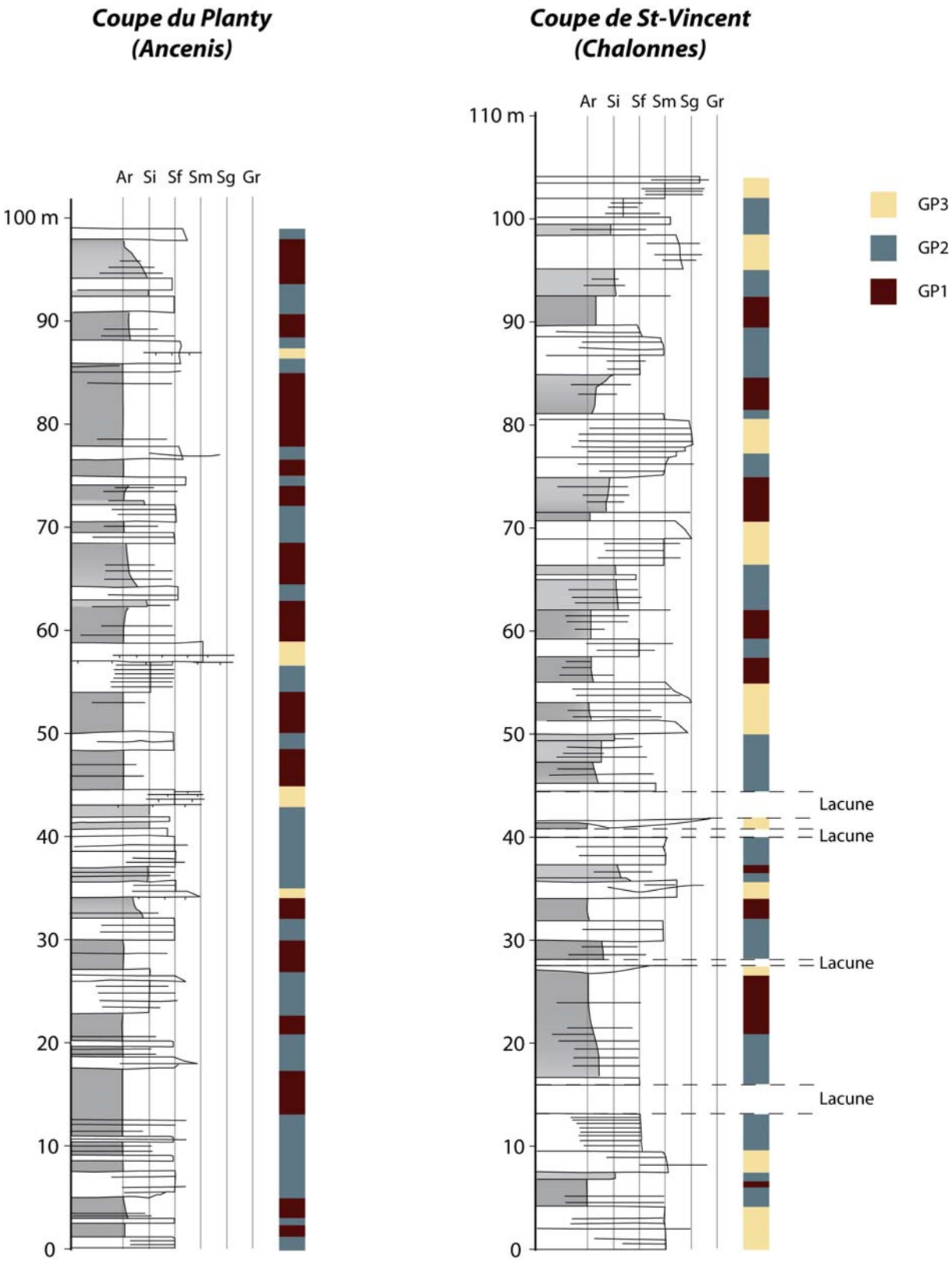


Fig. V-16 : Log synthétique au 1/500 de la coupe de Saint-Vincent (à droite), comparés à ceux de la coupe du Planty (à gauche). Seules les variations granulométriques et les groupes de faciès proposés sont représentés. Les figures sédimentaires ne sont pas reportées. (A : argile ; Si : silt ; Sf : sable fin ; Sm : sable moyen ; Sg :sable grossier ; Sg : gravier)

2.2.2. Intercalations de niveaux conglomératiques : Gare de Chalonnes

A proximité de la Gare de Chalonnes, plusieurs affleurements permettent d'observer des faciès similaires. Les observations les plus claires pourront être faites en bordure de la voie ferrée, mais d'autres affleurements présentant des similitudes sont localisés sur la Figure V-6.

Analyse sédimentologique

Sur les bordures de la voie ferrée, à l'Est de la Gare de Chalonnes, les talus permettent d'observer différents faciès. Cependant, les affleurements sont discontinus et recoupés par de grandes failles verticales, empêchant de lever une coupe continue et de présenter les enchaînements des différents faciès. Ces faciès sont donc présentés ici séparément.

Siltites et grès

Des ensembles homogènes de siltites à grès fins, très micacés sont fréquents. La stratification est peu marquée et offre un plan de débit discret. Ces ensembles de couleur lie-de-vin présentent fréquemment des zones verdâtres à limites diffuses donnant à l'ensemble un aspect bigarré. Aucune figure sédimentaire n'a jusqu'alors pu être observée dans ces niveaux.

Un niveau gréseux intercalé dans des microconglomérats contient une grande quantité d'éléments boudinés pluri-millimétriques, plus ou moins altérés, de couleur beige à ocre (Fig. V-17B). Ces éléments lorsqu'ils sont allongés soulignent localement la stratification. En lame mince, ils présentent quelques grains de quartz dispersés dans une matrice calcitique (Fig. V-17C). Des veines de calcite les recoupent. Ces éléments pourraient correspondre à des horizons calcaires formés dans des paléosols (calcrêtes). Leur forme arrondie et boudinée laisse supposer que ces éléments n'étaient pas ou peu consolidés lorsqu'ils ont été mobilisés. Ces éléments sont également présents dans certains niveaux micro-conglomératiques.

Micro-conglomératiques à conglomératiques

Plusieurs niveaux de microconglomérats et de conglomérats sont intercalés dans les ensembles silteux à gréseux. Ces niveaux ont des épaisseurs variables, de quelques centimètres à quelques dizaines de centimètres. Ils contiennent des éléments pluri-millimétriques à pluri-centimétriques dont la nature varie fortement selon les niveaux. Certains sont essentiellement constitués de fragments très anguleux de lydiennes rouges ou vertes (Fig. V-17D). D'autres présentent une forte proportion de graviers arrondis de grès et

d'argile alors que les fragments de lydiennes sont absents (Fig. V-17E). La plupart de ces (micro-) conglomérats contiennent également des éléments pluri-millimétriques de quartz anguleux. Les fragments de lydiennes sont généralement anguleux et présentent localement des fantômes de radiolaires. Au contraire, les fragments de grès, de siltites et d'argiles sont pour la plupart arrondis. Ils sont comprimés les uns contre les autres et présentent localement une déformation marquée par un plissement de la stratification (Fig. V-17E). Ces éléments gréseux étaient probablement peu ou pas consolidés lorsqu'ils ont été remaniés. Pour tous ces niveaux (micro-) conglomératiques, les éléments sont jointifs, de taille millimétrique à pluri-centimétrique et mal triés.

Conglomérats

Type 1 : Des niveaux conglomératiques remaniant des éléments pluri-centimétriques à pluri-décimétriques ont également été identifiés. Les éléments sont jointifs et essentiellement constitués de grès, de quartz et de quelques lydiennes.

Type 2 : Un type particulier de conglomérat a également été observé. Il est essentiellement constitué d'éléments d'argilites verdâtres emballés dans une matrice silteuse rougeâtre. Plusieurs évènements marqués par une diminution de la quantité et la taille des éléments argileux peuvent être distingués à l'affleurement (Fig. V-17F). A la base, un niveau concentre des galets plus grossiers, de l'ordre de la dizaine de centimètres. De rares graviers à galets (1 à 2 cm) de grès rouge micacé sont également remaniés dans ce conglomérat et sont alignés et orientés dans le plan de stratification. Les éléments d'argilites verdâtres sont dominants dans ce type de conglomérats. Ils sont de taille centimétrique à pluri-centimétrique. Leur concentration et leur taille diminuent vers le haut jusqu'à disparaître localement.

Origine des éléments

Parmi les éléments remaniés, les lydiennes proviennent probablement des niveaux observés en bordure du Bassin d'Ancenis (i.e. lydiennes de l'Ecochère ou du Vieux Bray). La présence de fantômes de radiolaires ainsi que les couleurs vertes et rouges de ces fragments sont en accord avec cette hypothèse. Ces lydiennes ne sont pas datées mais elles sont supposés être synchrones ou postérieures au dépôt des calcaires Frasniens de l'Ecochère et antérieures à la Formation d'Ancenis. Il faut noter que des remaniements de calcaire frasnien ont également été observés sur cette coupe par Dubreuil (1986) et Carpentier et Péneau (1935). Bien que ces niveaux n'aient pas été retrouvés lors de cette étude, cette information tend à confirmer un

remaniement des séries dévoniennes qui précèdent la sédimentation dans le bassin d'Ancenis. Une partie des fragments de grès et d'argiles pourraient provenir du remaniement de la Formation d'Ancenis. La forme et le léger plissement de ces fragments indiquant qu'ils étaient peu ou pas consolidés sont en accord avec cette hypothèse. Les fragments de quartz pourraient provenir du socle protérozoïque qui est recoupé par de nombreux filonnets de quartz. Il en est de même pour les fragments de siltites et d'argilites micacés verdâtres qui sont remaniés dans le conglomérat de type 2 (cf. Fig. V-17F). Cependant ces fragments pourraient également provenir de l'érosion des niveaux argileux de la Formation d'Ancenis.

Milieu de dépôt

La forme anguleuse et la taille de la plupart des éléments montrent une source proximale pour les éléments remaniés. La variation de composition des éléments qui constituent chaque micro-conglomérat indique une variation des sources pour chaque évènement. Cette observation suggère également une source proche car les distances de transport trop faibles ne permettraient pas une homogénéisation du matériel à l'échelle du bassin. De plus, la présence de paléosols remaniés indique qu'au moins une partie des zones sources était émergée. Ces niveaux micro-conglomératiques ne semblent pas chenalisés mais les qualités d'affleurement ne permettent pas de faire des observations continues. Les niveaux micro-conglomératiques avec leur base plane, leurs particules anguleuses et leur mauvais tri sont caractéristiques de coulées de débris. Ils pourraient correspondre à de puissants épandages détritiques sédimentés lors de fortes crues qui remanient les terrains en cours de pédogenèse. Ces niveaux impliquent également la présence d'une pente importante. Pour l'ensemble conglomératique de type 2 (cf. Fig. V-17F), les éléments ne sont pas jointifs et les éléments sont emballés dans une matrice silteuse dont la proportion augmente vers le haut de l'évènement. Cet ensemble correspondrait à une coulée de boue (coulée de débris basse densité). Dans ce contexte, les ensembles silto-gréseux micacés pourraient correspondre à la sédimentation dans des plaines d'inondation. Cependant en l'absence de figures sédimentaires il est jusqu'alors impossible de confirmer cette hypothèse. Ainsi, les observations faites à la Gare de Chalonnes traduisent un milieu de dépôt continental ou très proche d'un domaine émergé, ainsi que la présence d'une pente à l'origine de la formation des coulées de débris.

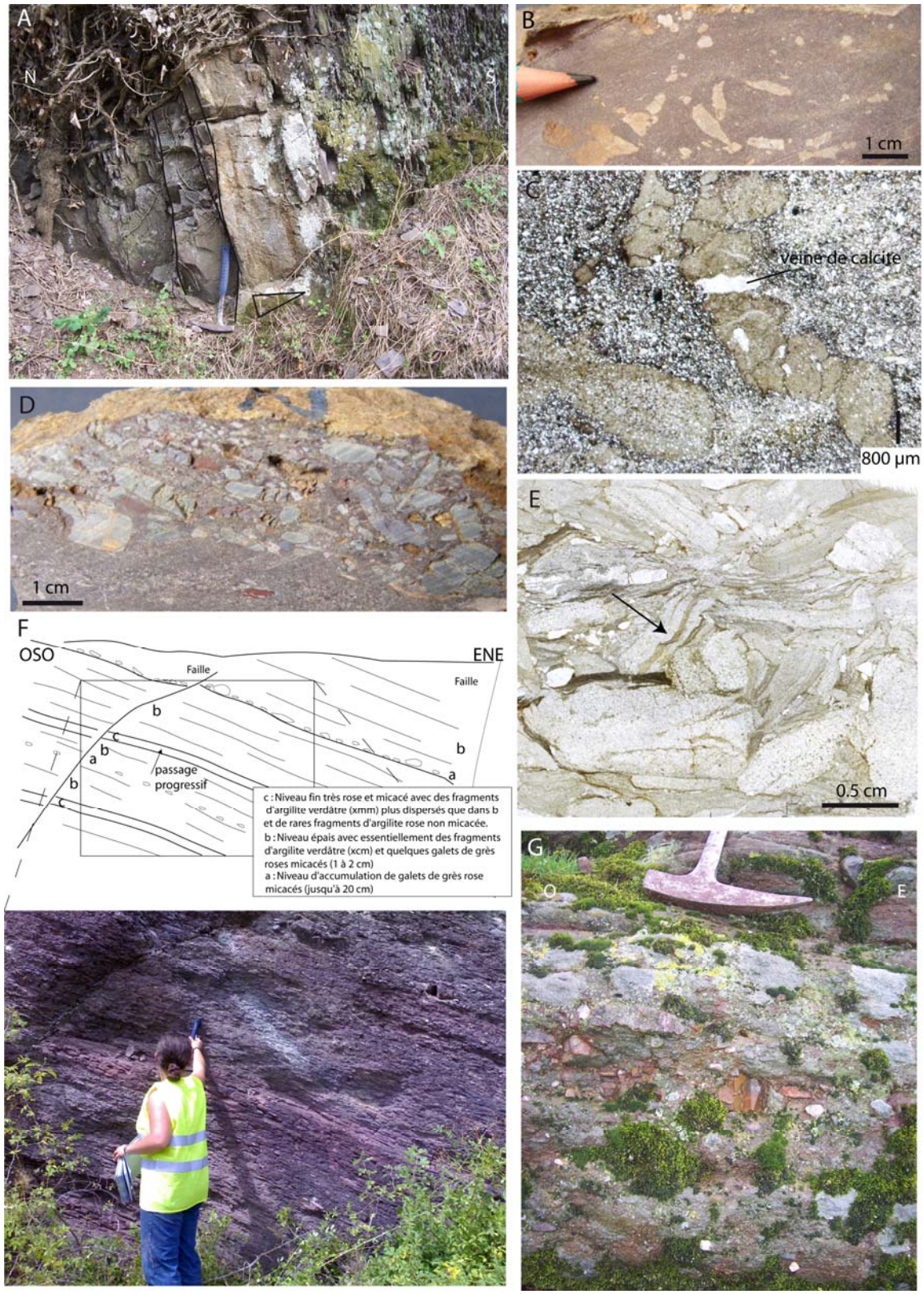


Fig. V-17 : A) Groupe de faciès 3 avec des bases chenalisantes. Coupe de Saint-Vincent. B) Paléosols remaniés dans un grès. C) Lame mince montrant deux boudins de paléosol remaniés. D) Coulée de débris à base érosive essentiellement constitué de débris de lydiennes. E) Lame mince dans une coulée de débris essentiellement constituée de fragments de grès, de siltites et d'argilites. Des microplis (flèche) soulignent une déformation à l'état non consolidé lors de la compression des éléments. F) Schéma et photographie du conglomérat de type 2. G) Microconglomérat remaniant des fragments de lydiennes (Les Galopières, localisation sur la Fig. V-6).

2.2.3. Répartition des faciès et structure de la région de Chalonnes

Dans la région de Chalonnes, les affleurements identifiés sont essentiellement constitués d'alternances argilo-gréseuses. Ils sont généralement limités à quelques mètres d'épaisseur (voire quelques dizaines de centimètre) ce qui limite l'interprétation en termes de milieux de dépôt. Les faciès micro-conglomératiques décrits ci-dessus ont été principalement rencontrés à proximité de la Gare de Chalonnes (Fig. V-6). Néanmoins, plus à l'Ouest (Ouest de Montjean-sur-Loire), des niveaux micro-conglomératiques riches en galets de lydiennes sont également intercalés dans la sédimentation argilo-gréseuse plus classique de la Formation d'Ancenis (Les Galopières, Fig V-17 G).

Ainsi, dans la région de Chalonnes, les faciès détritiques argilo-gréseux sont intercalés avec des niveaux micro-conglomératiques. Un milieu de dépôt plus proche des reliefs que celui décrit dans la région d'Ancenis, périodiquement proche de l'émersion, est donc proposé pour les faciès décrits dans la région de Chalonnes.

2.3. Région d'Ingrandes : Poudingue d'Ingrandes

2.3.1. La Vallée du Tombereau / La route de Montrelais

Les conglomérats sont bien représentés dans la région d'Ingrandes (Poudingue d'Ingrandes). La répartition des faciès conglomératiques dans cette région est reportée sur la Figure V-7. Les affleurements accessibles les mieux préservés sont ceux de la route de Montrelais (Fig. V-18 A) et de la Vallée du Tombereau (Fig. V-18 B).

Analyse sédimentologique

Les affleurements du Poudingue d'Ingrandes de la Vallée du Tombereau et de la route de Montrelais sont constitués d'ensembles massifs contenant des blocs et des galets jointifs. Les blocs les plus gros sont pluri-décimétriques et semblent emballés dans une matrice constituée de galets pluri-centimétriques à pluri-millimétriques. La stratification est peu marquée par de légères variations de granulométrie des blocs mais est soulignée par l'allongement des galets. Localement, des imbrications de galets peuvent être suspectées.

Les blocs les plus gros (plusieurs dizaines de centimètres) et les plus représentés sont arrondis et constitués de grès verdâtres généralement recoupés par des filonnets millimétriques de quartz (Fig. V-18 C). Ils constituent l'essentiel des éléments remaniés. Des fragments de quartz de taille plus réduite (quelques centimètres) sont également fréquents. Localement ils présentent une forme allongée suggérant qu'ils proviennent de l'érosion de veines de quartz. Plus rarement, des blocs de grès dont le faciès est similaire aux grès de la Formation d'Ancenis (grès feldspathique rouge) sont présents (Fig. V-18 D). Ces éléments présentent des bordures émoussées mais sont moins arrondis que les blocs de grès verdâtres. Les éléments les plus fins composant la matrice, sont principalement de petits galets aplatis de grès ou d'argilite (rouges et verts) et des galets de quartz. En plus faible quantité, la matrice comprend également des plaquettes de schiste verdâtre, parfois plissotées dans lesquelles peuvent s'intercaler de petits filonnets (millimétriques) de quartz, et très rarement des fragments de chert rouges.

Origine des galets

L'origine des galets de grès verdâtres qui sont prépondérant dans ces conglomérats ne fait pas consensus. Selon Rivière (1977a), ces galets, qu'il appelle « grauwacke verte » proviennent du socle précambrien des Mauges. Cependant, Diot (1980) propose qu'ils soient alimentés par les grès de la Formation d'Ancenis. Comme il le précise, ces grès sont immatures, riches en feldspaths et fragments lithiques, d'où l'analogie avec les grès d'Ancenis. En lame mince, les distinctions entre ces deux faciès est délicate. Cependant, il faut noter que la plupart des grès verts remaniés dans le Poudingue d'Ingrandes sont recoupés par des filonnets millimétriques de quartz parallèles à la stratification tout comme les grès du socle Protérozoïque. Or, dans les grès de la Formation d'Ancenis, les fractures observées sont toujours perpendiculaires à la stratification. De plus, des plaquettes de schistes verdâtres, souvent plissotés, sont également présentes. Pour ces éléments, une alimentation depuis le socle Protérozoïque des Mauges est moins discutable. Une même origine est proposée pour les galets de quartz. Cependant, des grès rouges, plus rares, rappellent les faciès de la Formation d'Ancenis et il est possible qu'une partie des grès verts (qui ne contiennent pas de veine de quartz) proviennent bien du remaniement des niveaux déposés antérieurement dans le Bassin d'Ancenis. Enfin, les fragments de chert pourraient provenir des lydiennes qui sont préservées en bordure du Bassin d'Ancenis.

Fig. V-18 : A) Affleurement de la route de Montrelais. B) Affleurement de la Vallée du Tombereau. C) Blocs arrondis de grès verdâtres recoupés par des filonnets de quartz. (blocs du socle protérozoïque ?) D) Bloc de grès rouge interprété comme provenant de la Fm d'Ancenis. E) Coupe du Bourg d'Ingrandes : trois faciès sont identifiés (a, b et c) et détaillés dans le texte.

Par conséquent, l'essentiel des éléments remaniés dans le Poudingue d'Ingrandes est interprété ici comme provenant du socle Protérozoïque, en accord avec les observations faites par Rivière (1977a). Un remaniement moins important de la Formation d'Ancenis et des lydiennes du type Ecochère ou Vieux Bray participe également au stock de matériel du Poudingue d'Ingrandes.

Milieu de dépôt

Sur la base d'une étude granulométrique et morphoscopique, Rivière (1977a) avait conclu à une origine torrentielle sous-aquatique pour le dépôt du Poudingue d'Ingrandes. Cette conclusion est cohérente avec nos observations. En effet, la forme émoussée et l'orientation des galets témoignent d'un transport sous-aquatique. La taille pluri-décimétrique des blocs, le fait que les éléments soient jointifs et donc la quasi-absence de matrice argileuse impliquent un hydrodynamisme important qui permet le transport des blocs et l'évacuation des argiles vers l'aval. A partir d'une étude de l'orientation des galets, Rivière (1977a) a proposé que les galets proviennent du Nord, en supposant alors que les séries conglomératiques soient en polarité inverse. Cependant, la polarité de ces séries n'a pas pu être clarifiée (ni par L.M. Rivière, ni par nous), laissant ouverte toute possibilité quand à la provenance des galets.

2.3.2. Le bourg d'Ingrandes

Dans le Bourg d'Ingrandes, les faciès conglomératiques sont largement représentés. Cependant, un affleurement permet d'observer des faciès moins grossiers pour lesquels la taille des éléments n'excède pas quelques centimètres (Fig. V-18 E). Plusieurs niveaux se succèdent parmi lesquels trois faciès principaux ont été distingués. Le faciès a est constitué de galets jointifs pluri-centimétriques (en moyenne 4 à 5 cm dans leur plus grande longueur). Ce faciès ne diffère du faciès b que par la taille plus importante des éléments remaniés. En effet le faciès b est également constitué de galets jointifs dont la taille n'excède pas 4 centimètres (avec une moyenne à 2 centimètres environ). Pour ces deux faciès, les galets sont jointifs et cimentés par une matrice de sable grossier et de graviers (d'environ 2 à 3 mm). Les galets sont arrondis et souvent très aplatis et leur grand axe est plus ou moins orienté dans le plan de stratification. Par contre, le faciès c est constitué de sable grossier, très altéré dans lequel s'intercalent des galets formant des niveaux discontinus ou des bancs peu épais (décimétriques).

Parmi les éléments remaniés, les galets de grès verts (« grauwacke ») sont prépondérants. Des galets de quartz et des plaquettes de schistes sont fréquents et plus rarement, des éléments de cherts sont observés. La nature des éléments remaniés est donc similaire à ceux décrits pour le Poudingue d'Ingrandes.

Milieu de dépôt

Ces niveaux plus fins pourraient correspondre à des intercalations plus distales des dépôts torrentiels caractéristiques du Poudingue d'Ingrandes (cône distal ou niveaux fluviatiles). Ils pourraient ainsi représenter soit des faciès latéraux soit des périodes de rétrogradation des faciès. Dans ce dernier cas, une diminution du flux sédimentaire ou une augmentation de la tranche d'eau peuvent être envisagées.

3. Discussion - Conclusion

3.1. Relations entre le Bassin d'Ancenis et son substratum

L'étude des bordures actuelles du bassin est rendue difficile par le manque d'affleurements. Dans la région d'Ancenis, en bordure sud du bassin, une continuité entre les séries datées du Frasnien et les séries terrigènes de la Formation d'Ancenis a été décrite mais aucune nouvelle observation n'a permis de confirmer cette succession. Cependant, l'identification d'une schistosité dans les séries sédimentaires anté-carbonifère, en accord avec les observations de Péneau (1932) met en doute cette hypothèse. Au niveau des autres bordures actuelles du Bassin d'Ancenis, l'absence de déformation aussi marquée que sur la bordure sud du bassin, soit à proximité du Complexe de Champtoceaux, empêche de reproduire cette observation. Ainsi cette déformation pourrait s'expliquer (i) soit par la sédimentation de la Fm d'Ancenis (Carbonifère) en discordance sur les séries paléozoïques ordoviciennes à dévoniennes déformées, (ii) soit par une déformation très localisée qui affecte uniquement les séries sédimentaires les plus au sud du bassin.

Au nord du Bassin, le Poudingue d'Ingrandes a été décrit comme discordant sur les séries dévoniennes. Bien que cette observation n'ait pas pu être confirmée par la suite, la proximité cartographique de ces deux ensembles joue en faveur de cette hypothèse.

Enfin dans la région de Chalonnes, les observations faites au cours de cette étude indiquent, qu'au moins localement, le contact entre le Bassin d'Ancenis et les séries sédimentaires antérieures est fortement tectonisé, jusqu'à la formation d'écailles, laissant entendre qu'il ne correspond pas à la limite originelle du Bassin.

Ces observations sur les bordures actuelles du bassin permettent de discuter la définition même du terme « Bassin d'Ancenis ». Doit-on considérer le bassin d'Ancenis comme un ensemble Dévonien supérieur à Carbonifère (« Culm Frasno-Dinantien ») ? ou comme un bassin uniquement carbonifère, en discordance sur des séries sédimentaire d'âge Dévonien supérieur ? En effet, la continuité des faciès dévoniens supérieur et carbonifère n'est pas établie. De même, l'attribution des niveaux situés vers la base du bassin, au Famennien (Bureau et al., 1910 ; Bureau, 1913), plutôt qu'au Carbonifère n'est basée que sur l'hypothèse d'une succession dévono-carbonifère continue (Péneau, 1932 ; Ballèvre et al., 2005).

En l'absence d'arguments permettant d'établir la continuité de la sédimentation du Dévonien supérieur au Carbonifère inférieur, nous proposons de qualifier de « Bassin d'Ancenis » un ensemble d'âge Carbonifère constitué de deux formations : la Formation d'Ancenis et le Poudingue d'Ingrandes.

3.2. Succession des milieux de dépôt

Plusieurs groupes de faciès sont identifiés et interprétés en termes de milieux de dépôt:

- 1) Dans la région d'Ancenis, les alternances argilo-gréseuses sont interprétées comme des turbidites au front d'un delta dont la nature lacustre ou marine reste discutable.
- 2) Dans la région de Chalonnes, les alternances argilo-gréseuses présentent des intercalations micro-conglomératiques à conglomératiques et sont interprétées comme des milieux de dépôts allant des turbidites proximales au pied d'un delta (lacustre ?) jusqu'à des milieux plus proximaux, éventuellement continentaux (lacustre ou plaine d'inondation), dans lesquelles des évènements catastrophiques (coulées de débris) s'intercalent (cônes alluviaux les pieds dans l'eau).
- 3) Dans la région d'Ingrandes, les conglomérats sont attribués à des cônes alluviaux proximaux et enregistrent de rares intercalations gréseuses qui pourraient correspondre à des parties plus distales du cône voire enregistrer la présence de systèmes fluviatiles.

En l'absence de données stratigraphiques précises dans la Formation d'Ancenis, il est impossible de calibrer avec certitude l'évolution des environnements de dépôts décrits ci-dessus. De même, les séries sédimentaires sont recoupées par des failles tardives qui affectent la structure du bassin et inversent localement les séries. Ainsi, plusieurs zones ont pu être définies en fonction des variations du pendage général de la stratification dans chacune de ces zones, mais il est difficile d'en déduire la structure générale. Par conséquent, la reconstitution de la succession des milieux de dépôts identifiés ne peut pas être établie uniquement sur des critères structuraux.

Au vu des observations faites sur la nature des contacts actuels bassin / socle relatif, la structure interne du bassin et la distribution des faciès, plusieurs modèles peuvent être proposés pour la structure générale du bassin. La Figure V-19 présente 3 coupes schématiques possibles du bassin d'Ancenis représentées avant l'intrusion du Granite de Mésanger. En effet, ce dernier affecte la stratification au cœur du Bassin.

Selon le premier modèle, le Poudingue d'Ingrandes correspondrait à un faciès proximal synchrone des séries turbiditiques décrites plus au Sud, dans la région d'Ancenis. Ce conglomérat se mettrait en place en bordure de la faille de Nort-sur-Erdre qui serait alors contemporaine de la sédimentation dans le Bassin. Pour le deuxième modèle, les conglomérats se déposent vers la fin de la succession sédimentaire dans le bassin et sont localisés au Nord du fait du basculement des couches. Ce modèle traduirait une progradation des faciès sédimentaires qui ne serait pas liée au jeu de la Faille de Nort-sur-Erdre.

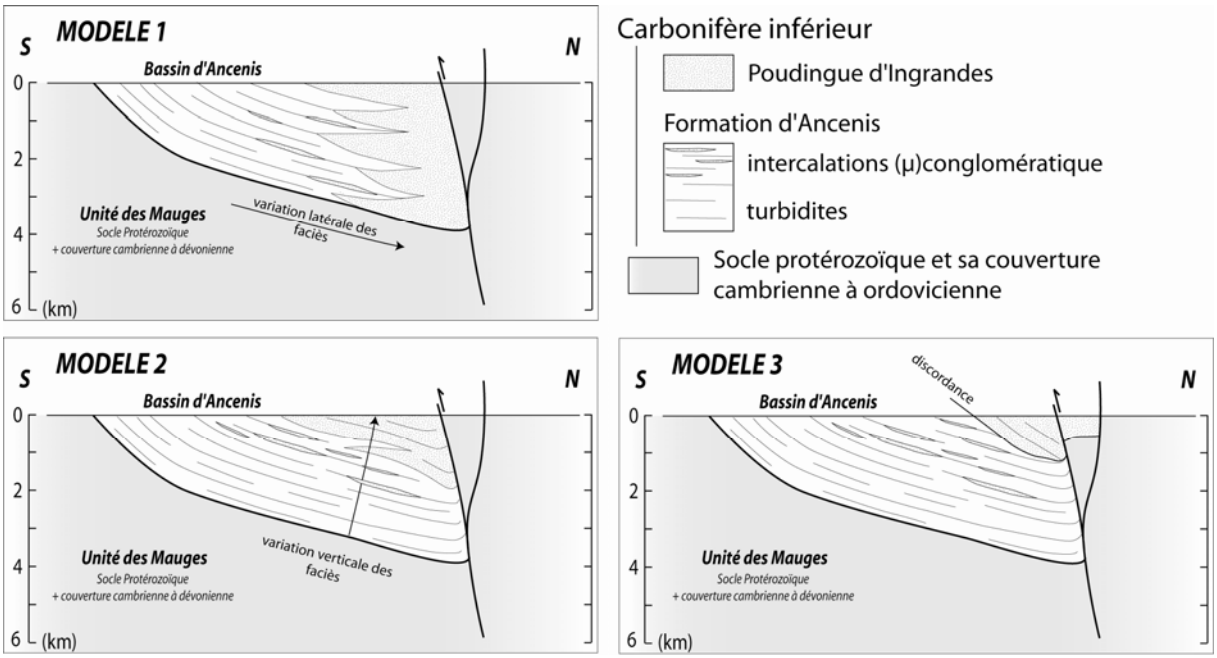


Fig. V-19 : Modèles proposés pour l'évolution des faciès sédimentaires au sein du Bassin d'Ancenis

Enfin selon un troisième modèle, assez proche du précédent, les conglomérats se déposeraient en discordance sur les formations turbiditiques lors du jeu, postérieur au dépôt de ces dernières, de la Faille de Nort-sur-Erdre. Dans ce modèle, seul le Poudingue d'Ingrandes est contemporain du jeu de la faille de Nort-sur-Erdre.

L'étude des conglomérats a permis de proposer un remaniement des argiles et les grès attribuables aux séries de la Formation d'Ancenis dans le Poudingue d'Ingrandes. Cette observation est plutôt en désaccord avec le modèle 1 pour lequel la sédimentation des turbidites et celle des conglomérats est contemporaine. Un tel remaniement a également été identifié dans les faciès (micro-) conglomératiques de la région de Chalonnes. Ces faciès pourraient correspondre à des faciès latéraux, plus distaux, du Poudingue d'Ingrandes. Cependant les éléments remaniés sont différents dans ces deux faciès conglomératiques, ce qui pose un sérieux doute sur cette hypothèse. En effet, dans les niveaux (micro-) conglomératiques de la région de Chalonnes, le remaniement de grès et de lydiennes est dominant ; tandis que dans le Poudingue d'Ingrandes, ce sont les galets provenant du socle protérozoïque qui prédominent. Ainsi, le matériel remobilisé provient de niveaux superficiels (essentiellement sédimentaires) pour les faciès de la région de Chalonnes, et de niveaux plus profonds (socle protérozoïque) pour le Poudingue d'Ingrandes. Cette différence des éléments remaniés peut être interprétée en termes d'évolution dans le temps des zones sources par la dénudation progressive des zones en érosion. Selon cette hypothèse, la sédimentation des faciès de la région de Chalonnes qui remanie essentiellement des niveaux sédimentaires précèderait celle du Poudingue d'Ingrandes qui mobilise principalement le socle protérozoïque. Ainsi, les modèles 2 et 3 s'accordent mieux avec les observations faites sur les faciès sédimentaires.

La succession des séries sédimentaires proposée ici pour la Formation d'Ancenis débute donc par des faciès turbiditiques distaux, puis plus proximaux dans la région de Chalonnes. Des coulées de débris s'intercalent dans la série indiquant un rapprochement des reliefs. Enfin, le Poudingue d'Ingrandes clôture la sédimentation dans le bassin et traduit un milieu de sédimentation au pied des reliefs (cônes de déjection torrentiel). La présence d'une discordance indiquant que le Poudingue d'Ingrandes se dépose directement sur les séries dévoniennes (modèle 3) reste à confirmer. Cependant, dans cette hypothèse, il faudrait considérer que le Poudingue d'Ingrandes se met en place alors qu'une partie des séries carbonifères (turbiditiques) ont déjà été érodées dans la région d'Ingrandes. Cette érosion

pourrait alors être liée à un jeu compressif sur la Faille de Nort-sur-Erdre. Ce modèle aurait l'avantage d'expliquer la présence d'écailles de socle protérozoïque le long de la Faille de Nort-sur-Erdre.

Ainsi, la sédimentation dans le bassin d'Ancenis enregistre simultanément :

(i) une évolution des milieux de dépôts depuis des dépôts turbiditiques distaux jusqu'à des dépôts torrentiels qui traduit un rapprochement des zones sources

(ii) un rapprochement et/ ou une augmentation du relief

(iii) l'érosion de zones sources remobilisant des niveaux structuraux de plus en plus profonds avec d'abord un remaniement prépondérant de la couverture sédimentaire (lydiennes, grès et argilites carbonifères), puis une participation plus importante d'éléments du socle protérozoïque lors du dépôt du Poudingue d'Ingrandes.

3.3. Paléocourants

L'étude des paléocourants a montré que, dans la Coupe du Planty, les sources étaient situées au sud. Dans le reste du Bassin, il n'a pas été possible d'identifier assez de figures sédimentaires pour proposer des directions de paléocourants. Ainsi la localisation des reliefs n'est pas clairement établie pour l'ensemble de la succession et il n'est pas raisonnable de généraliser les observations faites sur la coupe du Planty à l'ensemble du bassin. Les analyses de minéraux détritiques permettraient éventuellement de distinguer des sources potentielles pour clarifier l'évolution des zones d'apport au cours de la sédimentation dans le bassin.

Cependant, il est intéressant de noter que la présence d'éléments remaniés depuis l'Unité de St-Georges-sur-Loire, aujourd'hui située directement au nord de la Faille de Nort-sur-Erdre, n'a pas été identifiée. Pourtant, comme le notait déjà Dubreuil (1986), cette unité comporte des lithologies, telles que des roches volcaniques et des phtanites, qui pourraient être facilement identifiées, au moins dans les faciès conglomératiques. Cette observation semble indiquer que l'Unité des Mauges ne participe pas à l'alimentation du Bassin d'Ancenis en matériel détritique parce que (i) cette unité n'est pas en cours d'érosion à cette période ou parce que (ii) elle se situe de l'autre côté de la ligne de partage des eaux. La première hypothèse va en faveur d'un apport de matériel depuis le sud alors que l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire est immergée ; tandis que la deuxième hypothèse impliquerait un apport de

matériel détritique depuis un relief au nord, séparant l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire de la zone de sédimentation.

3.4. Contraintes sur le contexte géodynamique

Plusieurs modèles ont été proposés pour la sédimentation dans le bassin d'Ancenis et la plupart considéraient les bordures actuelles comme les bordures originelles du bassin. La précédente interprétation de Dubreuil (1986) qui impliquait la présence d'olistolithes sur les bordures actuelles du Bassin d' Ancenis était donc en accord avec ces modèles.

Les résultats présentés ici sont donc en désaccord avec les précédents modèles, notamment du fait de la présence, à moins d'1 km de la bordure sud, de faciès turbiditiques distaux (coupe du Planty). Les bordures actuelles ne doivent être considérées que comme la limite de préservation des sédiments. Par conséquent, la forme actuelle du Bassin d'Ancenis ne doit pas être utilisée pour contraindre le contexte géodynamique qui initie le dépôt de la Formation d'Ancenis.

PARTIE III :

Données géochronologiques

Chapitre 6 :

Méthodologie

Partie 1

La méthode de datation U/Pb sur zircons

1. La méthode de datation U-Pb

1.1. Principe

1.1.1. Le système isotopique U-Pb

La méthode de datation U/Pb est basée sur la décroissance radioactive naturelle de l'uranium. L'uranium possède trois isotopes naturels, ^{238}U, ^{235}U et ^{234}U. Leurs abondances respectives sont données ci-dessous (Rosman & Taylor 1998). Ainsi le rapport actuel $^{238}U/^{235}U$ est connu et équivaut à 137,88.

^{238}U 99,274 %

^{235}U 0,720 %

^{234}U 0,006 %

Les deux isotopes majeurs, ^{238}U et ^{235}U se désintègrent respectivement en ^{206}Pb et ^{207}Pb qui sont des isotopes radiogéniques stables. Un autre élément radioactif, le thorium (^{232}Th), produit du plomb radiogénique (^{208}Pb). Ce couple est également utilisé dans certaines méthodes de datations utilisant les isotopes du plomb. Les périodes de demi-vie et les constantes de désintégrations de ces trois couples pères-fils sont donnés dans le tableau VIa-1. Les chaînes de désintégration sont longues et passent par plusieurs éléments (Fig. VIa-1). Cependant, les éléments intermédiaires ont une demi-vie relativement courte et peuvent donc être ignorées pour dater des évènements d'âge raisonnablement vieux (>> 1Ma).

Couple père-fils	Demi-vie (Ga)	Constante de désintégration, an^{-1}
$^{238}U \rightarrow {}^{206}Pb$	4,47	$1,55125 \times 10^{-10}$
$^{235}U \rightarrow {}^{207}Pb$	0,704	$9,8485 \times 10^{-10}$
$^{232}Th \rightarrow {}^{208}Pb$	14,01	$0,49475 \times 10^{-10}$

Tableau VIa-1 - Couples pères-fils de l'uranium et du Thorium et leur temps de demi-vie et constantes de désintégration (d'après Jaffey et al., 1971)

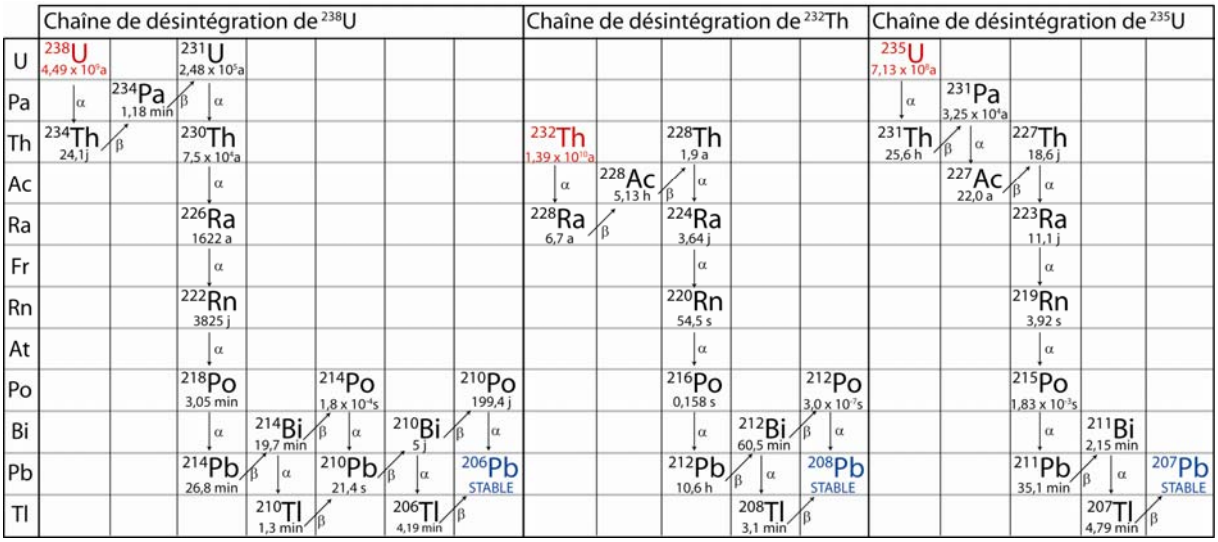


Figure VIa-1 - Chaînes de désintégration de l'^{238}U du ^{232}Th et de l'^{235}U et périodes de demi-vie de chaque élément intermédiaire

1.1.2. Les équations d'âge

La loi de désintégration radioactive prédit que la vitesse de décroissance ne dépend que du temps. Soit pour P_t, le nombre d'atomes père (radioactifs) de P présent à l'instant t, le taux de désintégration peut s'écrire ainsi :

$$-\frac{d(P_t)}{dt} = \lambda P_t$$

Où λ est la constante de désintégration (en nombre d'atomes par an) qui est indépendante des conditions de pression, de température, et de l'environnement chimique et minéralogique de l'élément. Soit en intégrant :

$$\ln\left(\frac{P_t}{P_0}\right) = -\lambda t$$

ou

$$P_t = P_0 e^{-\lambda t}$$

Où P_0 est le nombre d'atomes père initial (à l'instant t_0)

Si le système reste clos, c'est-à -dire qu'il ne subit aucune perte ou gain de l'isotope père ou fils, la quantité d'isotope fils (radiogénique) F* au temps t est :

$$F^* = P_0 - P_t$$

ou

$$F^* = P_t(e^{\lambda t} - 1)$$

Ainsi pour les trois couples pères-fils décrits précédemment, on obtient :

$$(1)\ {}^{206}Pb^{*} = {}^{238}U(e^{\lambda 238t} - 1)$$

$$(2)\ {}^{207}Pb^{*} = {}^{235}U(e^{\lambda 235t} - 1)$$

$$(3)\ {}^{208}Pb^{*} = {}^{232}Th(e^{\lambda 232t} - 1)$$

Où λ_{238}, λ_{235} et λ_{232} sont respectivement les constantes de désintégration des couples ${}^{238}U/{}^{206}Pb$, ${}^{235}U/{}^{207}Pb$ et ${}^{232}Th/{}^{208}Pb$ (Tabl. VIa-1).

Ces équations ne concernent que le plomb radiogénique. Or lors de la mesure, le plomb qui a été incorporé dans le minéral lors de sa cristallisation vient s'ajouter au plomb radiogénique formé par la désintégration naturelle de l'uranium et du thorium. Les équations deviennent donc :

$$(4)\ {}^{206}Pb_t = {}^{206}Pb_0 + {}^{238}U(e^{\lambda 238t} - 1)$$

$$(5)\ {}^{207}Pb_t = {}^{207}Pb_0 + {}^{235}U(e^{\lambda 235t} - 1)$$

$$(6)\ {}^{208}Pb_t = {}^{208}Pb_0 + {}^{232}Th(e^{\lambda 232t} - 1)$$

1.1.3. Isochrones, concordia et discordia

Deux méthodes alternatives sont utilisées dans les datations U/Pb. La première méthode utilise les équations (4) et (5) pour construire des isochrones de manière similaire à la méthode Rb-Sr. Pour cela, les équations sont divisées par la quantité de ${}^{204}Pb$ pour avoir des rapports isotopiques, seuls paramètres mesurables par spectrométrie de masse, plutôt que des valeurs absolues. Le ${}^{204}Pb$ est choisi car il est le seul isotope naturel non radiogénique du plomb. Ainsi les équations (4) et (5) deviennent :

$$(7)\ \left(\frac{{}^{206}Pb}{{}^{204}Pb}\right)_t = \left(\frac{{}^{206}Pb}{{}^{204}Pb}\right)_0 + \frac{{}^{238}U}{{}^{204}Pb}(e^{\lambda 238t} - 1)$$

$$(8)\ \left(\frac{{}^{207}Pb}{{}^{204}Pb}\right)_t = \left(\frac{{}^{207}Pb}{{}^{204}Pb}\right)_0 + \frac{{}^{235}U}{{}^{204}Pb}(e^{\lambda 235t} - 1)$$

Cependant cette méthode implique que le système est resté fermé, et donc n'a subi aucune perte ou gain d'U ou de Pb. Malheureusement, il est fréquent que le système ne reste pas clos suite à un évènement métamorphique ou à l'altération. Or la méthode de datation U/Pb par isochrone ne permet pas toujours de vérifier si le système est resté clos et le risque d'obtenir des âges sans signification géologique reste grand.

Une deuxième méthode permet d'obtenir des informations sur l'histoire géologique de la roche, même lorsque le système n'est pas resté clos grâce à la particularité du système isotopique U/Pb qui met à notre disposition deux chronomètres avec des élément radioactifs et radiogéniques communs. Ainsi, pour un minéral originellement riche en uranium, les équations (1) et (2) permettent de calculer deux rapports isotopiques :

$$(9)\ \frac{^{206}\mathrm{Pb}^*}{^{238}\mathrm{U}} = (e^{\lambda 238t} - 1)$$

$$(10)\ \frac{^{207}\mathrm{Pb}^*}{^{235}\mathrm{U}} = (e^{\lambda 235t} - 1)$$

Pour un système fermé, les équations (9) et (10) permettent d'obtenir un âge concordant qui se place graphiquement sur la concordia (cas 1, Fig. VIa-2). La courbe concordia, définie par Wetherill (1956), est construite en calculant toutes les valeurs des rapports isotopiques des équations (9) et (10) pour chaque temps t avec les constantes de désintégrations (λ_{238} et λ_{235}) connues. Le rapport ^{207}Pb/^{206}Pb est également calculé en divisant l'équation (2) par l'équation (1) :

$$(11)\ \frac{^{207}Pb^*}{^{206}Pb^*} = \frac{^{235}U}{^{238}U}\frac{(e^{\lambda 235t} - 1)}{(e^{\lambda 238t} - 1)}$$

Or le rapport ^{238}U/^{235}U actuel est connu et équivaut à 137,88, soit :

$$(12)\ \frac{^{207}Pb^*}{^{206}Pb^*} = \frac{1}{137,88}\frac{(e^{\lambda 235t} - 1)}{(e^{\lambda 238t} - 1)}$$

La courbe concordia est donc le lieu des points pour lesquels :

$$t\left(\frac{^{206}Pb^*}{^{238}U}\right) = t\left(\frac{^{207}Pb^*}{^{235}U}\right) = t\left(\frac{^{207}Pb^*}{^{206}Pb^*}\right)$$

On notera que l'utilisation de ces équations implique que le minéral daté n'a pas incorporé de Pb lors de sa formation. Une correction du plomb initial (i.e. non radiogénique) est donc généralement effectuée. Par contre si le système n'est pas resté clos, les données peuvent se placer sur une droite appelée discordia (cas 2 et 3, Fig. VIa-2). De tels résultats sont généralement attribués à une perte de plomb lors d'une réouverture partielle du système isotopique. La discordia possède deux intercepts : un intercept haut qui peut correspondre à l'âge de la première fermeture isotopique et un intercept bas. Lorsque l'intercept bas est confondu avec l'origine, la discordia est généralement interprétée comme résultant d'une perte en Pb récente dite continue (cas 2, Fig. VIa-2). Lorsque l'intercept bas recoupe la concordia, cet intercept est généralement interprété comme l'âge de la crise thermique lors de laquelle le système isotopique a été partiellement ouvert (perte en Pb dite instantanée) ou de

nouvelles zones se sont développées autour d'un cœur plus ancien (gain relatif d'uranium) (cas 3, Fig. VIa-2). Dans ce cas, l'intercept supérieur donnerait théoriquement l'âge de première fermeture isotopique du zircon (ou du cœur du zircon) et l'intercept inférieur donnerait l'âge de la perte en Pb (ou de croissance des zones externes du zircon). Ceci n'est vrai que s'il n'y a qu'un seul âge d'héritage, or les héritages sont souvent multiples.

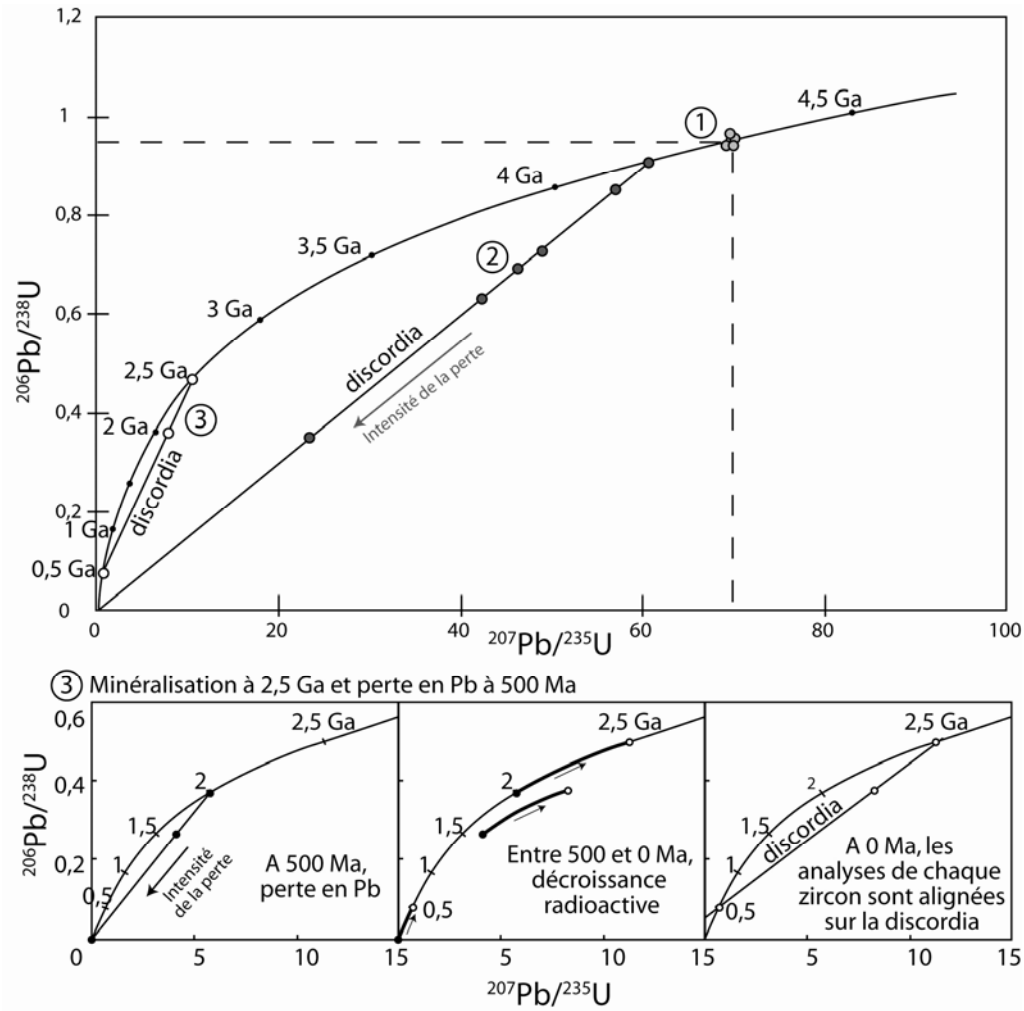


Figure VIa-2 – Diagramme concordia (d'après Wetherill, 1956). Trois cas de figures sont représentés : dans le cas 1, le système est clos et les mesures des rapports isotopiques sont situés sur la concordia ; dans le cas 2, les mesures se situent sur une droite (discordia) et l'intercept bas est confondu avec l'origine, traduisant une perte récente en Pb; dans le cas 3, les mesures se situent sur une discordia dont l'intercept bas recoupe la concordia et traduit l'âge de la perturbation qui a affectée le minéral (perte en Pb ou de la cristallisation des bordures du zircon)

Un deuxième type de diagramme est utilisé pour représenter les résultats : le diagramme de Tera-Wasserburg (1974), pour lequel les rapports $^{238}U/^{206}Pb$ et $^{207}Pb/^{206}Pb$ sont reportés respectivement en abscisse et en ordonnée.

Dans ce type de diagramme, les rapports mesurés corrigés du bruit de fond et de la discrimination de masse, mais non du plomb commun sont rapportés. En effet, ce mode de représentation permet de bien visualiser la présence de plomb commun et les pertes en plomb. La présence de plomb commun déplace les points sur une ligne plus verticale et plus à droite que la discordia (Fig. VIa-3). De plus ce type de diagramme est mieux adapté à la représentation des âges phanérozoïque car la courbe est amplifiée dans la gamme d'âge 200 – 600 Ma.

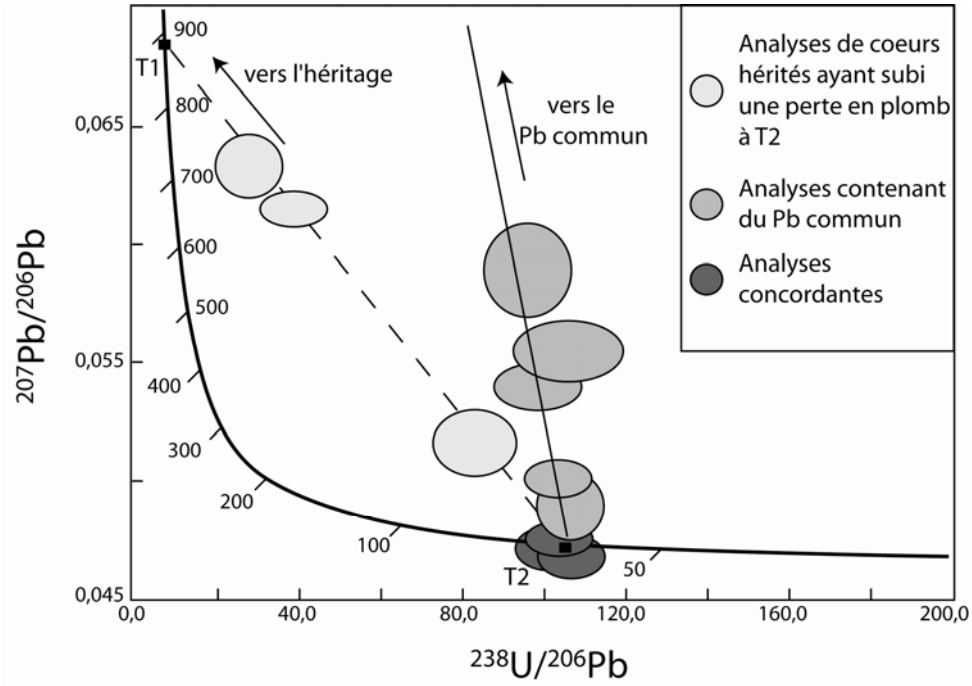


Figure VIa-3 – Diagramme de Tera-Wasserburg (modifié d'après Parrish & Noble, 2003)

1.2. Les méthodes de correction du Pb commun (cas des analyses ICPMS)

La présence de plomb commun (i.e. non radiogénique) est une source d'erreur possible en géochronologie U-Pb. Le plomb commun peut avoir différentes sources : elles peuvent provenir de l'échantillon lui-même (Pb piégé dans des inclusions ou dans des microfractures, ou encore acquis lors de l'altération) ou il peut être acquis durant la préparation de l'échantillon ou durant l'analyse. Bien qu'une correction en plomb commun ne soit pas toujours nécessaire (notamment pour les zircons qui ont incorporé peu de plomb lors de leur cristallisation et lorsque la précision de l'analyse est faible), elle devient nécessaire pour des zircons pauvres en Pb radiogéniques (comme les zircons pauvres en U et les zircons jeunes).

Il existe trois méthodes de correction (Williams, 1998) : la méthode du ^{204}Pb, la méthode du ^{208}Pb et la méthode du ^{207}Pb.

(i) <u>La méthode du ^{204}Pb</u> est basée sur la faible concentration de l'isotope non radiogénique ^{204}Pb. Les signaux mesurés des isotopes du Pb sont corrigés grâce à une estimation des rapports ^{206}Pb/^{204}Pb, ^{207}Pb/^{204}Pb et ^{208}Pb/^{204}Pb du plomb commun à l'âge supposé de l'échantillon (Stacey & Kramers, 1975) afin d'extraire les signaux radiogéniques du Pb.

En considérant C, la contribution du plomb commun au signal de l'isotope radiogénique (D*), l'équation de correction s'écrit :

$$D^* = (1-f)\times(D^*+C)$$

Avec Q_{mes} = mesure de l'isotope comprenant le Pb radiogénique et le Pb commun ; f = proportion de plomb commun calculée tel que :

$$f = \frac{\left[C / {}^{204}Pb\right]_C}{\left[(D^*+C) / {}^{204}Pb\right]_{mes}}$$

Pour le ^{206}Pb, on considère *4f206* la proportion de ^{206}Pb non radiogénique, tel que :

$${}^{206}Pb^* = (1-4f206)\times({}^{206}Pb^* + {}^{206}Pb_C) = (1-4f206)\times {}^{206}Pb_{mes}$$

$$\text{avec } 4f206 = \frac{({}^{206}Pb / {}^{204}Pb)_C}{({}^{206}Pb / {}^{204}Pb)_{mes}}$$

Pour le ^{207}Pb, on considère *4f207* la proportion de ^{207}Pb non radiogénique, tel que :

$${}^{207}Pb^* = (1-4f207)\times({}^{207}Pb^* + {}^{207}Pb_C) = (1-4f207)\times {}^{207}Pb_{mes}$$

$$\text{avec } 4f207 = \frac{({}^{207}Pb / {}^{204}Pb)_C}{({}^{207}Pb / {}^{204}Pb)_{mes}} = \frac{({}^{207}Pb / {}^{204}Pb)_C}{({}^{207}Pb / {}^{206}Pb)_{mes}\times({}^{206}Pb / {}^{204}Pb)_{mes}}$$

Pour le ^{208}Pb, on considère *4f208* la proportion de ^{208}Pb non radiogénique, tel que :

$${}^{208}Pb^* = (1-4f208)\times({}^{208}Pb^* + {}^{208}Pb_C) = (1-4f208)\times {}^{208}Pb_{mes}$$

$$\text{avec } 4f208 = \frac{({}^{208}Pb / {}^{204}Pb)_C}{({}^{208}Pb / {}^{204}Pb)_{mes}} = \frac{({}^{208}Pb / {}^{204}Pb)_C}{({}^{208}Pb / {}^{206}Pb)_{mes}\times({}^{206}Pb / {}^{204}Pb)_{mes}}$$

Les rapports corrigés sont donc :

$$\left(\frac{{}^{207}Pb}{{}^{206}Pb}\right)_{corr} = \frac{(1-4f207)}{(1-4f206)}\times\left(\frac{{}^{207}Pb}{{}^{206}Pb}\right)_{mes}$$

$$\left(\frac{{}^{208}Pb}{{}^{206}Pb}\right)_{corr} = \frac{(1-4f208)}{(1-4f206)}\times\left(\frac{{}^{208}Pb}{{}^{206}Pb}\right)_{mes}$$

$$\left(\frac{^{206}Pb}{^{238}U}\right)_{corr} = (1-4f206)\times\left(\frac{^{206}Pb}{^{238}U}\right)_{mes}$$

Le problème majeur de cette méthode est qu'elle demande une mesure précise de la quantité de ^{204}Pb, qui est en général très faible. De plus, du mercure, généralement présent dans le gaz introduit pour l'analyse (Ar ou He), possède un isotope de même masse (^{204}Hg) qui participe à l'intensité du signal sur la masse 204. Bien que la quantité de mercure présent soit corrigée grâce à la mesure du ^{202}Hg (le rapport entre les deux isotopes étant constant et connu), il existe des incertitudes sur la composition du mercure (Rosman & Taylor, 1999 ; Evans et al., 2001).

(ii) <u>La méthode du ^{208}Pb</u> est basée sur l'hypothèse que le rapport ^{232}Th/^{238}U dans l'échantillon n'a pas été perturbé après la fermeture des systèmes U-Pb et Th-Pb. Connaissant le rapport ^{232}Th/^{238}U, il est possible de calculer le rapport ^{208}Pb/^{206}Pb radiogénique à l'âge supposé de l'échantillon. Tout excès en ^{208}Pb est alors attribué à du ^{208}Pb commun.

Sachant que $^{206}Pb^* = {}^{238}U(e^{\lambda 238t}-1)$ et que $^{208}Pb^* = {}^{232}Th(e^{\lambda 232t}-1)$

$$\frac{^{208}Pb^*}{^{206}Pb^*} = \left(\frac{^{232}Th}{^{238}U}\right)_{mes} \times \frac{(e^{\lambda 232t}-1)}{(e^{\lambda 238t}-1)}$$

La fraction *8f206* de Pb commun est :

$$8f206 = \frac{\left[\left(^{208}Pb/^{206}Pb\right)_{mes} - \left(^{208}Pb^*/^{206}Pb^*\right)\right]}{\left[\left(^{208}Pb/^{206}Pb\right)_{C} - \left(^{208}Pb^*/^{206}Pb^*\right)\right]}$$

Les rapports corrigés peuvent donc être calculés ainsi :

Pour le rapport ^{206}Pb/^{238}U :

$$^{206}Pb^* = (1-8f206)\times {}^{206}Pb_{mes}$$

$$\left(\frac{^{206}Pb}{^{238}U}\right)_{corr} = (1-8f206)\times\left(\frac{^{206}Pb}{^{238}U}\right)_{mes}$$

Pour le rapport ^{207}Pb/^{206}Pb :

$$^{206}Pb^* = (1-8f206)\times {}^{206}Pb_{mes}$$

$$^{207}Pb^* = {}^{207}Pb_{mes} - {}^{207}Pb_C$$

$$^{207}Pb^* = {}^{207}Pb_{mes} - \frac{8f206}{8f206}\,{}^{207}Pb_C = {}^{207}Pb_{mes} - 8f206\,\frac{^{207}Pb_C}{^{206}Pb_C}\,{}^{206}Pb_{mes}$$

$$\left(\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}\right)_{corr} = \frac{^{207}Pb - 8f206 \times {}^{206}Pb_{mes} \times \left(\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}\right)_C}{^{206}Pb_{mes} \times (1 - 8f206)}$$

$$\left(\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}\right)_{corr} = \left[\left(\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}\right)_{mes} - 8f206\left(\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}\right)_C\right] \Big/ (1 - 8f206)$$

Contrairement à la méthode du ^{204}Pb, la méthode du ^{208}Pb n'est pas influencée par des interférences isobariques et est donc utilisable pour les analyses ICPMS. Cette méthode est très utile pour les rapports Th/U faibles (< 0,1), cependant elle n'est pas recommandée pour les rapports Th/U trop élevées (> 1) car la valeur ^{208}Pb/^{206}Pb radiogénique se rapproche de la valeur ^{208}Pb/^{206}Pb du plomb commun ce qui fait tendre la valeur de *8f206* vers l'infini.

(iii) <u>La méthode du ^{207}Pb</u> utilise les rapports ^{207}Pb/^{206}Pb mesurés pour calculer la proportion de ^{206}Pb commun.

La fraction *7f206* de Pb commun est :

$$7f206 = \frac{\left[\left(^{207}Pb / {}^{206}Pb\right)_{mes} - \left(^{207}Pb^* / {}^{206}Pb^*\right)\right]}{\left[\left(^{207}Pb / {}^{206}Pb\right)_C - \left(^{207}Pb^* / {}^{206}Pb^*\right)\right]}$$

Le rapport corrigé pour ^{206}Pb/^{238}U est donc :

$$^{206}Pb^* = (1 - 7f206) \times {}^{206}Pb_{mes}$$

$$\left(\frac{^{206}Pb}{^{238}U}\right)_{corr} = (1 - 7f206) \times \left(\frac{^{206}Pb}{^{238}U}\right)_{mes}$$

Cette dernière méthode est plus appropriée pour les échantillons concordants jeunes. Cependant, seul l'âge ^{206}Pb/^{238}U seront préférés du fait de la faible concentration en ^{207}Pb qui rend les âges ^{206}Pb/^{207}Pb et ^{207}Pb/^{235}U très imprécis.

D'une manière générale, une correction en plomb commun n'est pas toujours nécessaire, et malgré la faible précision des corrections par la méthode 204 du fait des interférences isobariques, cette méthode a l'avantage de ne pas supposer les âges concordants comme dans les méthodes 207 et 208. Le choix de l'une ou l'autre des méthodes doit se faire au cas par cas.

1.3. Les différentes méthodes de datations U/Pb

L'utilisation de la désintégration de l'U et du Th en Pb (et en He) comme outil géochronologique remonte au début du 20ème siècle (Rutherford, 1905 ; Boltwood, 1907 ; Strutt, 1909 ; Holmes, 1911), période où les premiers âges absolus ont été proposés sur des mesures de la concentration des minéraux en U, Th, Pb et He. L'invention des premiers spectromètres de masses (Dempster, 1918) et leur amélioration progressive ont permis d'obtenir des mesures de plus en plus précises et une meilleure compréhension des chaînes de désintégration (Aston, 1929 ; Rutherford, 1929 ; Nier, 1939). Larsen et al. (1952) effectuèrent préférentiellement les datations sur le zircon, du fait de sa forte teneur en U, de sa résistance à l'altération, et de sa faible capacité à introduire du Pb primaire. Cependant, il préféra utiliser la méthode Pb-α (où l'U est mesuré par radioactivité α), très populaire dans les années 50, qui nécessitait une plus faible quantité de zircons (moins d'1 g contre plus de 100g par spectrométrie de masse).

Au milieu des années 50, l'apparition de **la méthode ID-TIMS (Isotopic Dilution - Thermal Ionization Mass Spectrometry)** fut une grande avancée (Tilton et al., 1955 ; 1957 ; Wetherill, 1956) car elle ne nécessitait que de quelques milligrammes d'échantillon et permettait de mesurer les teneurs en U et Pb et les rapports isotopiques avec une grande précision. Cette méthode consiste à analyser un mélange homogène comprenant (i) l'échantillon (grain), (ii) de l'acide qui va dissoudre le grain et (iii) un traceur isotopique (ou spike) afin de mesurer sa composition isotopique à l'aide d'un spectromètre de masse à thermo-ionisation. Un traceur isotopique est une solution qui contient une concentration connue d'un élément dont la composition isotopique est connue. Lors des premières utilisations de cette méthode, le traceur utilisé était constitué de ^{208}Pb et de ^{235}U. Or ^{208}Pb est un isotope naturel du Pb et était également présent dans le grain à analyser. Le mélange était donc séparé en deux : une partie pour mesurer les concentrations en U et en Pb, l'autre pour mesurer les rapports isotopiques du Pb, ce qui pouvait entraîner un biais si l'homogénéisation avant la séparation était insuffisante, mais nécessitait également un temps d'analyse très long. La synthèse d'un isotope artificiel du Pb (^{205}Pb) par Parrish & Krogh (1987) permit de résoudre ce problème. D'une manière générale, au cours de la deuxième partie du 20ème siècle, des perfectionnements de la méthode ont permis d'améliorer la précision des datations: amélioration des techniques de dissolution (Krogh, 1973), amélioration de la sensibilité des spectromètres de masse (spectromètres de masse multi-collecteurs, cage de Faraday, etc...)

jusqu'à pouvoir analyser un seul grain (Lancelot et al., 1976). De même, une meilleure compréhension du comportement de l'U et du Pb dans les minéraux (Pb commun, perte en Pb, héritage, etc...), l'utilisation de techniques d'abrasion (Krogh, 1982 ; Mattinson, 1994) et l'utilisation de l'imagerie par cathodoluminescence (CL) ou par électrons retro-diffusés (BSE) à partir des années 70, ont permis d'améliorer les datations et de comprendre et/ou de limiter la discordance.

Une méthode parallèle, la **méthode d'évaporation du Pb** s'est développée au milieu des années 80 (Kober, 1986). Cette technique consiste à faire s'évaporer par un chauffage par paliers successifs, le Pb d'un zircon emballé sur le bord d'un filament de rhénium dans un spectromètre de masse. Les premières étapes du chauffage transforment le zircon en baddéleyite et libèrent de la silice et du Pb. Le Pb et la silice évaporés se déposent au centre du filament qui est à nouveau chauffé pour mesurer les isotopes du Pb à différentes températures. Cette méthode permet d'éviter la mise en solution et le traitement chimique. De plus, les zones plus altérées du zircon s'évaporent en premier au début du dégazage. Cependant, les rapports U/Pb ne sont pas mesurés et seul le rapport $^{207}Pb/^{206}Pb$ permet de calculer un âge ; ainsi la concordance ne peut pas être établie. Mais étant donné que ce rapport est calculé pour chaque température, après le dégazage des zones altérées, le rapport se stabilise pour former un plateau sur lequel un âge peut être calculé. De plus, la reproductibilité des analyses sur plusieurs grains permet d'établir la signification géologique d'un tel âge.

Les débuts des analyses ponctuelles datent des années 70, avec l'utilisation de **sondes ioniques (SIMS = Secondary Ion Mass Spectrometry)** (ARL ion microprobe, Andersen & Hinthorne, 1972), et furent suivies, par la mise en service de la **SHRIMP (Sensitive High-Resolution Ion Micro-Probe)** à l'Australian National University en 1981 (Compston et al., 1982). Des appareillages similaires ont par la suite été développés (SHRIMP II, Cameca IMS 1270) mais peu de laboratoires en sont équipés. Les zircons sont montés dans une résine époxy, abrasés à la moitié de leur épaisseur et polis. Un faisceau d'ions primaires de haute énergie est focalisé sur la surface polie du zircon et ablate les atomes et les molécules dont une partie est ionisée. Ces ions secondaires, qui reflètent la composition de l'échantillon, sont analysés au spectromètre de masse haute résolution. Aux tous débuts de la méthode, la présence d'ions secondaires de masses proches de celles des isotopes du Pb ont posé le problème des interférences de masses et nécessitaient des corrections ou des réglages qui entraînaient une perte du signal et de précision sur la mesure. Depuis lors, des améliorations ont permis d'atteindre une bonne précision même si elle reste inférieure à celle des méthodes

de dilution isotopique. L'avantage majeur des cette méthode ponctuelle réside dans le fait qu'une petite partie du zircon seulement est nécessaire pour l'analyse (10 à 50 µm de diamètre et seulement 2 à 5 µm de profondeur), ce qui permet de choisir une partie du minéral à dater (cœur ou surcroissance) en fonction de l'information recherchée.

Dans le milieu des années 90, le couplage des systèmes d'**ablation Laser (Light Amplification by Stimulated Emission of Radiation)** et des **spectromètres de masse à plasma (ICP-MS : Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometer)** s'est développé avec un coût plus réduit et des temps d'analyses plus courts qu'avec les méthodes ID-TIMS et SIMS. En plus de leur plus faible coût, ce type d'appareillage peut être utilisé pour des applications autres que la géochronologie, et de nombreux laboratoires en sont actuellement équipés. Tout comme pour la méthode SIMS, les zircons sont montés dans une résine époxy et polis. Le laser produit un faisceau qui, focalisé sur l'échantillon, l'ablate et le vaporise. L'échantillon est alors analysé par l'ICPMS (Košler & Sylvester, 2003). La précision des datations reste inférieure à celle de la dilution isotopiques et bien que le diamètre du faisceau d'ablation ait diminué (jusqu'à 15 µm), l'ablation reste plus profonde que pour les analyses en SIMS (10 à 20 µm contre 2 à 5 µm). Ce dernier point peut poser un problème lorsqu'il s'agit de dater des zones de taille réduite (cœur ou bordure du zircon) car le faisceau peut rapidement traverser la zone à analyser.

Chaque méthode présente ses avantages et inconvénients et le choix de la stratégie à adopter se fera en fonction du but recherché. Par exemple, dans le cas de zircons simples, pour lesquels une datation avec une grande précision est recherchée, la dilution isotopique sera privilégiée ; par contre dans le cas de zircons métamorphiques avec des bordures de taille réduite, la méthode SIMS permettra d'éviter tout débordement de l'ablation sur le cœur hérité; enfin, dans le cas d'une analyse de zircons détritiques pour lesquelles un grand nombre d'analyses est nécessaire, l'utilisation de la méthode LA-ICPMS permettra un traitement rapide à moindre coût.

2. Les zircons

2.1. Caractéristiques des zircons

Le zircon ($ZrSiO_4$) est un nésosilicate du système quadratique et se présente le plus fréquemment sous forme de prismes automorphes. Le zircon est structuré en chaînes de dodécaèdres ZrO_8 entrecroisées avec des chaînes de tétraèdres SiO_4. La structure du zircon est relativement ouverte et présente des sites interstitiels qui permettent notamment d'incorporer des impuretés. Les substitutions du Zr et du Si par de l'uranium (U), du thorium (Th), de l'Hafnium (Hf) et des terres rares (REE) sont fréquentes (Finch and Hanchar, 2003). Le zircon est donc riche en ces éléments ce qui fait de lui un minéral cible pour les méthodes de datation U/Pb ou U-Th/Pb.

Le zircon est un minéral accessoire ubiquiste présent aussi bien dans les roches sédimentaires (minéral détritique), magmatiques et métamorphiques (néoformés et/ou hérités). C'est un minéral peu altérable qui résiste bien aux phénomènes d'érosion, d'altération, de métamorphisme et même de fusion de la roche. Ainsi il peut enregistrer différents évènements au cours de son existence, ce qui comporte des avantages et des inconvénients. Le fait qu'un nouvel évènement n'efface pas l'information des évènements précédents permet de dater l'âge d'un protolithe d'une roche métamorphique ou encore l'âge de zircons hérités dans des roches magmatiques. Mais cette capacité peut, dans certains cas, rendre difficile l'interprétation des âges obtenus. En effet, bien que dans la plupart des cas, les zircons soient simples et n'enregistrent qu'un ou deux évènements sous forme d'un cœur et parfois, de zones externes, certains zircons peuvent enregistrer trois, quatre, voir plus d'évènements distincts dans des zones différentes, chacune correspondant à un évènement. Enfin, des migrations de Pb ou d'U par diffusion compliquent encore plus l'interprétation des âges.

2.2. Morphologie et typologie des zircons

Les zircons cristallisent en premier dans les liquides magmatiques et ont donc la plupart du temps une forme automorphe à sub-automorphe avec des faces bien développées. Cependant, dans les roches plutoniques, les zircons cristallisant vers la fin peuvent avoir un développement partiel des faces du cristal, apparaître cassés voire même avoir une structure xénomorphe. Les zircons d'origine volcanique sont généralement très allongés avec des

rapports longueur/largeur très élevés, ce rapport étant généralement relié à la vitesse de cristallisation. Dans des cas de cristallisation très rapide, les zircons peuvent également avoir une forme squelettique (Bossart et al., 1986).

La méthode de classification typologique des zircons, développée par Pupin (1980), permet de classer les zircons dans un tableau à deux entrées en fonction de leur morphologie, et du développement relatif des facettes montrant des combinaisons de prisme [100] et [110] et de pyramides [211], [101] et [301], (Fig. VIa-4). La température du milieu de formation affecte le développement des prismes : un zircon cristallisant dans un magma ayant une température élevée aura des prismes [100] mieux développés que les prismes [110], et inversement. L'indice A reflète le rapport Al/(Na+K) et contrôle le développement des pyramides. Les zircons formés à partir de magmas alcalins auront donc un indice A élevé et des pyramides [101] mieux développées que les pyramides [211], et inversement. Ainsi la typologie des zircons permet de proposer une estimation de la chimie et de la température des magmas, et de discuter de l'origine mantellique, crustale ou mixte des magmas dans lesquels les zircons se sont développés (Fig. VIa-5). Cependant, les zircons provenant d'une même roche peuvent avoir des morphologies variées, et inversement les zircons provenant de roches différentes peuvent avoir des morphologies similaires. De plus, la morphologie d'un zircon ou d'une population de zircons peut évoluer au cours du temps et refléter des changements de la composition du magma (cristallisation fractionnée, mélanges).

En fonction de la saturation du magma en zirconium un cœur hérité peut être ou non préservé. Lorsque le magma, à un moment de son évolution, est sous-saturé en Zr, les zircons hérités ou nouvellement formés vont être corrodés et peuvent disparaître.

Inversement, lorsque le magma est sur-saturé en Zr, les zircons hérités ne peuvent être dissous et de nouveaux zircons vont se former ou croître autour des zircons hérités. Ainsi, des zircons hérités, des zircons nouvellement formés avec ou sans cœur hérité, ou des zircons nouvellement formés pouvant présenter plusieurs épisodes de corrosion et de croissance, peuvent se trouver dans une même roche magmatique.

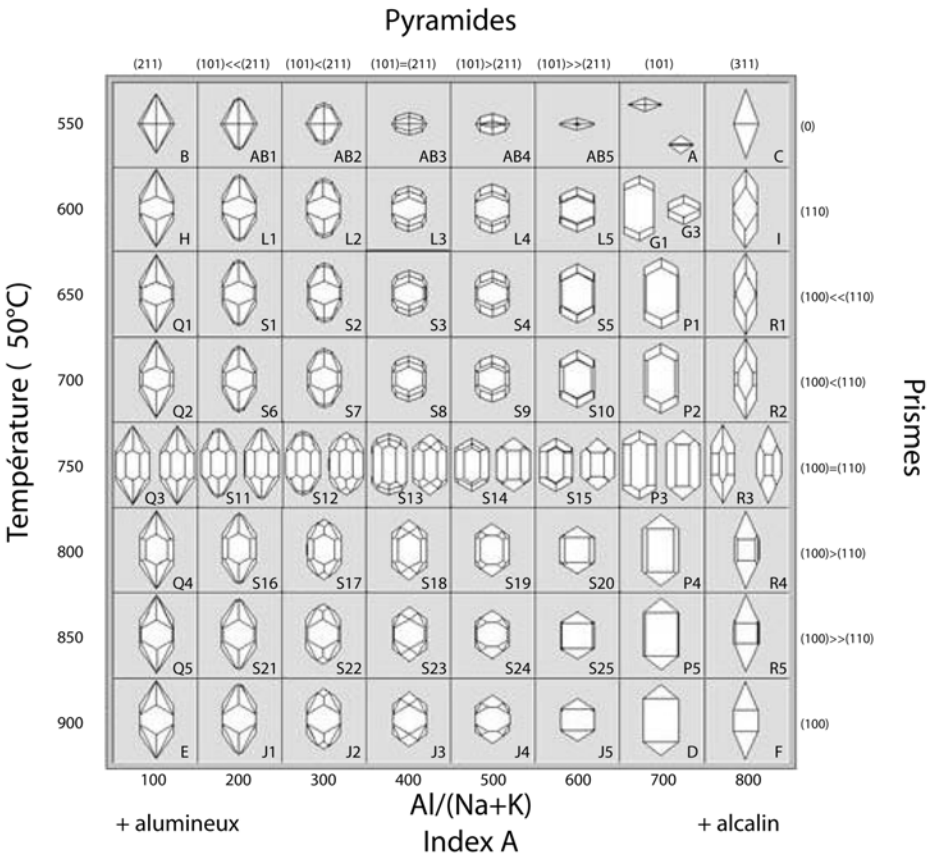


Figure. VIa-4 - Classification typologique des zircons (modifié d'après Pupin, 1980)

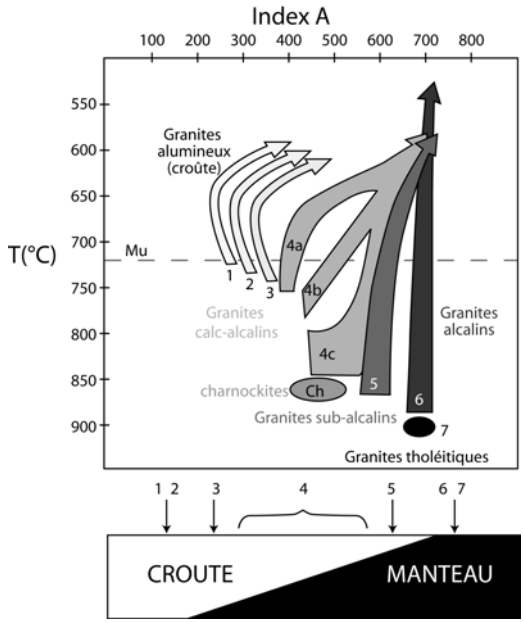


Figure VIa-5 - Distribution des positions et des tendances moyennes (T.E.T. : « typological evolutionary trend ») des populations de zircons dans la classification typologique pour des granites d'origine crustale (1 : leucogranites alumineux ; 2 et 3 monzogranites et granodiorites), les granites d'origine mixte (4 : calc-alcalins et 5 : subalcalins) et les granites d'origine mantellique (ou principalement d'origine mantellique) (6 : granites alcalins et 7 : granites tholéitiques). Mu : limite des granites à muscovites (indice de température > 450) (modifié, d'après Pupin, 1980)

Dans les roches ayant subi un épisode métamorphique important (granulites, éclogites, amphibolites HT), la plupart des zircons sont généralement sub-arrondis ou présentent une résorption de leurs faces. Ils ont la plupart du temps des formes ovoïdes ou un nombre élevé de faces prismatiques secondaires (type « soccer ball », Vavra et al., 1996 ; Schaltegger et al., 1999). Cependant, certains peuvent être automorphes dans le cas d'épisodes métamorphiques pour lesquels les roches sont riches en fluides. Les zircons que l'on retrouve dans les roches métamorphiques présentent généralement un cœur hérité du protolithe, avec des surcroissances ou des résorptions, mais des zircons nouvellement formés peuvent également être présents.

Les zircons contenus dans les roches sédimentaires étant des zircons détritiques, ils peuvent provenir roches volcaniques, plutoniques, métamorphiques ou sédimentaires et seront plus ou moins arrondis par abrasion lors de leur transport. Dans un même échantillon de roche sédimentaire, les zircons peuvent provenir de différentes sources. En conséquence, des zircons à la morphologie différente allant des zircons automorphes aux zircons complètement arrondis peuvent donc être rassemblés. De plus, l'abrasion va également dépendre du mode de transport. Théoriquement, dans une même roche sédimentaire, les zircons les plus arrondis sont supposés être ceux qui ont subi un transport plus long. Ils représentent donc les zircons provenant des sources les plus lointaines ou alors ceux qui ont été recyclés le plus de fois et donc potentiellement les plus vieux. Inversement, les zircons automorphes sont les zircons qui proviennent des sources les plus proches ou les zircons les moins recyclés, et donc potentiellement les plus jeunes. L'âge obtenu sur ces zircons permet de discuter de l'origine de l'abrasion des zircons : proximité de la source vs recyclage des zircons. Cependant, les zircons provenant de roches métamorphiques de haut grade peuvent fournir des zircons ovoïdes qui ne traduisent pas une abrasion mécanique. La connaissance de l'histoire géologique régionale est donc la plupart du temps nécessaire à la détermination des zones source.

2.3. Apports de l'imagerie en cathodoluminescence

La luminescence est l'émission, par un solide, d'une lumière visible lorsqu'il est excité par une forme d'énergie. Dans le cas de la cathodoluminescence (CL), la luminescence est produite par le bombardement d'un faisceau d'électrons incidents. Dans le cas le plus simple (luminescence intrinsèque), l'état d'excitation entraîne le saut d'électrons depuis la bande de valence jusqu'à la bande de conduction et lors de son retour à l'état de moindre

énergie, un photon est libéré. La présence de défauts ou d'impuretés conduit également à la libération d'un photon et donc à l'activation de CL (« electron defect », « extrinsic luminescence ») (Marshall, 1988 ; Nasdala et al., 2003). Pour les zircons, les longueurs d'ondes obtenues vibrent dans les régions bleues et/ou jaunes du spectre électromagnétique (Fig. VIa-6a et b). L'incorporation de terres rares (REE) et de cations tétravalents (U, Th, Hf) dans certains sites du réseau cristallin des zircons constitue des impuretés. Leur distribution, concentration relative et les interactions entre sites, produisent des variations d'intensité de la CL (Nasdala et al., 2003). Certains facteurs jouent le rôle d'activateurs (activator) d'autres celui d'inhibiteurs (quencher). La présence d'U (et de Th) provoque des dommages dans la structure du zircon du fait des radiations produites par la radioactivité naturelle. Ces dommages induisent une inhibition de l'émission de CL (Ewing et al., 2003). L'intensité de la CL intrinsèque semble être liée à la cristallinité primaire du zircon (Hoffman & Long, 1984), c'est-à-dire à la concentration de défauts dans le système cristallin. Ces défauts peuvent être liés à l'incorporation d'éléments traces dans le réseau ou aux dommages liés aux radiations créées lors de la décroissance radioactive. Ainsi, lors d'une augmentation de température (métamorphisme haute pression), la cristallinité du zircon est améliorée (perte d'éléments traces, rétablissements des dommages liés aux radiations) et l'intensité de la CL est généralement élevée (bordures des zircons en Fig. VIa-6g et h). Les REE et les cations tétravalents (U,Th,Hf) ont des vitesses de diffusion très lentes, suggérant qu'ils sont immobiles dans la plupart des conditions. Ainsi, l'observation en CL permet d'observer les structures internes des zircons car les zonations chimiques et isotopiques sont conservées dans les conditions de températures de croûte continentale normale (Cherniak et al., 1997a; 1997b; Watson & Cherniak, 1997).

L'observation en cathodoluminescence (CL) (ou électrons rétro-diffusés : BSE) permet de voir des zonations dans les zircons qui se forment lors de leur croissance (Fig. VIa-6). Les zonations reflètent des variations de Zr et Si mais également de REE et d'U, Th, etc... dans la composition du magma. La composition des zones varie entre deux extrêmes, une enrichie en éléments traces et l'autre appauvrie, proche de la composition pure du zircon (Speer, 1982). L'origine de cette zonation serait due à une croissance épisodique résultant de plusieurs facteurs : stage de la croissance du cristal, nature de l'interface liquide/cristal, le degré de sur-saturation du magma, les vitesses de diffusion et l'état d'oxydation. Le mode de développement des zonations est alors très variable : variation des teintes bimodales (Fig. VIa-6b ou plurimodale (Fig. VIa-6e), marquées (Fig. VIa-6b) ou discrètes (Fig. VIa-6a) ; variation de l'épaisseur des bandes. D'après Hoskin (2000), l'épaisseur des bandes serait à lier

à la différenciation du magma : les magmas peu différenciés présentent des bandes larges, tandis que les magmas les plus différenciés présentent des bandes plus fines. Il est fréquent d'observer des discontinuités dans la zonation (Fig. VIa-6b). Ces discontinuités seraient produites lors des périodes pendant lesquelles le magma est sous-saturé en Zr, entraînant une résorption du zircon. Puis la croissance du zircon reprend lorsque le magma est à nouveau sur-saturé en Zr et la zonation se poursuit. Un cas particulier de zonation est la zonation en secteurs (Fig. VIa-6c). Enfin, la zonation en patches serait quant à elle liée à une contrainte en fin de formation du zircon. Des microfractures se forment entre les différents domaines qui sont progressivement remplies par de nouveaux zircons pendant le refroidissement et indiqueraient donc une recristallisation sous contrainte (Vavra & Hansen, 1991). La cathodoluminescence permet aussi de discuter de la présence de cœurs hérités. En effet, les différents épisodes de croissance peuvent se traduire par des teintes différentes en CL (Fig. VIa-6d et e). Dans certains cas, une différence dans la zonation est observable entre le cœur et la bordure. Par exemple, le cœur est non zoné mais les bordures le sont, ou inversement (Fig. VIa-6e). Enfin, la présence de troncatures dans la zonation permet également d'indiquer la présence d'un cœur hérité. Cependant il peut être difficile de distinguer un cœur hérité d'une période de résorption dans la croissance d'un zircon magmatique (Fig. VIa-6b), ou de localiser précisément la limite entre le cœur hérité et sa bordure. Dans ces cas, seules les analyses isotopiques permettront de déterminer la présence ou l'absence de cœur hérité.

Enfin, lors des stages finaux des évènements de cristallisation magmatique les zircons peuvent être affectés par des modifications qui entraînent la désorganisation des zonations magmatiques (Fig. VIa-6f). Ces modifications sont parfois similaires à celles formées lors d'un épisode métamorphisme (convolutes, recristallisation). Ces domaines se formeraient par recristallisation sous l'action de fluides aqueux (Pidgeon, 1992, Nemchin & Pidgeon, 1997 ; Schaltegger et al., 1999).

L'observation des zircons métamorphiques permet de distinguer des modifications et/ou des surcroissances. Parmi les modifications, on notera l'effacement des zonations magmatiques (Fig. VIa-6f) (Connely, 2001), la formation de textures veinées ou brèchiques (Fig. VIa-6h) (Ashwall et al., 1999), les convolutes (Fig. VIa-6i) et plus fréquemment, les recristallisations. Les recristallisations locales se traduisent par une zone quasi-homogène en forme de patch ou de lobe qui recoupe la zonation magmatique du zircon originel. Ces recristallisations sont plus généralement localisées en bordure du zircon mais peuvent apparaître au cœur. Certains zircons peuvent préserver les zonations magmatiques originelles dans les zones de recristallisation (texture fantôme) et induisent généralement des âges mixtes

entre la formation initiale et l'épisode métamorphique. Ces textures fantômes sont supposées s'être formées par recristallisation à l'état solide (Hoskin & Black ; 2000). Enfin, de nombreux zircons présentent une texture complètement homogène ou quasi-homogène. Dans les roches de très haute-pression, les zircons présentent généralement des cœurs reliques entourés et/ou pénétrés par des zircons métamorphiques (Fig. VIa-6g et h). Ces nouveaux zircons métamorphiques sont généralement homogènes à sub-homogènes et séparés des cœurs par des zones de corrosion. Cependant, certaines surcroissances ou zircons néoformés peuvent présenter des zonations similaires à celles des roches magmatiques (Gebauer et al., 1997).

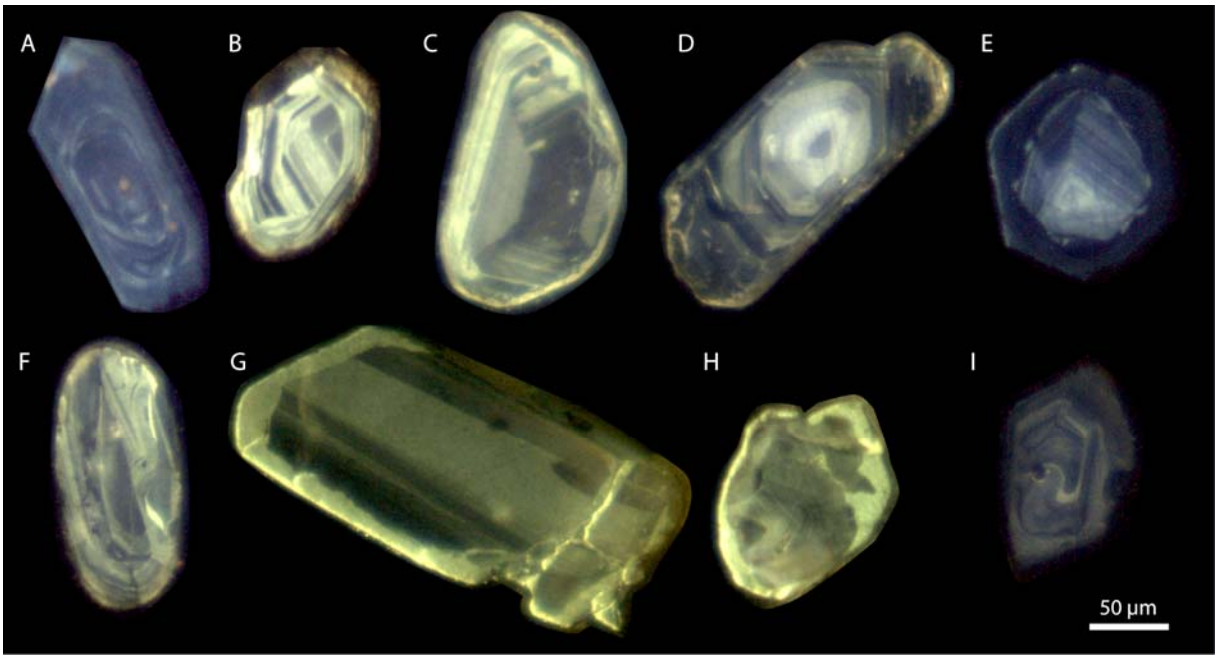


Figure VIa- 6. - Quelques exemples d'images de zircons en cathodoluminescence (cf texte).

3. Protocole

3.1. Préparation des échantillons

Les échantillons ont été broyés au broyeur à mâchoires (Atelier de broyage, Université de Rennes 1), puis tamisés (tamis à 400µm et 250µm). La fraction inférieure à 250 µm a été passée à la table à secousse afin de concentrer les particules les plus lourdes. Un premier passage grossier au séparateur magnétique (pente (p) = 15 ; contre-pente (cp) = 15 ; intensité (I) = 1A) a permis d'éliminer les minéraux les plus magnétiques. Ensuite, les échantillons ont

été traités aux liqueurs denses. Un premier passage au bromoforme a permis d'éliminer les fractions les plus légères (d < 2.89) puis le deuxième passage à l'iodure de méthylène a permis de concentrer les minéraux lourds (d > 3.32). Le protocole de séparation et de recyclage des liqueurs denses est présenté en annexe (Annexe 1). Par la suite les échantillons ont été tamisés à 100 µm afin d'éliminer les poussières puis passées au séparateur magnétique plusieurs fois en diminuant la contre-pente afin d'éliminer progressivement la fraction paramagnétique (p = 7 ; cp = 20, 7, 5, 3, 1, puis 0 ; I = 1,4 A). Les zircons non magnétiques sont concentrés dans la dernière fraction qui sera utilisée pour le tri manuel (hand-picking) sous loupe binoculaire. Ce protocole permet de limiter la présence de zircons métamictes (et donc plus probablement discordants), généralement plus magnétiques. Les échantillons détritiques n'ont pas subi ces deux dernières phases de séparation (tamisage et séparation magnétique fine) afin de ne pas introduire un biais en supprimant artificiellement une population de zircons trop petits ou trop magnétiques (cf paragraphe 4-1). Les traitements de séparation effectués pour chaque échantillon sont reportés dans le Tableau VIa-2.

Par la suite les zircons ont été séparés sous la loupe binoculaire (hand-picking) et collés à l'aide d'une bande adhésive double face sur une plaque de verre. Pour les échantillons détritiques, les zircons ont été échantillonnés aléatoirement et répartis, au mieux dans différentes familles en fonction de leur couleur et de leur morphologie et ou typologie. Le but était de caractériser, si possible, les différentes populations d'âge, bien que l'attribution à l'une ou l'autre des familles est parfois délicate. Les zircons sont ensuite montés dans des plots de résine époxy, puis leur surface est abrasée afin d'obtenir une section polie passant au mieux par le cœur des zircons. L'acquisition des images en cathodoluminescence, effectuée à Géosciences Rennes a permis d'imager la structure interne des zircons, d'identifier, lorsqu'ils sont présents, les cœurs et les bordures des zircons, de localiser des inclusions et enfin, de voir les similitudes et les différences entre les familles distinguées sur la base de critères morphologiques. Le choix des grains à analyser et la localisation des analyses ont été faits sur la base de ces images.

Manip. / Ech.	Broyage + Tamisage <250 µm	Table à secousse	Franz (séparation magnétique grossière)	Liqueurs denses (Bromoforme + Iodure de méthylène	Tamisage >100 µm	Franz (séparation magnétique fine)	Tri manuel
SA25	X	X	X	X			X
SA5	X	X	X	X			X
AN1	X	X	X	X			X
AN2	X	X	X	X			X
G1	X	X	X	X	X	X	X
FAY47	X	X	X	X	X	X	X
Ard4a	X	X	X	X			X

Tabl. VIa-2. Synthèse des traitements de séparation effectués sur chaque échantillon

3.2. Acquisition des rapports isotopiques : méthode LA-ICPMS

Les analyses ont été effectuées au Laboratoire ICPMS de Géosciences Montpellier coordonné par Olivier Bruguier. L'appareillage est constitué d'un système d'ablation laser, la plateforme Microlas (Geolas Q+), couplé à un ICPMS Finnigan Element XR (Thermo Finnigan corporation). Les paramètres d'analyse sont résumés dans le tableau VIa-3.

La plateforme Microlas (Geolas Q+) est constituée d'un Laser Excimer CompEx 102 opérant dans l'ultra-violet profond (193 nm) associé à un système optique comprenant un homogénéiseur 18 x 18 lentilles et une platine motorisée. Ce type de laser permet un bon couplage entre le faisceau photonique et l'échantillon cible et ainsi une grande qualité d'ablation avec la formation de cratères à bords verticaux et à fond plat. L'ablation se fait sous hélium avec une densité de 15 J/cm^2. L'utilisation d'He à la place de l'Ar permet d'augmenter la sensibilité en délivrant une plus grande quantité d'échantillon à l'ICP (Eggins et al., 1998 ; Günther & Heinrich, 1999), de limiter la retombée de particules (Dhuime et al., 2007), et de réduire le fractionnement inter-élément.

Le spectromètre de masse Element XR (eXtended Range) est equipé d'un système à double focalisation : secteur magnétique et secteur électrostatique qui permet de réaliser un balayage magnétique ou électrique du faisceau d'ions. Le principe de l'ICPMS à secteur

magnétique est que les ions qui se déplacent dans un champ magnétique sont déviés de leur trajectoire ; si les ions ont des énergies cinétiques similaires, la déviation est proportionnelle à l'intensité du champ magnétique et à la masse des ions, permettant de filtrer les ions en fonction de leur masse. Le filtre électrostatique permet de séparer les ions en fonction de leur énergie cinétique.

La calibration du système et la correction des différents biais inhérents au procédé analytique sont effectuées en mesurant le standard G91500 (Wiedenbeck et al., 1995). Pour chaque session, deux analyses de standard (St) sont suivies de cinq analyses d'échantillon (E), selon le modèle de séquence ci-dessous :

St1 - **St2** - E1 - E2 - E3 - E4 - E5 - **St3** - **St4** - E6 - E7 - E8 - E9 - E10 - **St5** - **St6** - etc...

Pour chaque analyse, une pré-ablation de 7 impulsions à 51 µm de diamètre est effectuée afin de nettoyer la surface à analyser (Fig. VIa-7). Puis l'analyse débute par 15 secondes d'analyse du bruit de fond, suivie de 45 secondes d'analyse de l'échantillon (250 impulsions d'ablation à 26 µm de diamètre). Le nombre de coups sur les masses 202(Hg), 204(Pb), 206(Pb), 207(Pb), 208(Pb), 232(Th) et 238(U) est mesurés environ toutes les secondes pendant 60 secondes (15 secondes de blank et 45 secondes d'analyse).

Laser and ICP-MS operating parameters

Laser	
Laser type	CompEx 102 Excimer laser
Wavelength	193nm
Laser mode	Pulsed
Repetition rate	4 Hz
Energy density	15 J/cm^2
Pulse width	15 ns
Ablation cell	Teflon made, 15 cm^3 interval volume
Transportation system	Tygon tube, *ca*. 2m total length
ICP-MS	
Model	Finnigan Element XR ICPMS
Sensitivity	^{206}Pb: > 4000 cps/ppm; ^{238}U: > 2500 cps/ppm at 6 µm and 4 Hz)
Power	3-phase, 230/400V ± 10%, 50/60 Hz fused 32A per phase, Power consumption : ≈ 9kVA
Auxiliary Gas	Ar (purity : 99.996 min.; 18L/min)
Plasma exhaust	1 x 6 cm ø; 90 m^3/h
Acquisition Parameters	
Detector mode	Pulse counting
Measured isotopes	^{202}Hg, ^{204}Pb+Hg, ^{206}Pb, ^{207}Pb, ^{208}Pb, ^{232}Th, ^{238}U
Dwell time per isotope	5ms (^{202}Hg et ^{204}Pb+Hg, ^{208}Pb, ^{232}Th) 10 ms (^{206}Pb, ^{238}U) 40 ms (^{207}Pb)
Resolution	300 (10% valley, equivalent to 5% height)
Scan speed (magnetic)	m/z 7 to 240 to 7 < 150 ms
Scan speed (electrictic)	1 ms/jump, independant of mass range
Pre-ablation spot size	51 µm
Spot size	26 µm
Acquisition time (blank + ablation)	60s
Blank time (without ablation)	15s
No. of repeats	60

Tabl. VIa-3. Tableau récapitulatif des paramètres d'analyse par LA-ICPMS

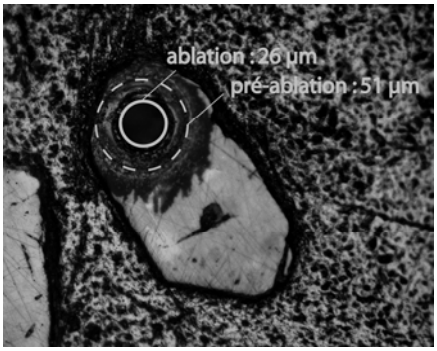


Figure VIa-7. Zircon gardant la trace de la pré-ablation de 51µm et de l'ablation de 26 µm.

3.3. Traitement des données

Afin de traiter les données, un programme a été développé sous Scilab (Annexe 2). La méthode de traitement des données correspond à celle proposée par Bruguier et al., (2001). Ce programme permet notamment de calculer les facteurs de fractionnement sur les standards en considérant le même temps d'intégration que pour l'échantillon. Cette modification prend son intérêt lorsque le temps d'intégration nécessite une modification (passage de la bordure au cœur lors de l'analyse, présence d'une inclusion, etc.).

3.3.1. Correction du bruit

La correction du bruit est effectuée en utilisant les valeurs mesurées pendant les 15 premières secondes de l'analyse, avant le début de l'ablation. Tout d'abord, l'intervalle du blank est défini comme l'intervalle pour lequel le signal sur le ^{238}U est inférieur à une valeur seuil (valeur seuil du blank = 10 000 cps). La valeur moyenne du blank sur chaque masse est alors calculée. De même, l'intervalle de mesure de l'échantillon est défini pour un intervalle choisi (idéalement le temps d'analyse de l'échantillon, soit de 15 à 60 secondes) et pour des valeurs de ^{238}U supérieures à une valeur seuil (valeur seuil de l'échantillon = 30 000 cps). La valeur moyenne du blank sur chaque masse est alors soustraire à la mesure de l'échantillon afin de corriger du bruit.

$$Bl_I = \sum_{i=1}^{n} \frac{\left(I_{mes}\right)_i}{n}$$

Avec Bl_I = valeur calculée du blank ; $(I_{mes})_i$ = valeur mesurée sur la masse au temps i (compris dans l'intervalle du blank) ; n = nombre de mesures dans l'intervalle du blank

Cette opération est valable pour toutes les masses sauf la masse 204. En effet, la mesure du ^{204}Pb n'est pas directe du fait de la présence d'un autre isotope de même masse, le ^{204}Hg. La mesure du ^{202}Hg permet d'estimer la quantité de ^{204}Hg en utilisant un rapport R1=^{204}Hg/^{202}Hg de 0,22936 (Bruguier et al., 2001):

$$^{204}Hg_{cal} = {}^{202}Hg_{mes} \times R_1 = {}^{202}Hg_{mes} \times 0,22936$$

$$^{204}Pb_{cal} = 204m_{mes} - {}^{202}Hg_{mes} \times 0,22936$$

Le bruit sur le 204Pb est calculé à partir de la moyenne du ^{208}Pb mesuré et du rapport connu (^{208}Pb / ^{204}Pb)$_{actuel}$ (R_2 = 38,63 d'après Stacey & Kramers, 1975), tel que :

$$Bl_{204Pb} = \left(\sum_{i=1}^{n} \frac{(^{208}Pb_{mes})_i}{n} \right) / R_2 = \left(\sum_{i=1}^{n} \frac{(^{208}Pb_{mes})_i}{n} \right) / 38,63$$

Ainsi le ^{204}Pb corrigé du bruit est calculé ainsi :

$$^{204}Pb_{corr} = 204m_{mes} - Bl_{204Pb} - {}^{204}Hg_{cal}$$

$$^{204}Pb_{corr} = 204m_{mes} - \left(\sum_{i=1}^{n} \frac{(^{208}Pb_{mes})_i}{n} \right) / 38,63 - {}^{202}Hg_{mes} \times 0,22936$$

Les rapports isotopiques sont calculés à partir de ces valeurs corrigées du bruit dans l'intervalle de temps de l'échantillon. La moyenne des valeurs dans le temps d'intégration de l'échantillon pour chaque rapport devra ensuite être corrigée du fractionnement. Les erreurs sur les rapports sont également calculées :

$$ErrR = \frac{1}{n-1} \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^{n} \left(R_i - \overline{R} \right)^2}$$

Avec n = nombre de valeurs, R_i = valeurs du rapport et $\overline{R}$ = moyenne des valeurs du rapport.

3.3.2. Calcul des concentrations

Afin de calculer les concentrations, il faut tout d'abord corriger la dérive instrumentale. Cette dérive est liée au changement de sensibilité dans le temps du spectromètre de masse. Le facteur de dérive (*drift factor*) est calculé à partir des valeurs a et b de la régression linéaire appliquée aux mesures moyennes du ^{206}Pb sur tous les standards de la même session en fonction de leur place dans le temps (i.e. numéro d'analyse dans la session) (Fig. VIa-8) :

Pour $^{206}Pb = a \times N + b$

Avec ^{206}Pb = valeurs mesurées et corrigées du blanc ; a = pente ; b = ordonnées à l'origine ; et N = numéro de l'analyse

$$DF = \frac{b}{(a \times N + b)}$$

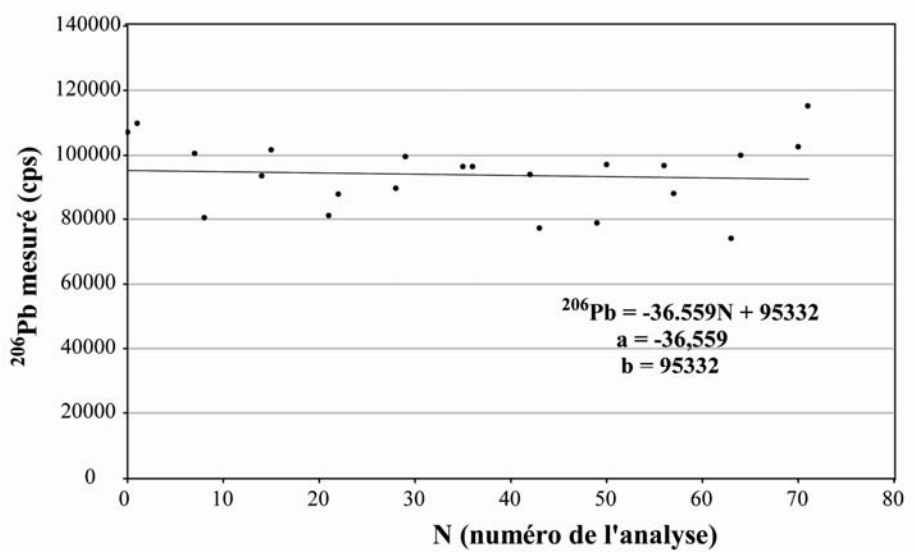


Figure VIa-8. Exemple de régression linéaire des mesures de ^{206}Pb en fonction du temps (session hl)

Appliqué aux données, DF permet de corriger de la dérive instrumentale au cours du temps. Le calcul des concentrations en Pb*, Th, U (en ppm) se fait à partir des concentrations connues du standard utilisé (Tabl. VIa-4) tel que :

$$Eech_{ppm}^{N} = Eech_{mes}^{N} \times DF^{N} \times \frac{Estd_{vrai}}{Estd_{moy}}$$

Avec N= numéro de l'analyse ; $Eech_{ppm}^{N}$ = Concentration de l'élément calculé (en ppm) ; $Eech_{mes}^{N}$ = Valeurs mesurée de l'élément (en cps) ; DF^{N} = facteur de dérive calculé pour cette analyse ; $Estd_{vrai}$ = Concentration connue du standard (Tabl. VIa-4) ; et $Estd_{moy}$ = Valeur moyenne des standards de la session (corrigés de la dérive instrumentale).

	Pb (ppm)	**Th (ppm)**	**U (ppm)**	**^{206}Pb/^{207}Pb**	**^{206}Pb/^{238}U**
G95000	12,5	28,6	80,6	0,07488	0,17917

Tableau VIa-4 Valeurs connues des concentrations et des rapports isotopiques du zircon standard G95000 (d'après Weidenbeck et al., 1995)

3.3.3. Correction du fractionnement

La méthode de datation en LA-ICP-MS présente l'inconvénient d'un fractionnement inter-élémentaire entre le Pb et l'U au cours de l'ablation (Feng et al., 1993 ; Hirata & Nesbitt, 1995). Plusieurs techniques ont été proposées afin de corriger ce fractionnement et consistent à i) limiter le fractionnement au cour de l'ablation (« active focus », Hirata & Nesbitt, 1995 ; focus sous la surface de l'échantillon, Jackson et al., 1996 ; « soft ablation », Hirata, 1997), ii) appliquer une correction en fonction du système d'ablation (Horn et al., 2000) ou en estimant, par une droite de régression le rapport au début de l'ablation (Košler et al., 2002) ou enfin iii) à utiliser un zircon standard dont les rapports sont connus pour calculer un facteur de correction à appliquer aux rapports inconnus (Jackson et al., 1996 ; Bruguier et al., 2001).

Un autre inconvénient majeur, principalement inhérent au spectromètre de masse, est le fractionnement de masse. Ce fractionnement entraîne une surestimation des isotopes lourds qui sont plus préférentiellement transmis tandis que les isotopes légers sont dispersés plus facilement et déviés de leur trajectoire. Deux types de corrections de ce fractionnement sont généralement utilisés. La standardisation externe consiste à utiliser des zircons standards (comme pour la correction du fractionnement inter-élémentaire). La standardisation interne consiste à mesurer des rapports isotopiques connus pour corriger les rapports isotopiques recherchés, soit dans l'échantillon à analyser, soit en introduisant une solution de composition isotopique connue en même temps que l'ablation,.

Selon le protocole développé au Laboratoire ICPMS de Géosciences Montpellier, des zircons standard externes sont utilisés pour corriger le fractionnement inter-élémentaire et le fractionnement de masse (Bruguier et al., 2001). Pour le fractionnement Pb-Pb, peu dépendant du temps, le facteur de fractionnement est calculé sur l'ensemble des standards de la session. Par contre, pour le fractionnement U-Pb, plus dépendant du temps, le facteur de fractionnement est calculé uniquement sur les quatre standards qui encadrent l'échantillon. Le facteur de fractionnement est calculé selon la formule :

$$FF = \frac{Rstd_{vrai}}{Rstd_{mes}}$$

Avec $Rstd_{vrai}$ = valeur connue du rapport du standard (Tabl. VIa-4) et $Rstd_{mes}$ = valeur moyenne des standards mesurés

Ainsi, les rapports isotopiques corrigés sont calculés ainsi :

$$^{207}Pb/^{206}Pb_{corr} = {}^{207}Pb/^{206}Pb_{mes} * FF_{Pb}$$

$$^{208}Pb/^{206}Pb_{corr} = {}^{208}Pb/^{206}Pb_{mes} * (FF_{Pb})^2$$

$$^{206}Pb/^{238}U_{corr} = {}^{206}Pb/^{238}U_{mes} * FF_{PbU}$$

Avec FF_{Pb} = facteur de fractionnement Pb/Pb ; FF_{PbU} = facteur de fractionnement Pb/U

Le facteur de fractionnement corrige aussi bien le fractionnement de masse (pour les rapports Pb/Pb et les rapports Pb/U) que le fractionnement inter-élémentaire (rapport Pb/U). La discrimination de masse est fonction de la masse de l'isotope, et FF_{Pb} est calculé sur le rapport $^{207}Pb/^{206}Pb$. Etant donné que la différence de masse entre ^{207}Pb et ^{206}Pb est de 1, tandis que celle entre ^{208}Pb et ^{206}Pb est de 2, le facteur de fractionnement à appliquer au rapport $^{208}Pb/^{206}Pb$ correspond à FF_{Pb}^2.

Pour le calcul de l'erreur sur les rapports, l'erreur calculée sur les mesures de chaque rapport est propagée en quadrature à celle mesurée sur les standards comme proposé par Horstwood et al., (2003) :

$$ErrR_{corr} = R_{corr} \times \sqrt{\left(\frac{Sem(R_{mes})}{R_{mes}}\right)^2 + \left(\frac{Stdev(Rstd_{mes})}{Rstd_{mes}}\right)^2}$$

Avec $ErrR_{corr}$ = Erreur calculée sur le rapport ; R_{corr} = rapport corrigé ; $Sem(R_{mes})$ = erreur standard à la moyenne des mesures de rapport pour l'analyse ; R_{mes} = moyenne des mesures de rapport ; $Stdev(Rstd_{mes})$ = écart-type de la moyenne des standards ; $RStd_{mes}$ = moyenne des standards.

3.3.4. Sélection du signal

La sélection du signal permet d'affiner la mesure des rapports et/ou de supprimer des anomalies dans le signal. L'observation des courbes d'évolution des mesures et des rapports (Fig. VIa-9) permet de mieux choisir le temps d'intégration et, dans certains cas, elle permet d'éliminer des analyses dont le signal est aberrant. D'une manière générale, les mesures du ^{206}Pb et de l'^{238}U suivent la même tendance (Fig. VIa-9 : 1a et 1b) tandis que le ^{232}Th peut éventuellement varier (Fig. VIa-9 : 1a). Le rapport $^{206}Pb/^{238}U$ a tendance à augmenter du fait du fractionnement (inter-élémentaire et discrimination de masse). Cependant, le fractionnement sur l'analyse suit la même tendance que le fractionnement sur les standards (Fig. VIa-9: 2a et 2b) à l'exception du début et de la fin de l'analyse pour lesquels une chute ou une hausse du signal peut être observée (Fig. VIa-9: 2a et 2b). En effet, au début et à la fin de l'analyse, les intensités sont plus faibles et dépendent plus du bruit ce qui peut fausser les rapports. Ces valeurs sont dont généralement écartées.

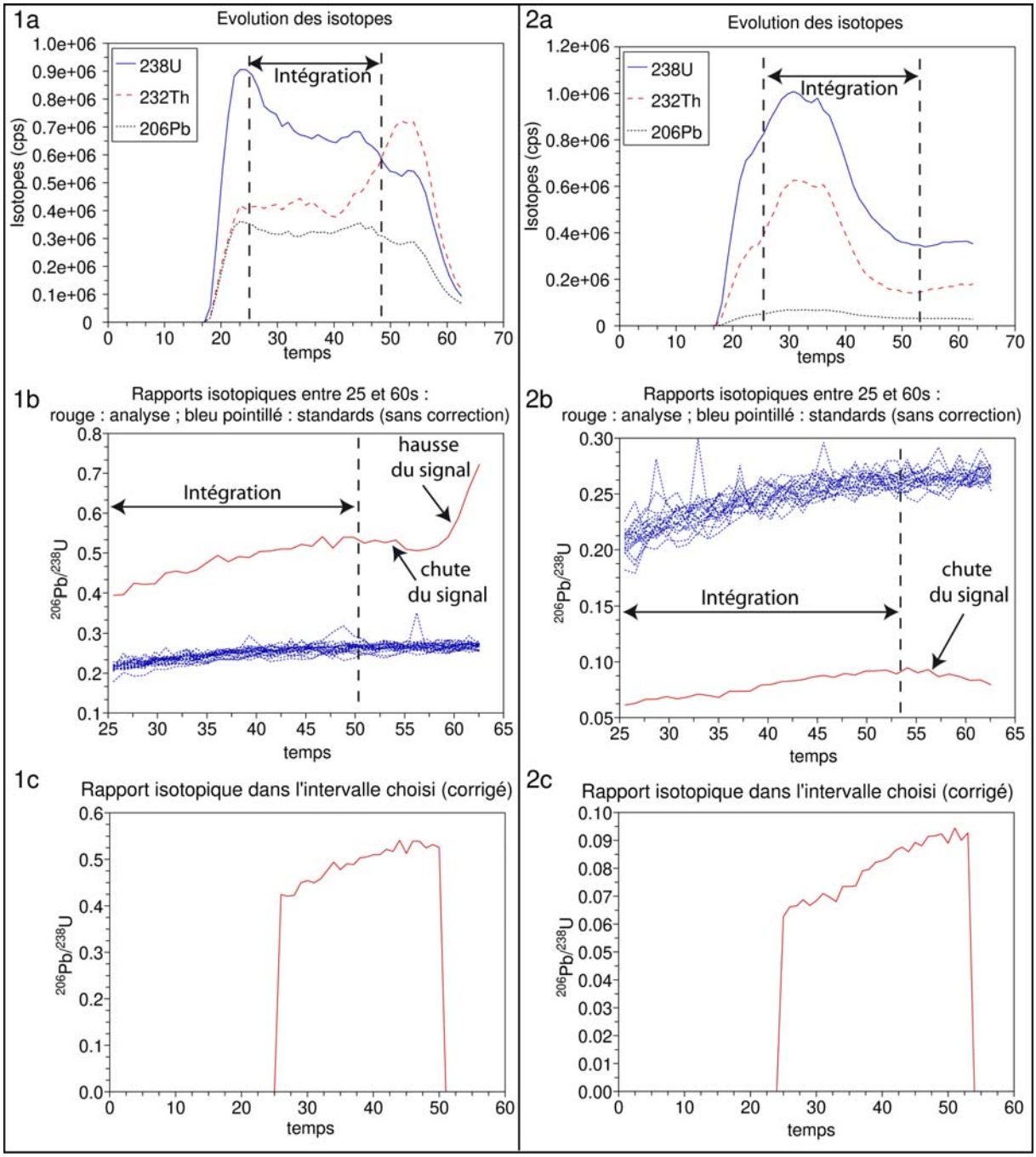


Figure VIa-9. Deux exemples d'analyses pour lesquelles les mesures au début et la fin des analyses ont été rejetées car le signal présentait des variations anormales.

Enfin, pour certaines analyses, la présence d'inclusions ou de mélanges cœur/bordure crée des anomalies dans le signal (Fig. VIa-10). Il est important de vérifier les signaux pour chaque analyse car il est possible d'obtenir des âges concordants sans signification. Par exemple, sur la Figure VIa-10-A, les signaux sont incohérents mais l'âge est concordant. Dans d'autres cas, il est tout de même possible de calculer un âge concordant lorsque ces anomalies ne concernent qu'une partie du signal (Fig. VIa-10.B).

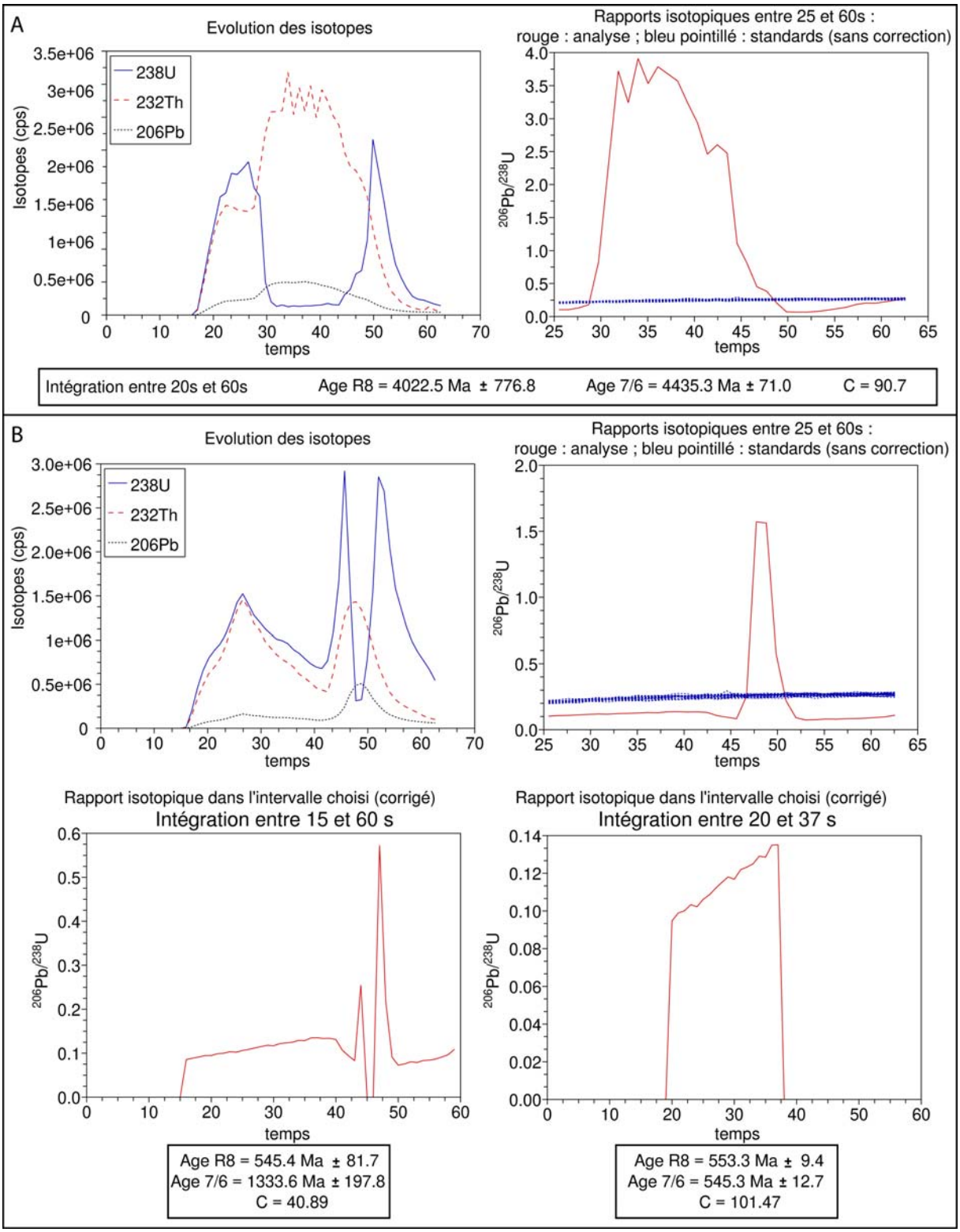


Figure. VIa-10. Deux exemples d'analyses pour lesquelles les signaux présentent des anomalies (inclusions d'apatite ?) ; Age R8 = Age calculé sur le rapport $^{206}Pb/^{238}U$; Age 7/6 = Age calculé sur le rapport $^{207}Pb/^{206}Pb$ C=concordance. A) Analyse hl23 : les isotopes du ^{206}Pb et d'^{238}U ne suivent pas la même tendance : l'^{238}U diminue alors que le ^{206}Pb augmente ; et le rapport $^{206}Pb/^{238}U$ varie anormalement. B) Analyse hl37 :le début du signal (15 à 40s) semble cohérent tandis que la fin (40 à 60s) présente le même type d'anomalie que l'analyse présentée en A. En rejetant les mesures à la fin de l'analyse, un âge concordant peut être calculé.

3.3.5. Correction du plomb commun

Les datations en LA-ICP-MS ne nécessitent généralement pas de fortes corrections du plomb commun. La plupart du plomb commun dans les analyses en LA-ICPMS provient de l'échantillon lui-même et sa composition isotopique peut donc être estimée à l'aide des modèles d'évolution isotopiques proposés par Stacey & Kramers (1975).

Dans le cadre de cette étude, les analyses ayant été effectuées en LA-ICPMS, peu d'analyses nécessitaient une correction en Pb commun. Une valeur seuil, correspondant à trois fois la valeur du ^{204}Pb dans le blanc, a été utilisée, comme proposé par Bruguier et al. (2001) : si la valeur du ^{204}Pb dans l'échantillon est inférieure à la valeur seuil, l'analyse n'est pas corrigée du Pb commun, si elle est supérieure à la valeur seuil, l'analyse est corrigée du Pb commun.

4. L'analyse des zircons détritiques

Sa résistance à l'altération a rapidement fait du zircon un minéral cible pour l'étude des sources d'alimentation des bassins sédimentaires. L'intérêt du zircon s'est accru avec l'avancée des techniques en microscopie, chimie, traçage isotopique et géochronologie.

Les analyses de zircons détritiques peuvent être menées dans plusieurs buts. Une des applications les plus fréquentes est d'établir l'**âge des séries sédimentaires**, notamment pour les séries qui ne peuvent pas être datées à partir de leur contenu faunistique et floristique. Etant donné que la série sédimentaire doit être plus jeunes que le zircon daté le plus jeune (en supposant que le système isotopique U-Pb n'a pas été perturbé), les analyses de zircons détritiques permettent d'estimer l'âge maximum d'une série sédimentaire. Etant donné que l'âge maximum de la série peut n'être donné que par un seul zircon, il faut être d'autant plus vigilant à toute pollution lors de la préparation de l'échantillon. Il également nécessaire d'être attentif dans le choix de l'échantillon qui ne doit pas avoir subi un épisode métamorphique de haut grade, ni être trop altéré pour éviter toute perturbation du système isotopique (Nelson, 2001). Lorsque ce type d'étude peut être couplé à une datation de roches intrusives dans la série sédimentaire, une borne maximum et une borne minimum peuvent être définies pour l'épisode de sédimentation (e.g. Schiøtte et al., 1998). Lorsqu'elles sont présentes, les intercalations volcaniques peuvent également permettre d'établir l'âge de la sédimentation dans le bassin.

L'**étude de sources** est une autre application largement utilisée de l'analyse des zircons détritiques. Ce genre d'étude s'appuyait à l'origine sur des déterminations pétrographiques et pétrologiques des minéraux accessoires (zircon, monazite, spinelle). Certaines études se sont plus particulièrement attachées à l'étude des zircons, et à la discussion de leur provenances grâce à des études de leur morphologie (Loi & Dabard, 1997 ; Schäfer & Dörr, 1997), selon la méthode de typologie des zircons de Pupin (1980). Des études géochimiques (Hf : Owen, 1987 ; REE : Hoskin & Ireland, 2000) se sont aussi portées sur l'identification des sources. Les analyses géochronologiques des zircons détritiques se sont rapidement montrées être un outil puissant pour discuter des sources d'un bassin sédimentaire. Le problème des analyses U-Pb réside cependant dans la grande résistance des zircons qui peuvent connaître un recyclage multiple. Ainsi, l'âge mesuré ne correspond pas toujours à l'âge de la source (i.e. des sédiments du bassin) mais à l'âge de la source initiale (e.g. Mc Lennan et al, 2001). Enfin d'autres études de zircons détritiques ont également été menées afin de discuter des modèles paléogéographiques (Rainbird et al., 1998 ; Cox et al., 1998 ; Sircombe & Hazelton, 2004).

Depuis l'utilisation récente des méthodes U-Pb par LA-ICPMS, permettant des analyses rapides et peu coûteuses par rapport aux méthodes conventionnelles, les analyses de zircons détritiques sont de plus en plus fréquentes. Des protocoles d'échantillonnage et de traitement statistiques des données se sont alors développées pour améliorer la représentativité des données.

4.1. Echantillonnage - Préparation des échantillons

Les analyses des zircons détritiques visent généralement à contraindre l'histoire du bassin sédimentaire et des régions sources qui l'entourent. Idéalement, les échantillons analysés devraient représenter l'ensemble des sources et leurs relations les unes avec les autres. Cependant, des biais peuvent être introduits par des complexités naturelles et/ou par le protocole de préparation des échantillons.

Choix de l'échantillon :

Il a été montré que les résultats pouvaient être dépendants du choix de l'échantillon et varier au sein d'un même bassin. Cette complexité naturelle provient du fait que les roches sources peuvent varier d'un bassin versant à l'autre et que les limites des bassins versant peuvent varier au cours du temps. Ainsi, il a été montré par une étude systématique dans

Bassin de Methow (DeGraaf-Surpless et al., 2000) que les échantillons provenant de turbidites étaient plus homogènes et variaient moins dans le temps que les échantillons provenant de niveaux fluviatiles. Ce lien entre la maturité de l'échantillon et l'homogénéité des âges (donc des sources) dans le temps a également été établi dans d'autres études (Smith & Gehrels, 1994), mais des contre-exemples existent (Sircombe et al., 2001). En conclusion, il est nécessaire de bien contraindre les milieux de dépôts et de s'appuyer sur les mesures de paléocourants avant d'établir la stratégie d'échantillonnage.

Méthodes de séparation :

Une autre complexité naturelle réside dans la proportion, l'état et la taille des zircons que contient la roche source. Par exemple, les roches basiques et ultrabasiques contiennent en général peu (voire pas) de zircons qui peuvent ne pas être identifiés lors de l'échantillonnage. Certains zircons d'origine volcanique peuvent être de taille très réduite du fait de la vitesse de cristallisation et être éliminés par tamisage. Il est donc nécessaire d'être prudent lors de la préparation des échantillons et de respecter quelques précautions qui ne sont généralement pas nécessaires pour d'autres études géochronologiques. Il n'a jusqu'alors pas été établi que le broyage, le passage à la table à secousses et aux liqueurs denses pouvait entraîner un biais quelconque sur les analyses de zircons détritiques mais peu d'études ont porté sur ce sujet (Fedo et al., 2003). Par contre, plusieurs études ont porté sur le biais causé par le tamisage ; ainsi le choix de grains de taille supérieure à 100 µm est supposé biaiser les interprétations de provenance (Gehrels, 2000). Cependant, quel que soit le soin porté à échantillonner des zircons de toute taille, la méthode de datation utilisée peut poser une limite inférieure à la taille des zircons analysés (en fonction de la taille du spot). Il a également été montré que la séparation magnétique pouvait éliminer des populations de zircons détritiques (Heaman & Parrish, 1991 ; Sircombe & Stern, 2002). Cette technique est généralement utilisée pour éliminer les zircons discordants mais dans le cas des études de zircons détritiques, il est conseillé de garder une large gamme de susceptibilité magnétique pour le choix des zircons à analyser. Une limite supérieure (pente < 10° et intensité < 1,8A) a été proposée par Sircombe & Stern (2002) pour éviter le biais lié à l'utilisation des séparateurs magnétiques.

Stratégies du choix des zircons :

Il existe deux stratégies principales pour le choix des zircons lors du tri manuel (hand-picking) sous la loupe binoculaire. La première stratégie est l'**analyse quantitative** qui consiste à échantillonner au hasard les zircons afin d'estimer la proportion de chaque

population. Le nombre minimum de zircons à échantillonner pour limiter la probabilité de manquer une population est donné par Dodson et al. (1988) : selon eux, au moins 59 zircons sélectionnés aléatoirement sont nécessaires pour réduire à 5% la probabilité de manquer une population pour un échantillon contenant 1 à 20 populations distinctes. Cependant, l'abondance en zircons étant inégale en fonction de la source (les zircons sont par exemple plus rares dans les roches basiques et ultrabasiques que dans les roches acides), cette méthode ne permet pas de faire des déductions sur le volume des sources soumises à l'érosion mais permet de comparer les contributions de certaines sources pour des échantillons différents.

La deuxième stratégie est **l'analyse qualitative**, proposée par Gehrels & Dickinson (1995) qui consiste à distinguer plusieurs familles de zircons sur des critères de couleur et/ou de forme sans prendre en compte leur proportion relative. Cette méthode a l'avantage de permettre l'analyse de populations qui auraient potentiellement été oubliées par une sélection aléatoire (Gehrels, 2000). Cependant, les familles distinguées ne sont pas toujours représentatives d'une population car les zircons peuvent être différents dans une même roche mais également car l'altération des zircons, dont les faces sont plus ou moins émoussées, peut rendre difficile l'attribution d'un zircon à l'une des familles. L'imagerie en CL (cathodoluminescence) et/ou en BSE (électrons rétro-diffusés) est donc généralement utilisée pour classifier les zircons dans les différentes familles. Cependant, contrairement à l'analyse quantitative, cette stratégie ne permet pas de comparer les proportions entre différents échantillons.

4.2. Représentation des données

La représentation classique des données en géochronologie est le diagramme concordia, voire le diagramme Tera-Wasserburg. Cependant, dans le cas des études de zircons détritiques, la variété et le nombre des analyses peuvent rendre difficile la lecture de tels diagrammes. Les résultats sont donc plus généralement représentés sous la forme d'histogrammes ou de diagrammes de distribution de densité de probabilité « probability density distributions ». Ce type de représentation nécessite de représenter les âges obtenus avec un seul rapport, généralement le rapport $^{207}Pb/^{206}Pb$ et il est nécessaire de filtrer les résultats concordants (entre 90 et 110% de concordance). La concordance des résultats est calculée ainsi :

$$C = \frac{Age\left[{}^{206}Pb / {}^{238}U\right]}{Age\left[{}^{207}Pb / {}^{206}Pb\right]} \times 100$$

Les **histogrammes (binned frequency diagrams)** sont fréquemment utilisés et représentent bien les différentes populations d'âge, leur proportions relatives et permettent de discuter la durée et l'importance des évènements géologiques. Cependant ce type de représentation ne prend pas en compte l'erreur sur les résultats et le diagramme final dépendra largement du pas de temps (bin) choisi pour la construction des histogrammes. Par exemple, en considérant deux âges comparables dans leur barre d'erreur : A = 350 Ma ± 15 Ma et B = 360 ± 2 Ma, si le pas de temps choisi pour la construction des diagrammes est bin = 2 Ma, ces deux âges seront considérés comme différents, par contre si bin = 5 Ma alors ces deux âges sont considérés comme comparables. Or le choix du pas de temps est généralement arbitraire, bien que plusieurs valeurs aient été proposées dans la littérature, variant entre 5 et 100 Ma (Davis et al., 1994 ; Gehrels & Dickinson, 1995 ; Roback & Walker, 1995).

L'utilisation des **distributions de densité de probabilité** (*probablity density distribution*) s'est alors généralisée pour contourner ces inconvénients. Ce type de représentation, basé sur les travaux de Silverman (1986) prend en compte l'erreur sur les résultats en construisant une gaussienne de kernel pour chaque résultat dont la forme dépendra de l'erreur sur le résultat (Fig. VIa-11a & b) et en sommant les gaussiennes des résultats (Fig. VIa-11c). L'inconvénient de ce type de représentation est que l'information sur la fréquence et la proportion des résultats n'est pas donnée par la hauteur des pics comme dans les histogrammes mais par l'aire sous la courbe. En conséquence, dans les études récentes les résultats sont représentés en combinant les histogrammes (qui permettent de visualiser le nombre de mesures pour chaque population) et les distributions de densité de probabilité. Des macros excel, Isoplot de Ludwig (2004) et Age Display de Sircombe (2004) permettent de construire ces histogrammes.

Cependant, l'utilisation de distributions de densité de probabilité a été remise en question car i) ils combinent l'erreur de la mesure à la variation de l'âge vrai, ce qui peut masquer le signal (Jasra et al., 2006) et ainsi ii) mettre en évidence des modes qui ne sont pas nécessairement représentatifs des âges vrais (Galbraith, 1998) et iii) aucune erreur n'est estimée sur les modes

prédits. Selon ces auteurs, il s'agit d'un outil de représentation utile mais il ne permet ni de calculer le nombre de composantes ni d'estimer leurs âges et l'erreur sur chaque âge.

Galbraith (1998) préconise l'utilisation des distributions radiales (*radial plot*) (Galbraith (1988) pour lesquelles i) chaque âge mesuré est représenté en fonction de son erreur (Fig. VIa-12), ii) aucun mode n'est mis graphiquement en évidence, mais des tendances sont révélées, iii) la barre d'erreur est la même pour toutes les données (Fig. VIa-12) et iv) un nombre minimal de composantes (*components*) nécessaire pour obtenir les âges observés peut être estimé.

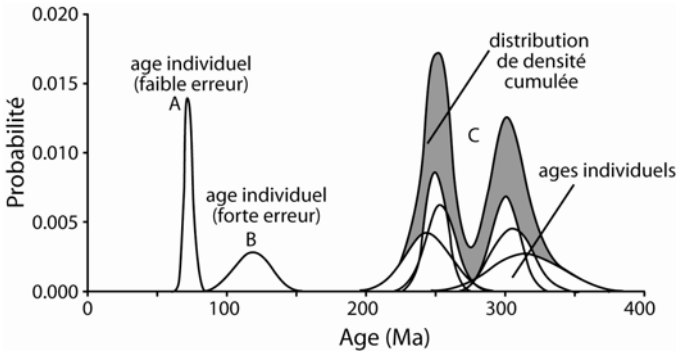


Figure VIa-11. Représentation schématique des distributions de densité de probabilité montrant les courbes établies pour chaque âge (A et B) en fonction de leur erreur et la distribution cumulée (C) pour un jeu de 6 âges (modifié d'après Sircombe, 2004)

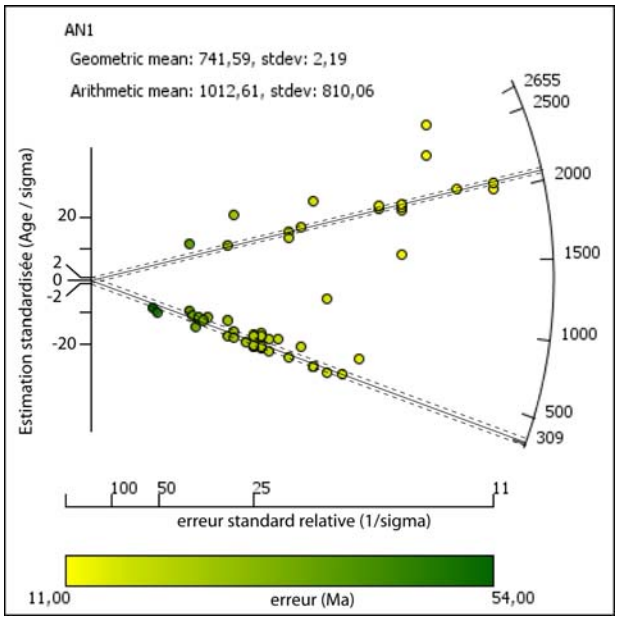


Figure VIa-12. Exemple de distribution radiale (données de l'échantillon AN1) obtenu avec Radialplotter (Vermeesh, 2008).

Dans le cas des études de datations de roches magmatiques ou métamorphiques, pour lesquelles les résultats doivent avoir une distribution unimodale (si les analyses sur les cœurs hérités sont mises de côté), une analyse statistique peut permettre de préciser l'âge de l'évènement magmatique ou métamorphique. Par contre, dans le cas des études sur les zircons détritiques qui contiennent généralement plusieurs populations, il est parfois difficile de distinguer le nombre de populations présentes et de distinguer leurs sources. Ainsi, des méthodes ont été développées afin d'identifier les différents modes présents dans la distribution, notamment dans les cas où les âges sont relativement proches.

La méthode de **mixture modelling** (Galbraith & Green, 1990 ; Sambridge & Compston, 1994) a été appliquée aux données géochronologiques dans ce but. La méthode décrite par Sambridge & Compston (1994) consiste à estimer, à partir d'un nombre n d'âges estimés (x_i) et leur erreur (ε_i), le nombre de composantes (k), leurs âges « vrais » (ϕ) les plus probables, et la proportion de données qui correspondent à chaque composante (ω) en se basant sur une approche de maximum de vraisemblance (maximum likelihood). Les auteurs proposent d'utiliser des distributions gaussiennes ou double exponentielle, la deuxième étant considérée comme plus robuste car elle permet de limiter le poids des valeurs atypiques (outliers). Ainsi, selon cette méthode, les paramètres θ ($\theta = (\omega, \phi)$) qui maximisent le log Likelihood ($L\ (\theta,k)$) pour différentes valeurs de k est recherché. Afin de choisir le nombre de composantes k, Sambridge & Compston (1994) proposent plusieurs approches telles que : (i) l'utilisation d'une méthode de rejet (qui correspond à - ln L) (ii) une vérification graphique de la similarité entre la distribution les âges vrais obtenus et l'histogrammes des données ; ou encore (iii) l'utilisation d'un test de Kolmogorov-Smirnov (K-S test) qui mesure la divergence entre l'histogramme des données originales et la distribution estimée à partir des âges vrais et leur proportions.

Une autre approche statistique, dite **Bayesian Mixture Modelling** a également été proposée (Jasra et al., 2006 ; Gallagher et al., 2009). Cette méthode est basée sur les statistiques Bayesiennes et les méthodes de Monte-Carlo par chaîne de Markov (algorithme de Metropolis-Hastings). Les auteurs proposent d'utiliser des distributions gaussiennes (ou normale) ou skew (normale asymétrique), la deuxième permettant au mieux de représenter, par exemple, la distribution d'une population ayant subi une perte en plomb. Le programme BayesMix a été développé par A. Jasra et K. Gallagher dans le but de traiter les données géochronologiques. Le fonctionnement de ce programme est schématiquement expliqué par la suite. Les détails algorithmiques complets des différentes méthodes présentées peuvent être

trouvés dans Gallagher et al. (2009) pour la méthode générale, dans Jasra et al., (2006) pour l'application de ces méthodes aux données géochronologiques, mais également dans Charvin et al., (2009a, 2009b) pour une application à d'autres problématiques.

Le **théorème de Bayes** (Bayes, 1763) permet d'inverser les probabilités. C'est-à-dire que si l'on connaît les conséquences d'une cause, l'observation des effets permet de remonter aux causes. Le théorème de Bayes est défini comme suit :

$$p(X|D) = \frac{p(D|X).p(X)}{p(D)}$$

Il peut être réécrit en terme de relations proportionnelles tel que :

$$p(X|D) \propto p(D|X).p(X)$$

Avec ***p(X)***, appelé **prior** ou **probabilité à priori** qui correspond à la distribution de probabilité des paramètres inconnus X du modèle en l'absence de données D. Le prior correspond à « ce que l'on pense avant d'avoir des données », c'est à dire des valeurs de paramètres raisonnables pour le problème donné.

p(D|X), la distribution de probabilité de réaliser les données observées D avec un modèle comprenant les paramètres X qui correspond à une distribution de vraisemblance et représente quantitativement combien un modèle reproduit les données observées (**fonction de likelihood**). La meilleure probabilité correspond au maximum de vraisemblance (**maximum likelihood**).

p(X|D), appelé **posterior** ou **probabilité à posteriori** qui correspond à la probabilité à posteriori du modèle en fonction des données. Cette distribution représente comment les paramètres du modèle prior sont améliorés, par la fonction de likelihood, avec les données observées (Fig. VIa-13).

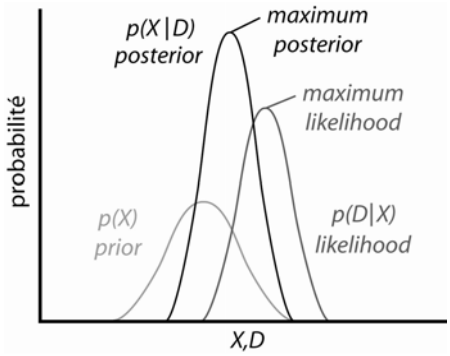


Figure VIa-13 : Représentation schématique entre le prior, le likelihood et le posterior dans le théorème de Bayes (modifié, d'après Gallagher et al., 2009)

Les **méthodes Monte Carlo par chaînes de Markov** (MCMC pour Markov chain Monte Carlo) sont des méthodes d'échantillonnage à partir de distributions de probabilité. Elles consistent en un échantillonnage itératif comprenant un critère d'acceptation ou de rejet basé sur la probabilité, pour lequel le modèle actuel (*current model*), défini par les paramètres Xc, est comparé au modèle proposé (*proposed model*), défini par les paramètres Xp (Fig. VIa-14 a). Le modèle proposé est obtenu en perturbant le modèle actuel. L'acceptation ou le rejet du modèle proposé dépend du fait que le modèle proposé correspond mieux ou moins bien aux données que le modèle courant, respectivement. Cette correspondance est calculée par une fonction de vraisemblance (likelihood), qui permet d'accéder, via le prior, à la probabilité à posteriori. Le modèle proposé est accepté si sa probabilité à posteriori est meilleure que celle du modèle courant (cas de l'algorithme de Metropolis-Hastings). De plus, dans certains cas, le nombre de paramètres X à définir est inconnu nécessitant un changement de dimension des modèles. Ce changement de dimension est réalisé par l'utilisation d'une méthode de RJMCMC (RJ pour reversible jump) de Green (1995) selon un modèle proche des lois de Metropolis-Hastings (Sambridge et al. 2006 ; Gallagher et al., 2009). Les paramètres du modèle choisi (qui devient le modèle actuel) ainsi que le Log Likelihood (LL) et le Log posterior (LP) calculés pour le modèle choisi sont enregistrés.

Tout comme la méthode de Mixture modelling par Maximum Likelihood, le but de cette approche statistique est d'obtenir à partir d'un nombre n d'âges observés (x_i) et leur erreur (ε_i), le nombre de composantes (k), leurs âges « vrais » (μ) les plus probables, et la proportion de données qui correspondent à chaque composante (π) et l'incertitude sur ces valeurs. Dans cette méthode l'hypothèse est faite que les distributions sont des gaussiennes. Cependant, cette approche permet de trouver directement le nombre de composantes (k) et de calculer l'erreur sur les âges « vrais » (σ). Ainsi, les paramètres du modèle recherchés sont le nombre de composantes k, et pour chaque composante : μ, λ, qui correspond à $1/\sigma^2$ et π, soit :

$$X = [k, \mu_j, \lambda_j, \pi_j], \qquad j=1,...., k$$

La perturbation appliquée au modèle actuel pour proposer un nouveau modèle se fait aléatoirement sur chaque paramètre en fonction d'une distribution de proposition (*proposal distribution*) établie sur chaque paramètre (μ, λ, et π). Ces distributions de propositions sont des gaussiennes définies par la valeur du paramètre du modèle actuel (Xc) et un écart-type (σX) fixé au début du programme (Fig. VIa-14b). Ainsi, le choix de ces « écart-types de proposition » aura un impact sur le déroulement du programme, à savoir : si σX est trop grand, les modèles proposés vont être très différents du modèle actuel et beaucoup de modèles proposés seront rejetés (le taux d'acceptance tend vers 0) ; par contre si σX est trop petit, les

modèles proposés seront très proches du modèle actuel, et peu de modèles seront rejetés (le taux d'acceptance tend vers 1) mais les itérations successives ne feront pas évoluer suffisamment les modèles. Ainsi un taux d'acceptance est calculé pour chaque paramètre permet d'évaluer les valeurs proposées de σX : si le taux d'acceptance est compris entre 0.1 et 0.6 pour un paramètre X, la valeur de σX proposée pour la distribution de proposition est considérée comme acceptable parce que l'espace du modèle a bien été exploré (Rosenthal, 2008).

La perturbation appliquée au modèle concerne également le nombre de composantes *k*. Cependant, à la différence des autres paramètres, le paramètre *k* influe sur la dimension du modèle. Un critère d'acceptance du paramètre k proposé est mesuré à chaque itération afin de décider de la naissance ou de la disparition d'une composante. Le taux d'acceptance obtenu pour un changement de dimension du modèle est générallement plus faiblle. Dans le cas de la disparition d'une composante, la composante éliminée est choisie aléatoirement.

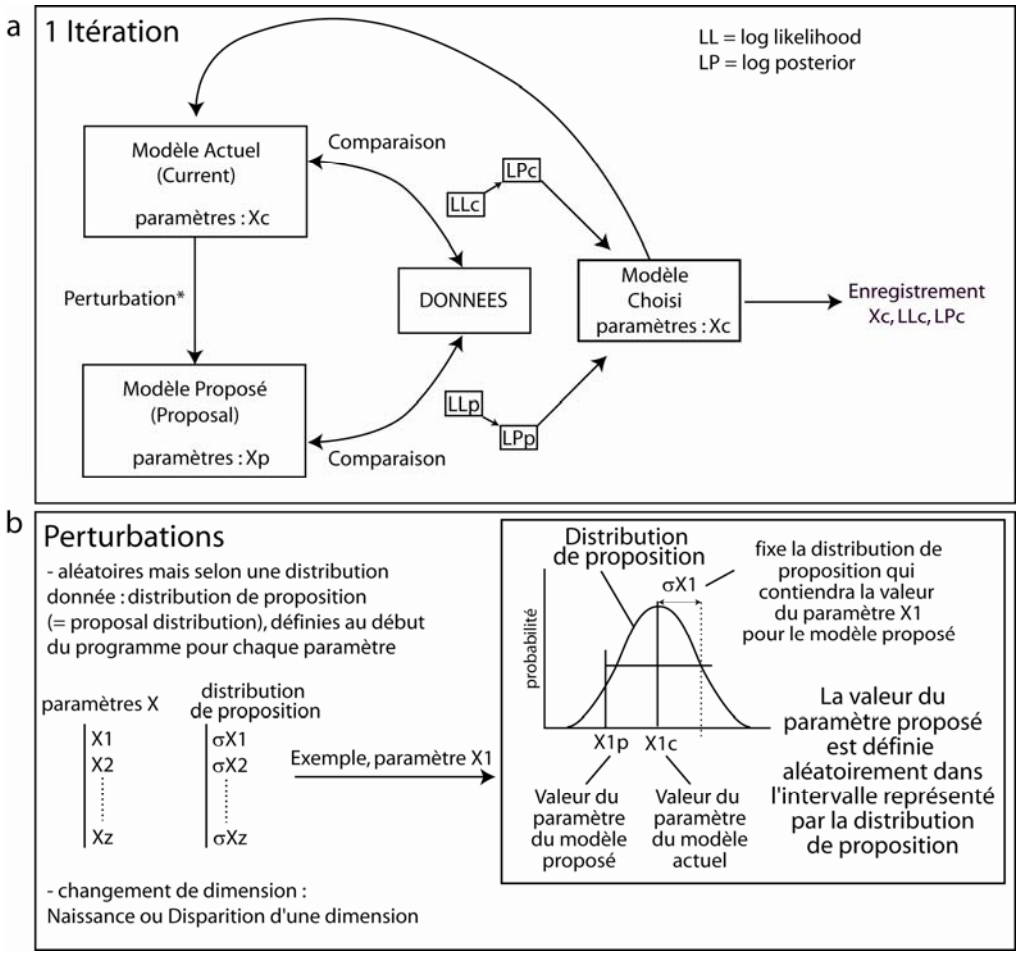


Figure VIa-14. Représentation schématique du fonctionnement des MCMC a) Pour une itération, b) pour les perturbations appliquée au modèle courant afin de proposer un nouveau modèle.

Le nombre d'itérations effectuées est choisi par l'utilisateur. L'utilisateur peut également définir un nombre d'itérations en début d'échantillonnage qui ne seront pas enregistrées (*burn-in*) ainsi qu'une fréquence d'échantillonnage (*thinning factor* ; par exemple, toutes les 10 itérations). Les modèles choisis (*current models*) de chaque itération enregistrée sont considérés comme un échantillon de la distribution à posteriori. L'ensemble des échantillons permet d'obtenir une approximation de la distribution à posteriori. Afin de vérifier que les modèles ne présentent pas de tendance, d'évolution au cours des itérations, il est possible de représenter les différents paramètres (μ, π, *et* σ, avec $\sigma = \sqrt{1/\lambda}$, pour un k donné) ainsi que le Log Likelihood (LL), le Log Posterior (LP) et le nombre de composantes k en fonction de l'échantillonnage (Fig. VIa-15). Si les spectres obtenus sont plats, ils sont considérés comme étant des spectres de bruit blanc (càd ils ne montrent pas de tendance).

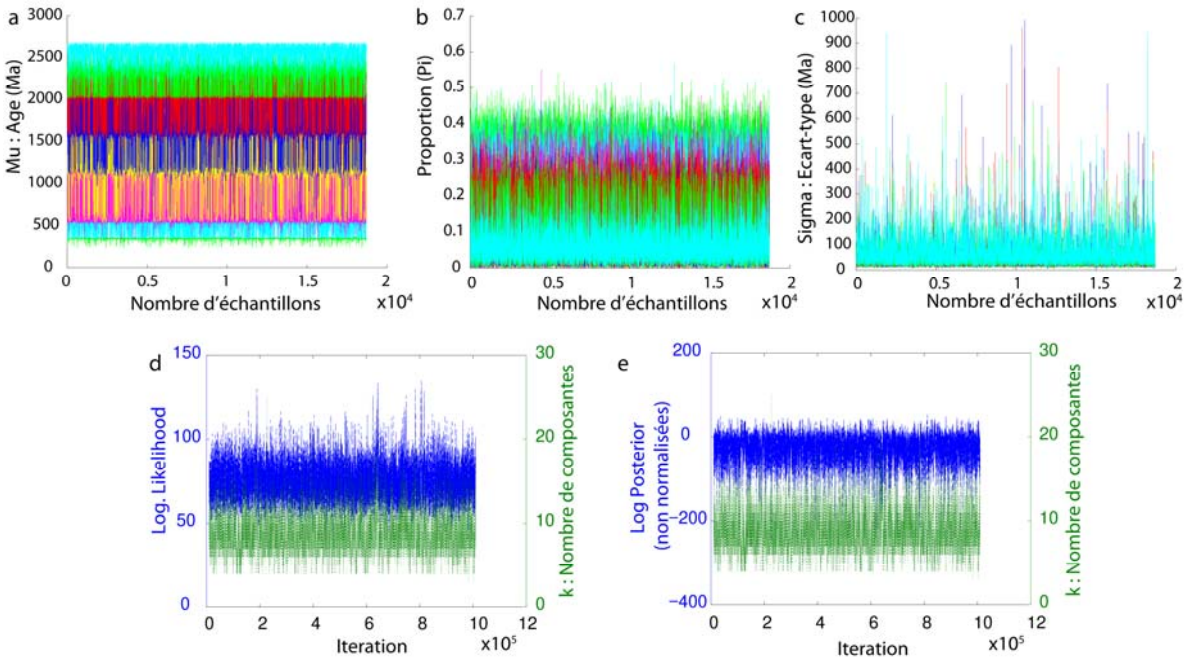


Figure VIa-15. Variations des paramètres en fonction des itérations : a) moyenne d'âge (μ), b) proportion (π) et c) écart-type sur l'âge (σ) pour une valeur de k=8, et évolution d) du Log Likelihood (LL), e) du Log Posterior (LP) et du nombre de composantes k (d et e). Données de l'échantillon AN1 : spectres de bruit blanc.

Trois types de modèles avec des nombre de composantes différentes peuvent être obtenus avec le programme BayesMix. Cependant dans certains cas, le nombre de composantes est le même pour des approches différentes.

(i) **Moyenne des modèles**. Une première approche consiste à choisir le nombre *k* qui revient le plus souvent dans l'échantillonnage, et donc le *k* pour lequel les modèles sont acceptés le plus de fois. Pour cela, la distribution de la densité de *k* en fonction du nombre *k*, représentée sous forme d'histogrammes (Fig. VIa-16a), permet d'identifier, la (ou les) valeurs de *kmax* la (ou les) plus probable(s). La moyenne de tous les modèles ayant ce nombre *kmax* est alors calculée. Sur la figure VIa-16b sont représentés l'histogramme des données observées, la distribution de densité moyenne correspondant à la moyenne des distributions des modèles à *kmax* composantes avec l'intervalle de confiance de cette distribution, ainsi que les valeurs moyennes de μ, avec leur intervalle de confiance. Les paramètres μ, π, et σ calculées en effectuant la moyenne pour chaque composante des valeurs obtenues pour ces paramètres dans les modèles à *kmax* composantes sont également reportées. Enfin sur la figure VIa-16c sont représentées les distributions de densité individuelles pour chaque composante, calculées en effectuant, pour chaque composante, une moyenne des distributions obtenues dans les modèles à *kmax* composantes. La distribution de densité obtenue avec les paramètres moyens correspond à la somme des distributions de densité de chaque composante calculée avec les paramètres moyens μ, π, et σ.

(ii) **Maximum likelihood - modèle unique.** Une deuxième approche consiste à choisir le nombre k_{LL} en fonction du modèle dont le Log Likelihood calculé est le meilleur (Fig. VIa-17a). Sur la figure VIa-17a sont représentés l'histogramme des données observées, la distribution de densité pour chaque composante en utilisant les valeurs μ, π, et σ de ce modèle et la somme de ces distributions (somme de k_{LL} gaussiennes). Sur la figure VIa-17b (Cluster) sont représentées les valeurs des âges observés en abscisse, et en ordonnée, leur probabilité d'appartenir à une composante $p(x_i|\mu_i)$ donnant ainsi à la répartition des âges observés dans chaque composante.

(iii) **Maximum à posteriori - modèle unique.** Une troisième approche consiste à choisir le nombre k_{LP} en fonction du modèle dont le Log Posterior calculé est le meilleur (Fig. VIa-18a).

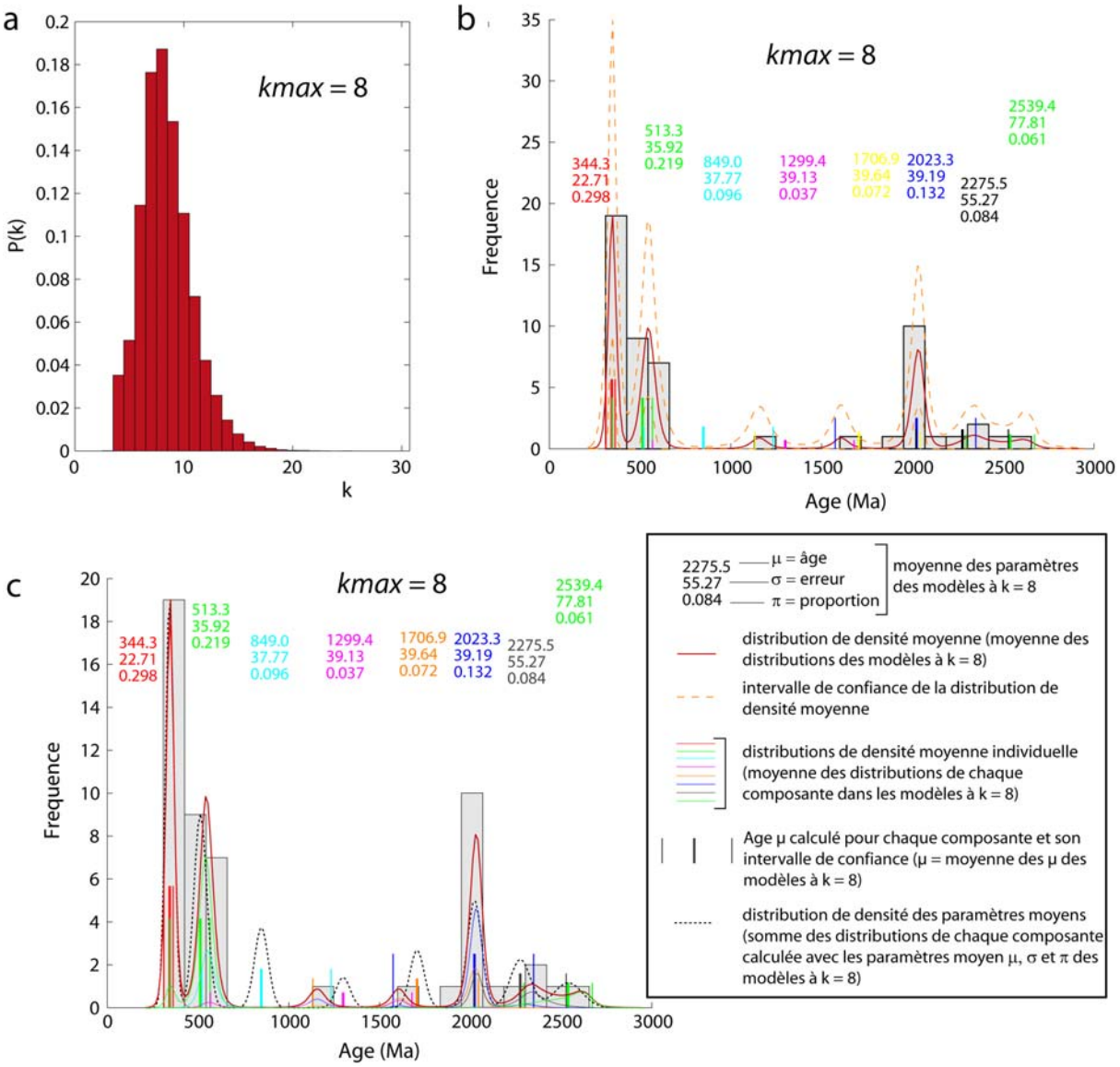


Figure VIa-16. Représentation a) de l'histogramme des valeurs de kmax = 8 pour l'échantillon AN1, b) et c) distributions de densités et âges obtenu à partir des moyennes des modèles à kmax = 8 composantes.

Sur la figure VIa-18a sont représentés l'histogramme des données observées, la distribution de densité pour chaque composante en utilisant les valeurs *μ, π, et σ* de ce modèle et la somme de ces distributions (somme de k_{LP} gaussiennes). De même la figure VIa-18b (Cluster) correspond à la répartition des âges observés dans chaque composante obtenue pour ce modèle. Il est aussi possible de calculer la moyenne des modèles pour lesquels ce k_{LP} a été obtenu (Fig. VIa-19). Ainsi sur la figure VIa-19a sont représentés la distribution de densité moyenne correspondant à la moyenne des distributions obtenues pour les modèles à k_{LP} composantes avec l'intervalle de confiance de cette distribution,

ainsi que les valeurs moyennes de μ, π, *et* σ calculées pour chaque composante. μ et les intervalles de confiance de μ sont représentés sur l'histogramme. Enfin sur la figure VIa-19b sont représentées les distributions de densité individuelles qui correspondent à la moyenne des distributions de chaque composante dans les modèles à k_{LP} composantes. La distribution de densité obtenue avec les paramètres moyens correspond à la somme des distributions de densité de chaque composante calculée avec les paramètres moyens μ, π, *et* σ.

Cette méthode fournit plusieurs modèles de distribution d'âge. La comparaison de ces modèles entre eux permet de discuter de la représentativité des composantes obtenues pour chaque l'échantillon. Cependant, il faut garder à l'esprit que les résultats obtenus avec ces méthodes sont des modèles de distribution d'âge avant toute comparaison avec des sources connues.

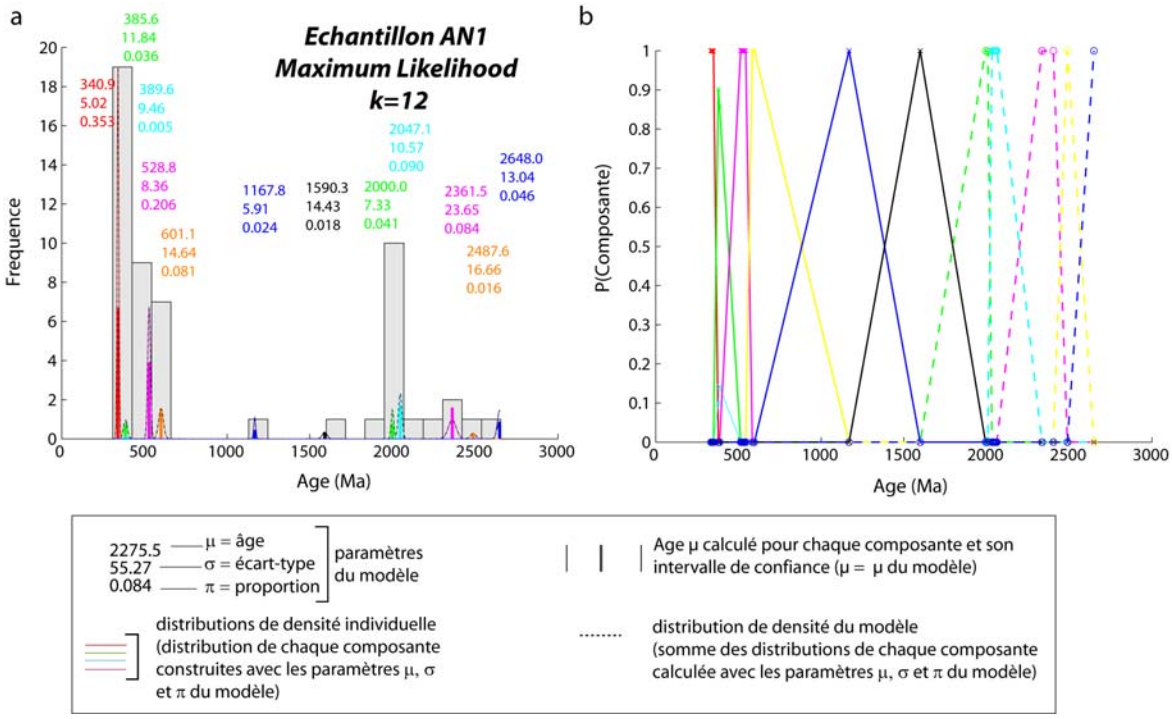


Figure VIa-17. Représentation a) des distributions de densités et âges obtenus pour le modèle ayant le meilleur log likelihood pour l'échantillon AN1, soit k_{LL} = 12 et b) Cluster : répartition des âges observés en fonction de leur probabilité d'appartenir à chaque composante.

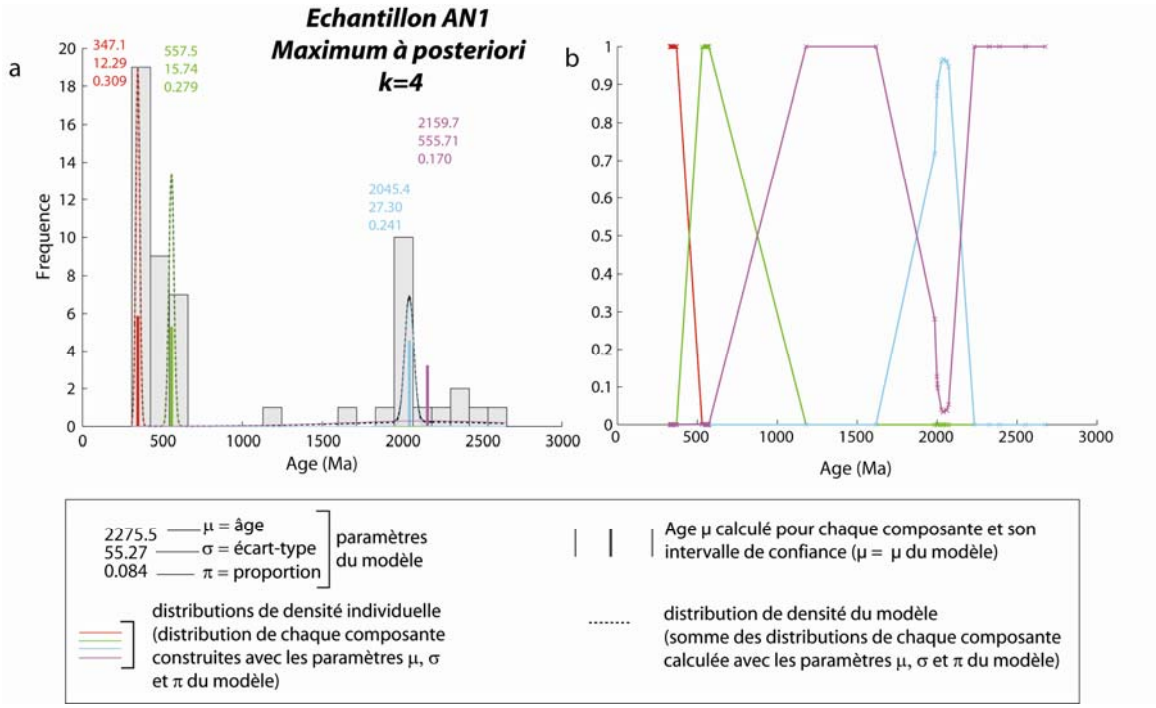


Figure VIa-18. Représentation a) des distributions de densités et âges obtenus pour le modèle ayant le meilleur log posterior pour l'échantillon AN1, soit k_{LP} = 4 et b) Cluster : répartition des âges observés en fonction de leur probabilité d'appartenir à chaque composante.

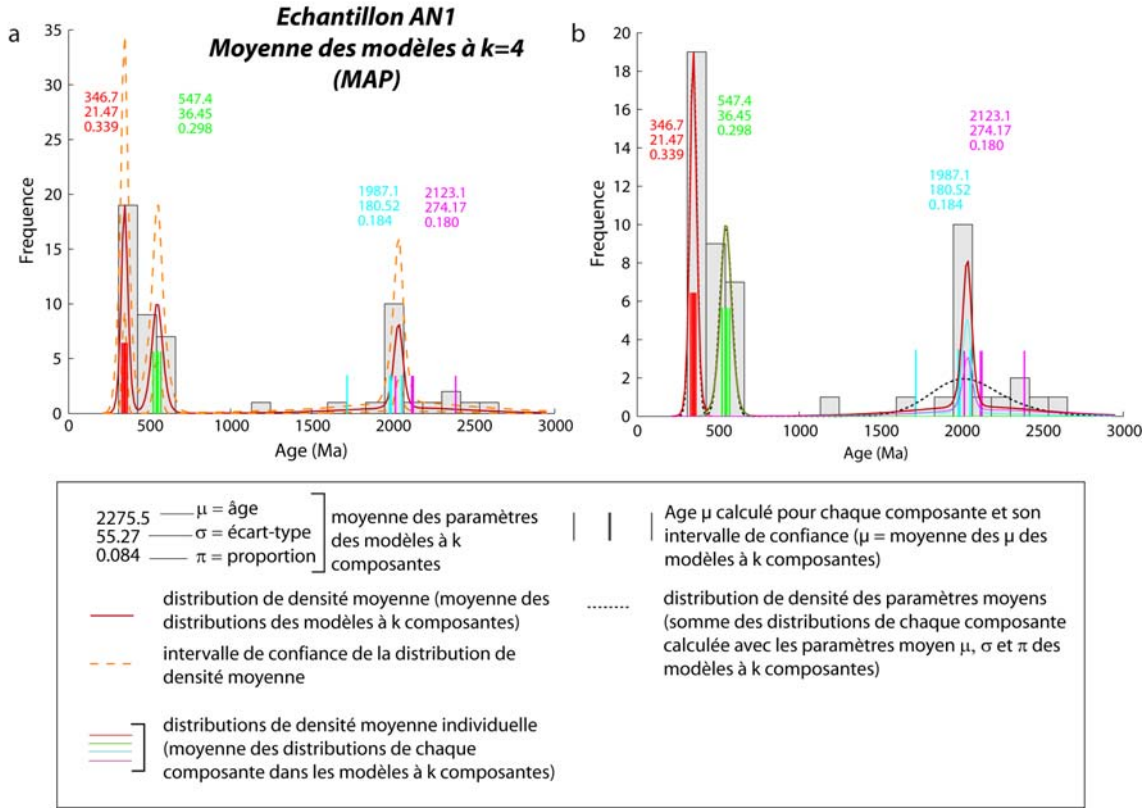


Figure VIa-19. Distributions de densités et âges obtenu à partir des moyennes des modèles à k_{LP} = 4 composantes

Dans le cadre de cette étude, différentes approches ont été testées afin de comparer les avantages et les inconvénients de chacune des méthodes développées pour distinguer et discuter les populations d'âges obtenues dans des analyses de zircons détritiques.

La *première approche*, est celle proposée par Sircombe (2004) qui consiste à combiner les diagrammes de fréquence et les distributions de probabilité de densité. Pour cela, deux logiciels ont été utilisés : Isoplot de Ludwig (2004) et AgeDisplay de Sircombe (2004).

La *deuxième approche*, a consisté à utiliser une méthode statistique de type « Mixture modelling », à partir du programme BayesMix, utilisé avec l'aide de K. Gallagher. Cette approche permet d'obtenir plusieurs modèles qui peuvent avoir un nombre différent de composantes en fonction du choix (i) du modèle défini par la valeur optimale k_{max}, (ii) du modèle pour lequel le Log likelihood calculé est le maximum, ou (iii) du modèle pour lequel le Log posterior calculé est le maximum.

Enfin, la *troisième approche*, consiste à regarder directement les résultats dans des diagrammes Concordia ou Tera-Wasserburg et d'essayer de distinguer des groupes appartenant à une même famille en fonction de la typologie des zircons. Cette méthode est beaucoup plus fastidieuse car elle nécessite de regarder la position de chaque zircon analyse par analyse. De plus, elle n'est applicable que pour les analyses sur les zircons qui ont préservé des faces distinguables.

Partie 2

La méthode de datation ^{39}Ar-^{40}Ar sur muscovites

1. La méthode de datation K-Ar

1.1. Principe

La méthode ^{39}Ar-^{40}Ar (Sigurgeirsson 1962 ; Merrihue, 1965, Merrihue & Turner, 1966) dérive de la méthode conventionnelle K-Ar.

La méthode K-Ar est basée sur la désintégration naturelle du ^{40}K, isotope radioactif du potassium, en ^{40}Ar (dénommé ci-après $^{40}Ar^*$). La période de demi-vie du potassium 40 est de 1250 millions d'années. La composition isotopique du potassium retenue par Steiger & Jäger (1977) est :

^{39}K 93,26%
^{40}K 0,0117%
^{41}K 6,73%

La désintégration de l'isotope 40 du potassium produit du calcium 40 et de l'argon 40 (Thompson & Rowlands, 1943) et fournit la base de la méthode de datation K-Ar (Wasserburg et al., 1956). Le calcul de l'âge d'un minéral est obtenu en connaissant (i) la quantité d'isotope radioactif contenue dans le minéral, (ii) la quantité d'isotope radiogénique accumulée dans ce même minéral, et (iii) la constante de désintégration de la réaction $^{40}K \rightarrow {}^{40}Ar$.

Isotope radioactif = isotope père = ^{40}K
Isotope radiogénique = isotope fils = $^{40}Ar^*$

1.2. La désintégration du ^{40}K

Le ^{40}K se désintègre en ^{40}Ca et en ^{40}Ar. La désintégration en ^{40}Ca est la plus fréquente (88,89%) et se fait par émission β- à partir du noyau, qui transforme un neutron en proton (Fig. VIb-1). La désintégration en argon peut se faire selon trois mécanismes différents. Dans le cas le plus fréquent (11%), le ^{40}K se désintègre en ^{40}Ar dans un état excité, non stable, par capture électronique. L'^{40}Ar se stabilise par émission d'un rayonnement γ de 1,46 MeV. Selon un deuxième mécanisme, moins fréquent (0,16%), le ^{40}K se désintègre en ^{40}Ar radiogénique à l'état stable par capture électronique sans émission γ, avec une perte de 1,51 MeV. Enfin,

selon un troisième mécanisme, peu fréquent (0,001%), le ^{40}K se désintègre en ^{40}Ar par émission d'un positron (β+) qui transforme un proton en neutron (Fig. VIb-1).

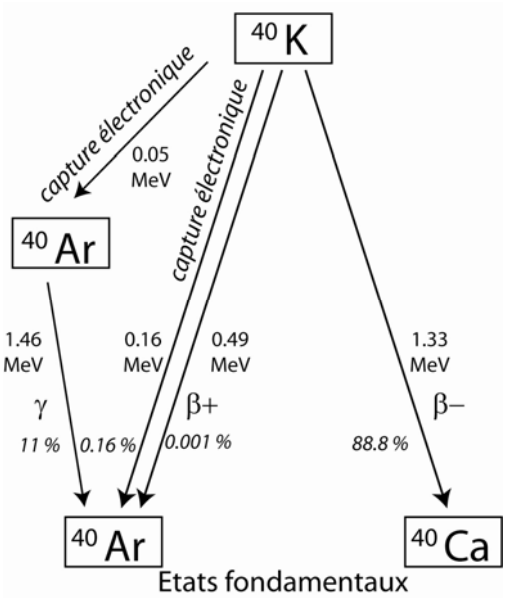


Figure VIb-1. Schéma de désintégration du ^{40}K en ^{40}Ar et ^{40}Ca (d'après Montigny, 1985)

La désintégration du ^{40}K produit donc deux chronomètres distincts. Etant donné que le ^{40}Ca est l'isotope le plus abondant du calcium et qu'il entre fréquemment dans la constitution des minéraux, le chronomètre K/Ca ne présente pas un grand intérêt. Par contre, l'argon, gaz rare chimiquement inerte, ne rentre pas dans la composition des molécules et donc des minéraux. L'argon présent dans un échantillon pourrait donc être supposé comme d'origine radiogénique, d'où l'intérêt du chronomètre K/Ar. Cependant, l'argon peut avoir deux origines : radiogénique et atmosphérique. Il faut donc effectuer une correction de l'argon atmosphérique pour connaître avec précision la quantité d'^{40}Ar produite par la désintégration naturelle du potassium. Il est admis que l'argon atmosphérique résulte (i) soit de phénomènes d'adsorption à la surface des cristaux, (ii) soit de contamination accidentelle lors de l'analyse, (iii) soit piégé dans la structure du minéral. La composition isotopique de l'argon atmosphérique a été mesurée pas Nier (1950) (Tabl. VIb-1). Le rapport $^{40}Ar/^{36}Ar$ de l'argon purement atmosphérique est de 295,5. Connaissant ce rapport, il est possible d'estimer le rapport $^{40}Ar/^{36}Ar$ de l'échantillon et de déduire la quantité de ^{40}Ar radiogénique.

Isotopes	**Abondances** (pourcentages atomiques)
^{40}Ar	99,600
^{38}Ar	0.0632 ± 0,0001
^{36}Ar	0.3364 ± 0,0006

Tableau VIb-1. Composition isotopique de l'argon atmosphérique (d'après Nier, 1950).

1.3. L'équation d'âge

La loi de désintégration radioactive prédit que la vitesse de décroissance ne dépend que du temps. Soit pour $^{40}K_t$, le nombre d'atomes de ^{40}K présent à l'instant t, le taux de désintégration peut s'écrire ainsi :

$$-\frac{d(^{40}K_t)}{dt} = \lambda\, ^{40}K_t$$

Où λ est la constante de désintégration (en nombre d'atomes par an) qui est indépendante des conditions de pression, de température et de l'environnement chimique et minéralogique de l'élément. Soit en intégrant :

$$\ln\left(\frac{^{40}K_t}{^{40}K_0}\right) = -\lambda t$$

ou

$$^{40}K_t = {}^{40}K_0 e^{-\lambda t}$$

Où $^{40}K_0$ est le nombre d'atomes ^{40}K initialement présents (à l'instant t_0)

L'accumulation de ^{40}Ca et ^{40}Ar radiogénique par désintégration du ^{40}K dans un système fermé par rapport au K, Ca et Ar, peut s'écrire :

$$^{40}Ar^* + {}^{40}Ca^* = {}^{40}K_0 - {}^{40}K_t = {}^{40}K_0(1-e^{-\lambda t}) = {}^{40}K_t(e^{\lambda t}-1)$$

Soit : $^{40}Ar^* + {}^{40}Ca^* = {}^{40}K_t(e^{\lambda t}-1)$

Où λ est la constante radioactive du ^{40}K.

Comme chaque mode de désintégration possède une constante de désintégration propre :

$$\lambda = \lambda_e + \lambda_b$$

Où λ_e représente la désintégration du ^{40}K en ^{40}Ar et λ_b représente la désintégration du ^{40}K en ^{40}Ca. Les constantes de désintégration, recommandées par Steiger et Jäger (1977) sont :

$\lambda_e = 0{,}581 * 10^{-10}$ an^{-1}

$\lambda_\beta = 4{,}962 * 10^{-10}$ an^{-1}

La fraction d'atomes de ^{40}K qui se désintègre en ^{40}Ar est donnée par (λ_e / λ) ^{40}K. Ainsi, l'augmentation en atomes radiogéniques de ^{40}Ar dans un échantillon riche en K peut être exprimée par :

$$^{40}Ar^* = \left(\frac{\lambda e}{\lambda}\right) {}^{40}K_t \left(e^{\lambda t} - 1\right)$$

Cette équation est l'équation d'âge. Pour les datations d'un minéral riche en potassium on mesure la concentration du potassium et la quantité d'$^{40}Ar^*$ cumulé. Avec ces données on peut résoudre l'équation pour t :

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln\left[\frac{^{40}Ar^*}{^{40}K} \frac{\lambda}{\lambda e} + 1\right]$$

Cependant, la valeur de *t* ainsi calculée ne représente l'âge du minéral qu'en considérant les postulats suivant comme satisfaits.

1.4. Les postulats de base

Comme pour toutes les méthodes de datation isotopiques, certains postulats doivent être pris en compte pour que les âges K-Ar puissent être attribués à des évènements qui

traduisent l'histoire géologique (Dalrymphe & Lanphere, 1969 ; Faure, 1977, Montigny, 1985 ; McDougall & Harrison, 1988). Certains de ces postulats doivent également être appliqués à la méthode ^{39}Ar-^{40}Ar. Ces postulats sont :

- Le nucléide père, ^{40}K, se désintègre indépendamment de son état physique et n'est pas affecté par des différences de pression ou de température.
- La composition isotopique du potassium est constante quel que soit le système considéré. Cette constance a été vérifiée dans différents matériaux.
- L'argon radiogénique mesuré dans un échantillon a été produit in situ par la désintégration du ^{40}K depuis la cristallisation ou la recristallisation de la roche.
- La présence d'argon non radiogénique (hérité ou en excès) dans un échantillon analysé doit être corrigée. Pour des matériaux terrestres, on suppose généralement que cet argon est atmosphérique.
- Le système est resté fermé depuis l'évènement que l'on veut dater. Ainsi, aucune perte ou gain de ^{40}K ou ^{40}Ar n'a pu avoir lieu autrement que par la désintégration du ^{40}K.
- Aucun excès d'argon n'a été introduit dans le minéral, soit au moment de sa formation soit lors d'un évènement thermique subséquent.

1.5. Avantages et inconvénients

Le couple isotopique K-Ar est l'un des géo-chronomètres le plus couramment utilisé. Le potassium est l'un des huit éléments les plus abondants dans la croûte continentale (Taylor & McLennan, 1985) et il rentre dans la composition d'un grand nombre de minéraux communs, tels les micas, les feldspaths potassiques. Il est aussi présent d'en d'autres minéraux en tant qu'éléments mineurs, tels les amphiboles et les feldspaths plagioclases, ainsi que dans la matrice de nombreuses roches volcaniques. La méthode K-Ar est donc applicable à une grande variété de roches et de minéraux sur une gamme d'âges très importante.

Cependant, la méthode K/Ar implique que le ^{40}K et l'$^{40}Ar^*$ doivent être mesurés indépendamment et de façon absolue. La détermination de la concentration absolue des éléments lors de deux analyses distinctes nécessite (i) l'absence d'hétérogénéité chimique et isotopique au sein de l'échantillon et (ii) l'absence d'excès d'argon, d'argon hérité ou de pertes d'argon radiogénique qui ont pour effet de fausser les résultats.

2. La méthode de datation ^{39}Ar-^{40}Ar

2.1. Principe

L'innovation avec la méthode ^{39}Ar-^{40}Ar réside dans la transformation artificielle de l'isotope ^{39}K en ^{39}Ar par bombardement neutronique en irradiant l'échantillon dans un flux de neutrons au sein d'un réacteur nucléaire. La réaction produite lors de l'irradiation peut s'écrire :

$$^{39}_{19}K + ^{1}_{0}n \rightarrow ^{39}_{18}Ar + ^{1}_{1}H + Q \Leftrightarrow ^{39}K(n,p)^{39}Ar$$

La quantité d'$^{39}Ar_k$ produite est proportionnelle à celle du ^{40}K contenu dans l'échantillon, puisque le rapport ^{39}K/^{40}K est constant dans la nature.

Cette méthode permet dès lors de doser le K par l'analyse de l'^{39}Ar en spectrométrie de masse en phase gazeuse dans le même temps que les autres isotopes de l'argon (^{40}Ar, ^{36}Ar…..) contenus dans l'échantillon. Il est ainsi possible de déterminer le rapport ^{40}Ar*/^{40}K et donc de calculer l'âge de l'échantillon.

Pour cela, il faut connaître précisément le taux de transformation (ou *rendement de production*) de la réaction ^{39}K(n, p)^{39}Ar, produite au sein du réacteur nucléaire lors de l'irradiation de l'échantillon. Elle peut s'exprimer de la manière suivante :

$$^{39}Ar_K = {}^{39}K.\Delta T\int \Phi(E)\sigma(E)dE$$

où $^{39}Ar_K$ représente le nombre d'atomes d'^{39}Ar produits par interaction entre le ^{39}K et le flux de neutrons du réacteur, ^{39}K représente le nombre d'atomes de ^{39}K présents initialement dans l'échantillon, ΔT représente la durée de l'irradiation, Φ(E) est le flux de neutrons d'énergie E et σ(E) représente la section de capture de la réaction ^{39}K(n, p)^{39}Ar à l'énergie E.

En reprenant l'équation $^{40}Ar^* = \left(\frac{\lambda e}{\lambda}\right)^{40}K\left(e^{\lambda t}-1\right)$ on obtient avec une expression du rapport ^{40}Ar*/$^{39}Ar_K$:

$$\left(\frac{^{40}Ar^*}{^{39}Ar_K}\right)=\left(\frac{^{40}K}{^{39}K}\right).\left(\frac{\lambda_e}{\lambda}\right).\left(\frac{1}{\Delta T\int\Phi(E)\sigma(E)dE}\right).(e^{\lambda t}-1)$$

On définit alors le facteur d'irradiation J tel que :

$$\frac{1}{J}=\left(\frac{^{40}K}{^{39}K}\right).\left(\frac{\lambda_e}{\lambda}\right).\left(\frac{1}{\Delta T\int\Phi(E)\sigma(E)dE}\right)$$

J caractérise le rendement de production de l'$^{39}Ar_K$ durant l'irradiation. L'expression devient :

$$\left(\frac{^{40}Ar^*}{^{39}Ar_K}\right)=\left(\frac{1}{J}\right).(e^{\lambda t}-1)$$

Le paramètre J est déterminé pour chaque irradiation à l'aide d'échantillons standards (ou moniteurs) d'âge connu, irradiés en même temps que les échantillons à analyser, et analysés de façon comparable en appliquant l'équation :

$$J=\frac{\left(e^{\lambda t}-1\right)}{\left(\frac{^{40}Ar^*}{^{39}Ar_K}\right)}$$

Cette valeur spécifique de J est alors introduite dans l'équation pour le calcul des âges des échantillons.

$$t=\frac{1}{\lambda}\ln\left(\left(\frac{^{40}Ar^*}{^{39}Ar}\right)J+1\right)$$

Plusieurs isotopes de l'argon sont naturellement présents dans l'échantillon : l'$^{40}Ar^*$ issu de la désintégration du ^{40}K et différents isotopes de l'argon atmosphérique ($^{40}Ar_{atm}$, $^{38}Ar_{atm}$ et $^{36}Ar_{atm}$). Suite à une irradiation, les transformations provoquées amènent une quantité supplémentaire ou de nouveaux isotopes de l'argon (Tabl. VIb-2).

Atomes et réactions	Produit	Etats et produits secondaires
$^{40}Ca(n, n\alpha)$	^{36}Ar	Stable
$^{35}Cl(n,\gamma)$; $^{36}Ar(n,p)$; $^{39}K(n, \alpha)$	^{36}Cl	Instable : → ^{36}Ar (T = 3.10^5 ans)
$^{40}Ca(n, \alpha)$	^{37}Ar	Instable : → ^{37}Cl (T = 35.1 jours)
$^{37}Cl(n,\gamma)$; $^{38}Ar(n,p)$; $^{41}K(n, \alpha)$	^{38}Cl	Instable : → ^{38}Ar (T = 37.5 minutes)
$^{39}K(n,d)$	^{38}Ar	Stable
$^{39}K(n,p)$; $^{42}Ca(n, \alpha)$	^{39}Ar	Instable : → ^{38}K (T = 265 ans)
$^{40}K(n,p)$; $^{43}Ca(n, \alpha)$	^{40}Ar	Stable
$^{40}Ar(n, \gamma)$; $^{41}K(n,p)$; $^{44}Ca(n, \alpha)$	^{41}Ar	Instable : → ^{41}K (T = 1.82 heures)

Tableau VIb-2. Réactions associées à la production d'isotopes de l'argon lors de l'irradiation d'un échantillon (d'après Brereton, 1970)

La composition des isotopes de l'argon présents dans l'échantillon s'exprime de façon très simplifiée par:

$$^{40}Ar_m = {}^{40}Ar^* + {}^{40}Ar_K + {}^{40}Ar_{atm}$$
$$^{39}Ar_m = {}^{39}Ar_K + {}^{39}Ar_{Ca}$$
$$^{38}Ar_m = {}^{38}Ar_K + {}^{38}Ar_{Cl} + {}^{38}Ar_{atm}$$
$$^{37}Ar_m = {}^{37}Ar_{Ca}$$
$$^{36}Ar_m = {}^{36}Ar_{Ca} + {}^{36}Ar_{Cl} + {}^{36}Ar_{atm}$$

Où l'indice m indique l'isotope mesuré ; atm l'isotope d'origine atmosphérique ; K, Ca, Cl, les isotopes provenant respectivement des éléments pères K, Ca et Cl ; et * le produit de la désintégration radioactive.

Le rapport $^{40}Ar^*/^{39}Ar_k$ peut alors s'exprimer de façon très simplifiée de la manière suivante :

$$\frac{^{40}Ar^*}{^{39}Ar} = \frac{\left(\frac{^{40}Ar}{^{39}Ar}\right)_m - \left(\frac{^{40}Ar}{^{36}Ar}\right)_{atm}\left(\frac{^{36}Ar}{^{39}Ar}\right)_m + \left(\frac{^{40}Ar}{^{36}Ar}\right)_{atm}\left(\frac{^{36}Ar}{^{37}Ar}\right)_{Ca}\left(\frac{^{37}Ar}{^{39}Ar}\right)_m}{1 - \left(\frac{^{39}Ar}{^{37}Ar}\right)_{Ca}\left(\frac{^{37}Ar}{^{39}Ar}\right)_m} - \left[\frac{^{40}Ar}{^{39}Ar}\right]_K$$

Certains de ces rapports isotopiques sont connus ou peuvent être calculés. Tout d'abord pour les isotopes de l'argon atmosphérique : $(^{40}Ar/^{36}Ar)_{atm} = 295,5$.

De même les rapports $(^{36}Ar/^{37}Ar)_{Ca}$, $(^{39}Ar/^{37}Ar)_{Ca}$ et $(^{40}Ar/^{39}Ar)_{K}$ peuvent être mesurés à l'aide de sels purs de calcium (CaF_2) et de potassium (K_2SO_4) qui sont irradiés dans les mêmes conditions et permettent de corriger les interférences produites par les isotopes du potassium et du calcium (Brereton, 1970). Les rapports d'interférence utilisés sont présentés dans le tableau VIb-3.

	Rapport mesuré	Erreur (%)
CaF_2		
$^{36}Ar/^{37}Ar$	$2.79.\ 10^{-4}$	± 3
$^{39}Ar/^{37}Ar$	$7.06.\ 10^{-4}$	± 4
K_2SO_4		
$^{40}Ar/^{39}Ar$	$2.97.\ 10^{-2}$	± 4

Tableau VIb-3. Rapports isotopiques de l'Ar mesurés à l'aide des sels de calcium et de potassium.

La procédure de calcul de l'erreur sur l'âge est donnée dans Ruffet (1991).

2.2. Procédure analytique

2.2.1. Choix des échantillons

Dans le cadre de cette étude, des minéraux détritiques ont été datés afin de déterminer l'âge des sources et de la nature des terrains soumis à l'érosion. En principe, tous les minéraux contenant du potassium peuvent être datés par la méthode ^{39}Ar-^{40}Ar, les minéraux les plus fréquemment utilisés étant la muscovite, la biotite et l'amphibole. Cependant, les roches étudiées comportent peu ou pas de biotite et pas d'amphibole. Le choix du minéral à dater s'est donc porté sur la muscovite qui, du fait de sa composition, est riche en potassium (9,7%), relativement stable sous différentes conditions de pression et de température et relativement résistante à l'altération superficielle. Le choix des échantillons s'est alors fait en fonction de leur contexte structural mais également en fonction de leur richesse en muscovites détritiques.

2.2.2. Préparation des échantillons

Les échantillons ont été broyés puis tamisés afin de garder la fraction granulométrique comprise entre 1 mm et 250 µm. Malheureusement, pour un grand nombre d'échantillons, l'absence de muscovites d'assez grande taille nous a conduit à travailler avec la fraction granulométrique inférieure à 250 µm. Les échantillons sont ensuite lavés afin d'enlever les particules fines, séchées, puis séparés sous la loupe binoculaire. Une vingtaine de grains est prélevée pour chaque échantillon. Les cristaux de muscovite sont ensuite disposés dans des petits paquets en aluminium pur d'environ 1,2*1,2*0,2 cm, et chargés avec les échantillons standards (moniteurs), dans une colonne d'irradiation. Un standard est intercalé tous les dix échantillons au sein de cette colonne ce qui permet de contrôler de façon précise le flux durant l'irradiation, en mesurant les rapports isotopiques des standards. Le standard utilisé est l'amphibole Hb3gr, datée à 1071,7 ± 5,4 Ma (Zartman, 1964 ; Turner et al., 1971 ; Roddick, 1983). Les échantillons et les standards sont irradiés dans une position plutôt centrale (5C) dans le réacteur nucléaire de McMaster à Hamilton (Ontario, Canada). Les échantillons analysés ont été irradiés lors de deux irradiations : une première (IR6), en 2006, d'une durée de 100.133 heures, soit un flux total de 5.2 x 10^{18} m.cm^2, et une deuxième (IR14) en 2009 d'une durée de 134.364 heures, soit un flux total de 7 x 10^{18} m.cm^2.

2.2.3. Analyse des échantillons

Les échantillons (grains individuels) sont chargés sur une ligne d'extraction-purification tout inox couplée à une sonde laser CO_2 et connectée à un spectromètre de masse à secteur magnétique en phase gazeuse MAP215 (Fig. VIb-2) (Géosciences Rennes, UMR6118 CNRS - Université de Rennes 1) et analysés par chauffage par paliers de température (ou étapes). Pour chaque étape, la puissance du laser, et donc la température de chauffage, est augmentée et le gaz libéré par le grain est analysé sur le spectromètre de masse. Le rapport isotopique $^{40}Ar^*/^{39}Ar_k$ est calculé permettant d'accéder à l'âge apparent.

Une analyse comprend successivement le chauffage de l'échantillon à l'aide d'une sonde laser CO_2 permettant de faire dégazer l'échantillon, la purification du gaz sur la ligne et l'analyse au spectromètre de masse. Le laser est un laser de puissance continue CO_2-Synrad. Le faisceau laser est dirigé par un système de lentilles vers l'échantillon qui est chargé sur une

platine (37 alvéoles de chargement) en cuivre OFHC dans une chambre à hublot à pompage différentiel. Le diamètre du faisceau laser est de 3mm, permettant d'avoir un chauffage homogène, qui durera 1mn. Le gaz libéré par l'échantillon est purifié sur la ligne de purification qui comprend (i) un Getter SAES SORB AC AP10 GP fonctionnant à 400°C et (ii) un piège à azote liquide à -180°C. Le chauffage du grain et la purification du gaz durent au total 3mn. Le gaz est ensuite introduit dans le spectromètre de masse qui comprend une source de Nier, un electro-aimant et deux types de détecteurs d'ions : un multiplicateur d'électrons et une cage de Faraday. Durant les analyses effectuées dans le cadre de ce travail, seul le multiplicateur a été utilisé.

L'analyse comporte 11 mesures en séquence de tous les isotopes de l'argon. La gestion du spectromètre de masse et l'acquisition des données sont assurées par des programmes écrits sous Labview. Des blanks de la ligne d'extraction et de purification sont effectuées toutes les 3 étapes d'analyse et sont soustraits aux étapes suivantes. La discrimination de masse du spectromètre est mesurée périodiquement via des analyses d'un micro volume d'air atmosphérique.

Quatre à cinq grains de chaque paquet de standard sont analysés par fusion totale. Ces analyses permettent de calculer un rapport $^{40}Ar^*/\ ^{39}Ar_k$ pour chaque standard en effectuant une moyenne pondérée par l'erreur sur le rapport mesuré. Ces valeurs moyennes sont ensuite interpolées pour calculer le rendement J pour chaque échantillon à dater en fonction de sa position au sein de la colonne d'irradiation.

Le calcul de l'âge prend en considération les corrections de discrimination de masse, d'interférences isotopiques du K et du Ca et par approximation du Cl et de la contamination atmosphérique. Le calcul d'erreur sur les ages apparents prend en compte les erreurs sur les isotopes individuels mesurés sur l'échantillon et les blanks, l'erreur due à la contamination atmosphérique et aux isotopes d'interférences, l'erreur sur la discrimination de masse du spectromètre. L'erreur sur le paramètre d'irradiation J est prise en compte lors du calcul d'âge plateau. Un âge plateau (à 1 ou 2σ) peut-être calculé dès lors qu'au moins trois étapes consécutives représentant au minimum 70% du dégazage de l'$^{39}Ar_K$ sont concordantes dans leurs marges d'erreur (à 1 ou 2σ) avec leur moyenne dans sa marge d'erreur. On parle de pseudo-plateau si les étapes prises en compte représentent moins de 70% du dégazage de l'$^{39}Ar_K$. Le traitement des données, les corrections et le calcul d'âge sont réalisés sur le logiciel Argon développé par Gilles Ruffet, Gilbert Féraud et Yann Ageon à Géosciences Azur (Nice, France).

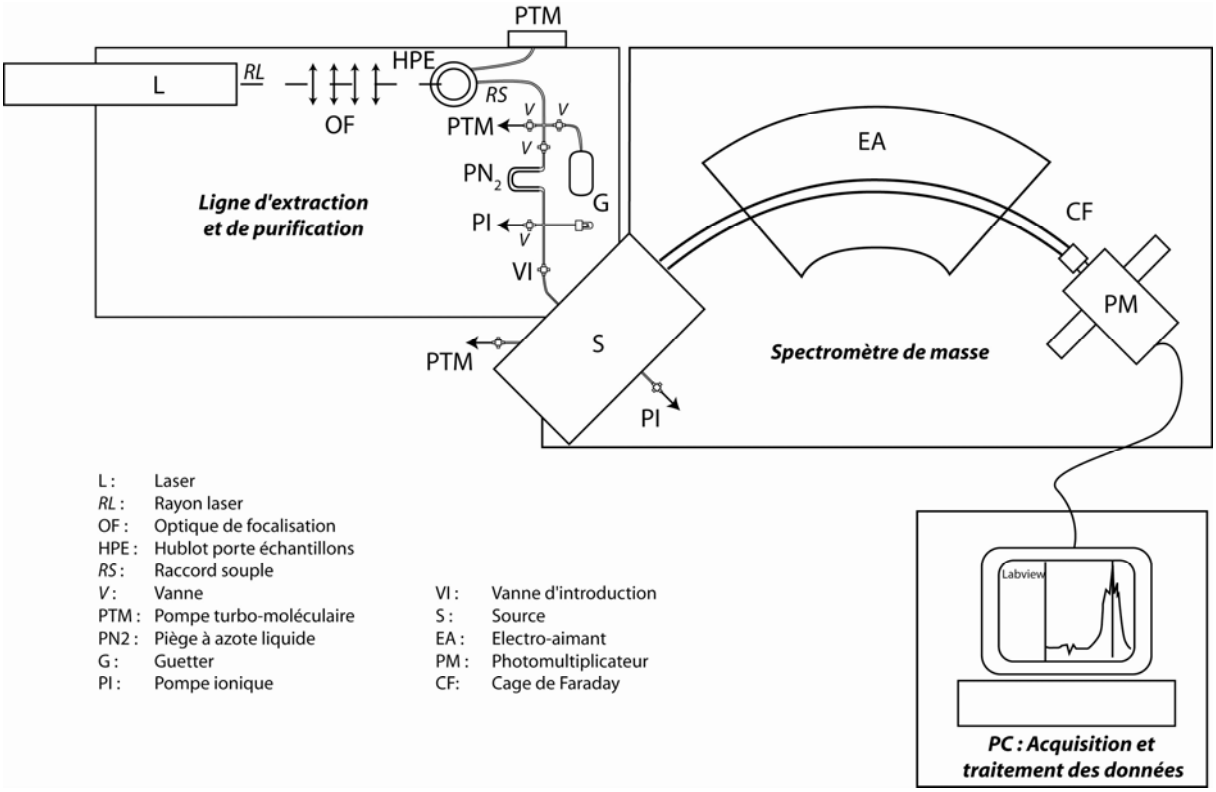


Figure VIb-2. Schéma simplifié de l'installation analytique comprenant la ligne d'extraction à gauche et le spectromètre de masse à droite (Géosciences Rennes, Université de Rennes 1).

2.3. Interprétation des données géochronologiques

2.3.1. Notion de fermeture isotopique

L'âge isotopique enregistré par un minéral est interprété comme l'âge auquel ce minéral est passé en dessous d'une certaine température, appelée la température de fermeture (T_C) (Jäger, 1967 ; Dodson, 1973). Il correspond donc à l'âge de la (re)cristallisation du minéral, lorsque le minéral arrive à une température inférieure à T_C. Les températures de fermeture isotopique K-Ar des muscovites, et plus généralement des micas blancs, ont d'abord été estimés à 350°C, par calibration des âges avec le grade métamorphique (e.g. Purdy & Jäger, 1976). Cette estimation est cependant débattue et plusieurs études ont suggéré qu'en l'absence de déformation et de recristallisation par circulations de fluides, la température de fermeture isotopique pouvait s'élever jusqu'à 500°C pour la muscovite (Villa, 1998 ; Bosse et al., 2005) et jusqu'à plus de 550°C pour la phengite dans les conditions du

faciès schiste bleu (Lister & Baldwin, 1996). De nouvelles déterminations expérimentales sur les coefficients de diffusion de la muscovite (Harrison et al., 2009) appuient ces conclusions.

En théorie, la composition isotopique du minéral ne change pas tant que le minéral reste en dessous de sa température de fermeture. Cependant, plusieurs études indiquent que d'autres facteurs (circulation de fluides, déformation, recristallisation) peuvent perturber le système isotopique (Dunlap, 1997 ; Villa, 1998, Alexandrov et al., 2002).

2.3.2. Les spectres d'âge : problèmes d'excès, d'héritage et de perte d'argon

Contrairement à la méthode K-Ar classique, la méthode ^{39}Ar-^{40}Ar par paliers de température permet de mettre en évidence des phénomènes de perte ou d'excès d'argon. Ci-dessous sont présentées quelques hypothèses d'interprétation de formes de spectres particulières.

- Spectres plats : Un âge plateau est généralement admis comme correspondant à l'âge de fermeture isotopique du minéral daté, soit pendant la cristallisation initiale du minéral (Fig. VIb-3a), ou pendant une réouverture complète du système isotopique (Fig. VIb-3b). Cependant, dans certains cas, l'âge plateau peut n'avoir aucune signification géologique (par exemple argon hérité, Ruffet et al., 1995 et 1997 ; Fig. VIb-3c) ou provenir d'une homogénéisation artificielle de l'argon radiogénique qui avait initialement une répartition hétérogène (Fig. VIb-3d ; McDougall & Harrison, 1999).

- Spectre perturbé, excès d'argon : L'argon en excès est l'argon qui ne provient pas de la désintégration in situ du potassium et produit des âges apparents plus vieux que l'âge réel (Pankhurst et al., 1973). Cet argon en excès peut provenir soit (i) d'un héritage et est alors stocké dans le minéral avant le début de la désintégration in situ (argon hérité) soit (ii) d'une source extérieure au minéral, et peut alors être transporté par des fluides ou provenir de minéraux voisins, et être incorporé dans le minéral daté pendant ou après la désintégration in situ (excès d'argon s.s.) (Lanphere & Dalrymphe, 1976). L'argon étranger se loge dans des sites distincts de ceux occupés par l'argon radiogénique, se manifestant lors de l'analyse par des âges plus vieux aux étapes de basse et/ou de haute température (Fig. VIb-3-e ; Fig. VIb-3-i).

- Spectre perturbé, recul d'argon

Des âges anormalement vieux dans les étapes de basse température peuvent également traduire un phénomène de recul (Fig. VIb-3-e). Pendant l'irradiation, l'^{39}Ar produit peut se déplacer sur des faibles distances (0,1 µm ; Turner et Cadogan, 1974). Pour des grains dont le rapport volume/surface est grand, la quantité d'^{39}Ar perdue à la périphérie du grain est négligeable. Par contre, dans le cas où le rapport volume/surface est faible, le phénomène de recul est important. Si les grains sont petits (quelques µm), une grande partie du grain sera affectée par une perte importante d'^{39}Ar durant l'irradiation se traduisant par des âges anormalement élevés dans les étapes de basse à moyenne température. Parfois néanmoins les étapes de haute température permettent d'estimer un âge valide (Fig. VIb-3-e).

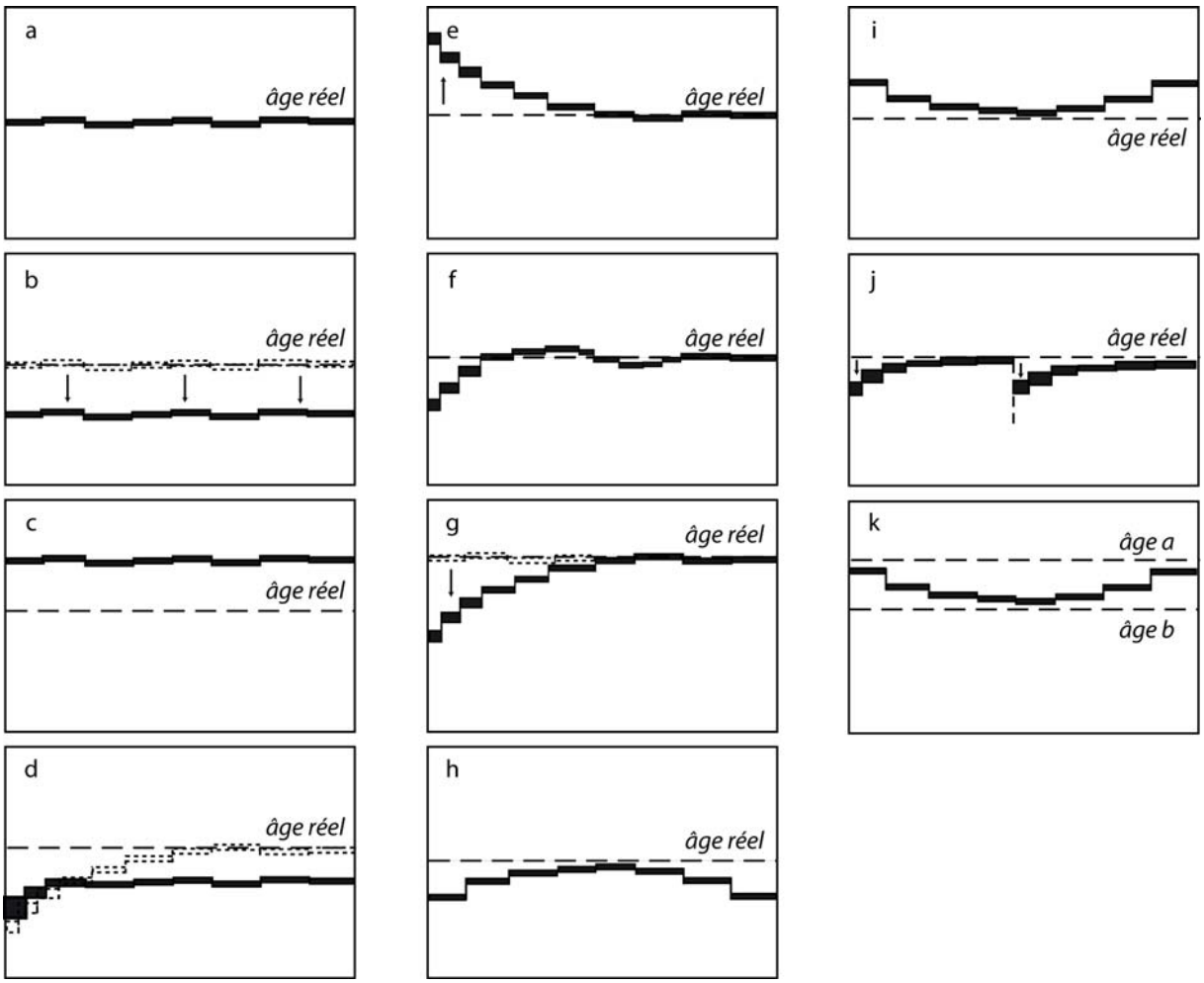


Figure. VIb-3. Quelques cas particuliers de spectres d'âge

- Spectre perturbé, perte d'argon : Les pertes d'argon ont pour effet de donner des âges apparents plus jeunes que l'âge de fermeture isotopique initiale du minéral. La perte peut s'effectuer sous l'effet d'évènements perturbateurs d'origine thermique (métamorphisme de

contact) ou tectonique (déformation et/ou recristallisation dynamique) et par altération (Montigny, 1985). Les perturbations dues à la déformation, la recristallisation ou l'altération des échantillons sont beaucoup plus efficaces que les perturbations essentiellement thermiques (i.e., réchauffement statique, perte d'argon par diffusion) qui produisent rarement la remise à zéro totale du système isotopique du cristal (Hames & Cheney, 1997). Les spectres d'âge correspondants montrent généralement une forme en escalier (*« staircase-shaped »*), c'est-à-dire un vieillissement des âges apparents avec l'augmentation de la température de dégazage (Fig. VIb-3-g). Idéalement, les âges apparents des étapes de basse température tendent vers l'âge de perturbation alors que ceux des étapes de haute température procurent une estimation par défaut de l'âge de fermeture isotopique initiale de l'échantillon. Si l'évènement perturbateur est important en durée ou en intensité, il peut provoquer la perte totale de l'argon radiogénique initial et ainsi produire une remise à zéro du système isotopique.

- Spectres perturbés, cas particuliers : Dans le cas de minéraux partiellement recristallisés, une néoformation de minéraux de chimie différente et de petite taille peut avoir lieu. Le spectre peut alors présenter des formes en bosses ou en selle traduisant ce mélange de phases (Fig. VIb-3f) (Wijbrans & McDougall, 1986, Cheilletz et al., 1999, Alexandrov et al. 2002).

Chapitre 7 :

Analyse U-Pb des zircons détritiques

Présentation des résultats

&

Comparaison des différentes méthodes d'identification des populations

Dans le cadre de cette étude, trois échantillons ont été analysés. Ces échantillons ont été prélevés dans des formations détritiques terrigènes qui traduisent l'émergence d'un relief à proximité du domaine en sédimentation. L'étude des zircons détritiques de ces formations pourrait permettre de discuter des sources et donc de la nature des roches à l'érosion lors de la sédimentation.

L'échantillon SA5 provient des Grès de Sainte-Anne et a été prélevé dans la carrière de Châteaupanne (Fig. VII-1). La Formation de Sainte-Anne a été datée du Dévonien inférieur à moyen (Emsien - Eifélien). Les échantillons (AN1 et AN2) proviennent du bassin d'Ancenis : l'échantillon AN1 a été récolté sur la coupe de Saint-Vincent à Chalonnes-sur-Loire (Fig. VII-1) tandis que l'échantillon AN2 a été prélevé au lieu dit Les Rigaudières, au Nord d'Ancenis. En l'absence de données paléontologiques précises il n'est pas possible de donner avec certitude la position stratigraphique relative de ces deux échantillons. Ces deux échantillons appartiennent à une série sédimentaire dont l'âge est supposé Dinantien (Tournaisien - Viséen) (Beaupère, 1973). Cependant, si l'hypothèse de l'évolution des milieux de sédimentation proposée précédemment pour le Bassin d'Ancenis est correcte, l'échantillon AN2 devrait se positionner plus bas dans la pile sédimentaire que l'échantillon AN1 (Chapitre 5). L'analyse de ces deux échantillons pourrait permettre d'identifier des changements de source au cours de la sédimentation carbonifère dans le Bassin d'Ancenis.

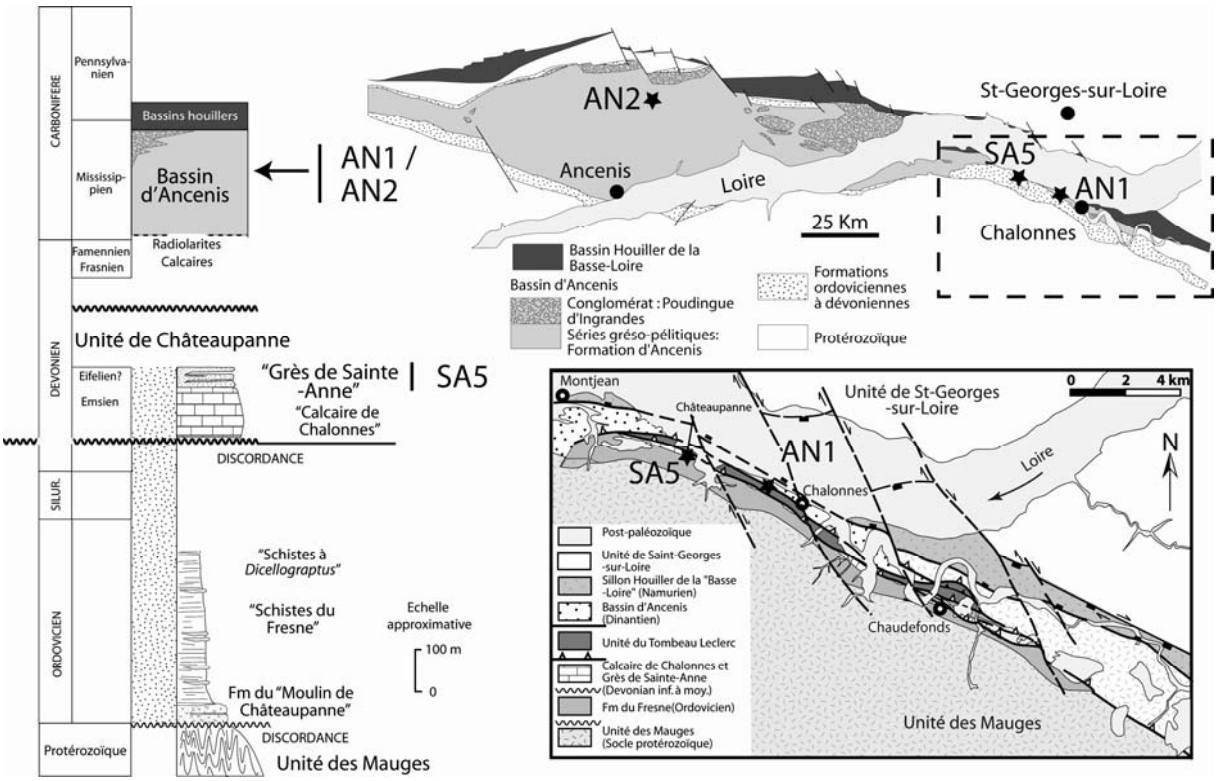


Figure VII-1. Localisation stratigraphique et géographique des échantillons analysés.

1. Echantillon SA5

54 analyses ont été effectuées sur l'échantillon SA5, parmi lesquelles 45 analyses ont livré des âges dont la concordance est comprise entre 90 et 110% (Tabl. VII-1). La figure VII-2 représente une synthèse des diagrammes de densité obtenus avec Isoplot (Ludwig, 2004), AgeDisplay (Sircombe, 2004) et BayesMix.

1.1. Approche 1 : Isoplot & AgeDisplay

Cette première approche consiste à construire des distributions de densité de probabilité à partir de somme de gaussiennes (Probability Density Distribution : PDD). Les diagrammes provenant d'Isoplot et d'AgeDisplay sont assez similaires. Sur le diagramme provenant d'Isoplot, la détermination des pics se fait graphiquement et 13 populations peuvent être identifiées, avec deux pics majeurs : le premier à environ 600 Ma, le deuxième à 2014 Ma. Un troisième pic, plus jeune peut également être mis en évidence entre 400 et 500 Ma et se dédouble pour donner deux âges distincts, le premier à environ 411 Ma et le deuxième à environ 475 Ma. Sur le diagramme provenant de Age-Display, les pics majeurs observés sont les mêmes, mais les âges sont calculés, à savoir : 598 Ma et 2017 Ma pour les pics majeurs, et 409 et 472 Ma pour les pics plus jeunes. D'autres pics secondaires, sont également identifiés avec des âges similaires pour les 2 logiciels : entre 600 Ma et 1500 Ma, plusieurs pics d'amplitudes variables sont représentés, puis des pics sont présents aux environs de 1 750 Ma, 2 135 Ma et 2 346 Ma. Deux populations identifiées avec AgeDisplay (âges à 1240 et 1246 Ma) ne forment pas de pic sur les distributions de densité et ne sont donc pas identifiées avec Isoplot.

1.2. Approche 2 : BayesMix

Avec le logiciel BayesMix, plusieurs modèles sont proposés. Les taux d'acceptance obtenus pour les paramètres proposés pour la distribution de proposition sont présentés dans le tableau VII-2. Les valeurs comprises entre 0.1 et 0.6 sont considérées comme correctes (Rosenthal, 2008). Les spectres de bruit blanc obtenus pour chaque paramètre et pour les log likelihood et les log posterior calculés à chaque itération sont reportés en annexe (Annexe 3).

SA5(1/2)

Analyses	Concentrations (ppm)			Th/U	Rapports isotopiques						Rho	Ages apparents						Con (%)
	Pb*	Th	U		$^{207}Pb/^{235}U$	± (1σ)	$^{206}Pb/^{238}U$	± (1σ)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	± (1σ)		206/238	± (1σ)	207/235	± (1σ)	207/206	± (1σ)	
hf21	20.5	46.4	56.2	0.8	4.5596	0.1291	0.3097	0.0081	0.1068	0.0011	0.93	1739	40	1742	24	1745	20	100
hf22	48.2	134.5	97.0	1.4	6.4463	0.1795	0.3760	0.0099	0.1243	0.0011	0.95	2058	47	2039	25	2019	16	102
hf23	11.2	78.3	100.0	0.8	0.8092	0.0143	0.0968	0.0010	0.0606	0.0009	0.58	596	6	602	8	626	31	95
hf24	59.3	141.9	124.1	1.1	6.2458	0.0891	0.3631	0.0023	0.1248	0.0016	0.44	1997	11	2011	13	2026	23	99
hf25	50.2	32.1	125.2	0.3	6.3970	0.0880	0.3781	0.0028	0.1227	0.0014	0.54	2067	13	2032	12	1996	21	104
hf26	26.6	57.6	57.6	1.0	6.6909	0.1949	0.3816	0.0105	0.1272	0.0012	0.94	2084	49	2071	26	2059	17	101
hf27	21.9	46.7	48.8	1.0	6.4049	0.1471	0.3710	0.0077	0.1252	0.0012	0.91	2034	37	2033	20	2032	17	100
hf28	28.8	63.6	138.5	0.5	2.1248	0.0523	0.1963	0.0043	0.0785	0.0009	0.90	1155	23	1157	17	1160	22	100
hf29	103.2	72.6	276.4	0.3	6.2785	0.2280	0.3676	0.0129	0.1239	0.0011	0.97	2018	61	2015	32	2013	16	100
hf30	8.6	27.3	53.4	0.5	1.4304	0.0347	0.1540	0.0030	0.0673	0.0010	0.80	924	17	902	15	848	30	109
hf31	109.0	192.5	248.0	0.8	8.1240	0.2201	0.3928	0.0097	0.1500	0.0017	0.91	2136	45	2245	25	2346	19	91
hf32	110.8	48.5	307.3	0.2	6.2310	0.0697	0.3658	0.0027	0.1235	0.0011	0.65	2010	13	2009	10	2008	15	100
hf33	28.8	49.7	133.8	0.4	2.2754	0.0392	0.2116	0.0029	0.0780	0.0008	0.79	1237	15	1205	12	1147	21	108
hf34	21.7	82.6	191.4	0.4	0.9540	0.0224	0.1115	0.0019	0.0621	0.0010	0.74	681	11	680	12	677	34	101
hf35	32.9	141.9	356.1	0.4	0.7615	0.0343	0.0923	0.0011	0.0598	0.0026	0.27	569	7	575	20	598	97	95
hf36	25.2	62.7	67.4	0.9	4.6789	0.1029	0.3112	0.0050	0.1090	0.0016	0.73	1747	25	1763	19	1783	28	98
hf37	97.8	81.0	238.6	0.3	7.2355	0.2033	0.3946	0.0106	0.1330	0.0011	0.96	2144	49	2141	25	2138	14	100
hf38	20.8	157.9	179.1	0.9	0.8527	0.0212	0.1034	0.0023	0.0598	0.0007	0.88	634	13	626	12	597	25	106
hf39	29.7	64.2	116.8	0.5	2.7754	0.0729	0.2364	0.0057	0.0852	0.0009	0.92	1368	30	1349	20	1319	20	104
hf40	22.0	116.2	180.5	0.6	0.9872	0.0284	0.1124	0.0025	0.0637	0.0011	0.79	687	15	697	15	732	38	94
hf41	52.7	96.4	537.9	0.2	0.8328	0.0229	0.1011	0.0026	0.0598	0.0006	0.94	621	15	615	13	595	20	104
hf42	27.1	88.8	213.3	0.4	1.0914	0.0211	0.1216	0.0020	0.0651	0.0006	0.86	740	12	749	10	777	21	95
hf43	12.4	110.3	96.6	1.1	0.8558	0.0247	0.1017	0.0022	0.0610	0.0012	0.74	624	13	628	14	641	42	97
hf44	47.1	60.7	109.2	0.6	6.4261	0.1192	0.3673	0.0056	0.1269	0.0013	0.82	2017	26	2036	16	2055	19	98
hf45	2.8	21.3	26.5	0.8	0.7824	0.0263	0.0968	0.0022	0.0586	0.0015	0.67	596	13	587	15	554	56	108
hg1	23.8	86.6	196.5	0.4	1.0594	0.0295	0.1234	0.0032	0.0622	0.0006	0.93	750	18	734	15	682	22	110
hg2	13.8	48.7	163.9	0.3	0.6866	0.0152	0.0873	0.0017	0.0570	0.0006	0.86	540	10	531	9	492	25	110
hg3	22.9	45.0	304.8	0.1	0.6280	0.0148	0.0809	0.0018	0.0563	0.0004	0.95	502	11	495	9	464	17	108
hg4	29.0	228.6	258.6	0.9	0.7896	0.0232	0.0972	0.0027	0.0589	0.0005	0.95	598	16	591	13	565	20	106
hg5	16.0	84.8	149.6	0.6	0.8920	0.0282	0.1076	0.0032	0.0601	0.0006	0.95	659	19	647	15	607	22	108

Pb* : Concentration en Pb radiogénique corrigé du blank et par rapport au standard
Th : Conentration en thorium corrigé du blank et par rapport au standard
U : Concentration en uranium corrigé du blank et par rapport au standard
Rapports isotopiques corrigés du blank et par rapport au standard pour le fractionnement inter-élémentaire et la discrimination de masse
Ages apparents calculés avec Isoplot (Ludwig, 2004)
Erreurs à 1σ de niveau de confiance
Concordance calculée telle que : C = [207/206] * 100 / [206/238]

SA5(2/2)

Analyses	Concentrations (ppm)			Th/U	Rapports isotopiques						Rho	Ages apparents						Con (%)
	Pb*	Th	U		$^{207}Pb/^{235}U$	± (1σ)	$^{206}Pb/^{238}U$	± (1σ)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	± (1σ)		206/238	± (1σ)	207/235	± (1σ)	207/206	± (1σ)	
hg6	10.8	49.7	88.1	0.6	0.9791	0.0163	0.1138	0.0008	0.0624	0.0009	0.43	695	5	693	8	688	32	101
hg7	12.8	87.1	118.7	0.7	0.8381	0.0183	0.0991	0.0012	0.0613	0.0011	0.57	609	7	618	10	651	39	94
hg8	22.9	189.1	197.1	1.0	0.8522	0.0120	0.1035	0.0010	0.0597	0.0006	0.70	635	6	626	7	593	22	107
hg9	49.0	65.6	121.4	0.5	7.2421	0.0941	0.3615	0.0035	0.1453	0.0013	0.74	1989	16	2142	12	2291	15	87
hg10	5.7	57.6	49.9	1.2	0.7728	0.0353	0.0956	0.0005	0.0586	0.0027	0.11	589	3	581	20	553	102	106
hg11	40.6	407.9	742.8	0.5	0.4730	0.0132	0.0506	0.0008	0.0678	0.0016	0.56	318	5	393	9	864	49	37
hg12	46.7	280.2	569.5	0.5	0.6282	0.0110	0.0769	0.0012	0.0592	0.0005	0.88	478	7	495	7	576	18	83
hg13	33.4	304.9	350.2	0.9	0.6895	0.0256	0.0876	0.0032	0.0571	0.0005	0.98	541	19	533	15	496	18	109
hg14	32.2	33.4	86.3	0.4	6.1461	0.1469	0.3423	0.0069	0.1302	0.0017	0.84	1898	33	1997	21	2101	23	90
hg15	35.2	65.3	276.0	0.2	1.5875	0.0966	0.1305	0.0073	0.0882	0.0021	0.92	791	42	965	39	1388	47	57
hg16	40.7	291.2	632.0	0.5	0.5875	0.0168	0.0630	0.0014	0.0676	0.0012	0.78	394	9	469	11	856	38	46
hg17	35.6	243.3	537.6	0.5	0.5102	0.0103	0.0648	0.0011	0.0571	0.0007	0.81	405	6	419	7	496	26	81
hg18	61.1	112.9	326.0	0.3	2.8273	0.3449	0.1717	0.0196	0.1194	0.0052	0.94	1021	109	1363	96	1948	79	52
hg19	117.6	650.5	651.6	1.0	1.4478	0.0212	0.1502	0.0018	0.0699	0.0006	0.83	902	10	909	9	925	17	97
hg20	30.6	165.4	473.0	0.3	0.4868	0.0069	0.0640	0.0007	0.0551	0.0005	0.79	400	4	403	5	418	19	96
hg21	11.4	101.9	91.6	1.1	0.8494	0.0151	0.1034	0.0015	0.0596	0.0006	0.79	634	9	624	8	588	24	108
hg22	36.1	241.6	520.6	0.5	0.4969	0.0070	0.0659	0.0008	0.0547	0.0004	0.84	411	5	410	5	400	17	103
hg23	31.7	232.6	533.2	0.4	0.5381	0.0118	0.0562	0.0007	0.0694	0.0013	0.56	353	4	437	8	910	38	39
hg24	50.2	79.5	261.7	0.3	1.9486	0.0358	0.1914	0.0017	0.0738	0.0012	0.49	1129	9	1098	12	1037	33	109
hg25	26.9	139.2	375.0	0.4	0.5478	0.0072	0.0704	0.0006	0.0564	0.0006	0.65	439	4	444	5	468	22	94
hg26	18.3	82.0	169.3	0.5	0.8716	0.0170	0.1037	0.0019	0.0610	0.0005	0.92	636	11	636	9	639	16	100
hg28	36.7	204.4	548.3	0.4	0.4922	0.0057	0.0643	0.0002	0.0555	0.0006	0.29	402	1	406	4	433	25	93
hg29	55.0	323.9	717.2	0.5	0.9038	0.0401	0.0646	0.0006	0.1015	0.0044	0.22	404	4	654	22	1651	82	24
hg30	19.5	81.2	296.8	0.3	0.4906	0.0065	0.0651	0.0005	0.0547	0.0006	0.63	407	3	405	4	399	23	102

Pb* : Concentration en Pb radiogénique corrigé du blank et par rapport au standard
Th : Conentration en thorium corrigé du blank et par rapport au standard
U : Concentration en uranium corrigé du blank et par rapport au standard
Rapports isotopiques corrigés du blank et par rapport au standard pour le fractionnement inter-élémentaire et la discrimination de masse
Ages apparents calculés avec Isoplot (Ludwig, 2004)
Erreurs à 1σ de niveau de confiance
Concordance calculée telle que : C = [207/206] * 100 / [206/238]

Tableau VII-1. Données analytiques U-Pb de l'échantillon SA5

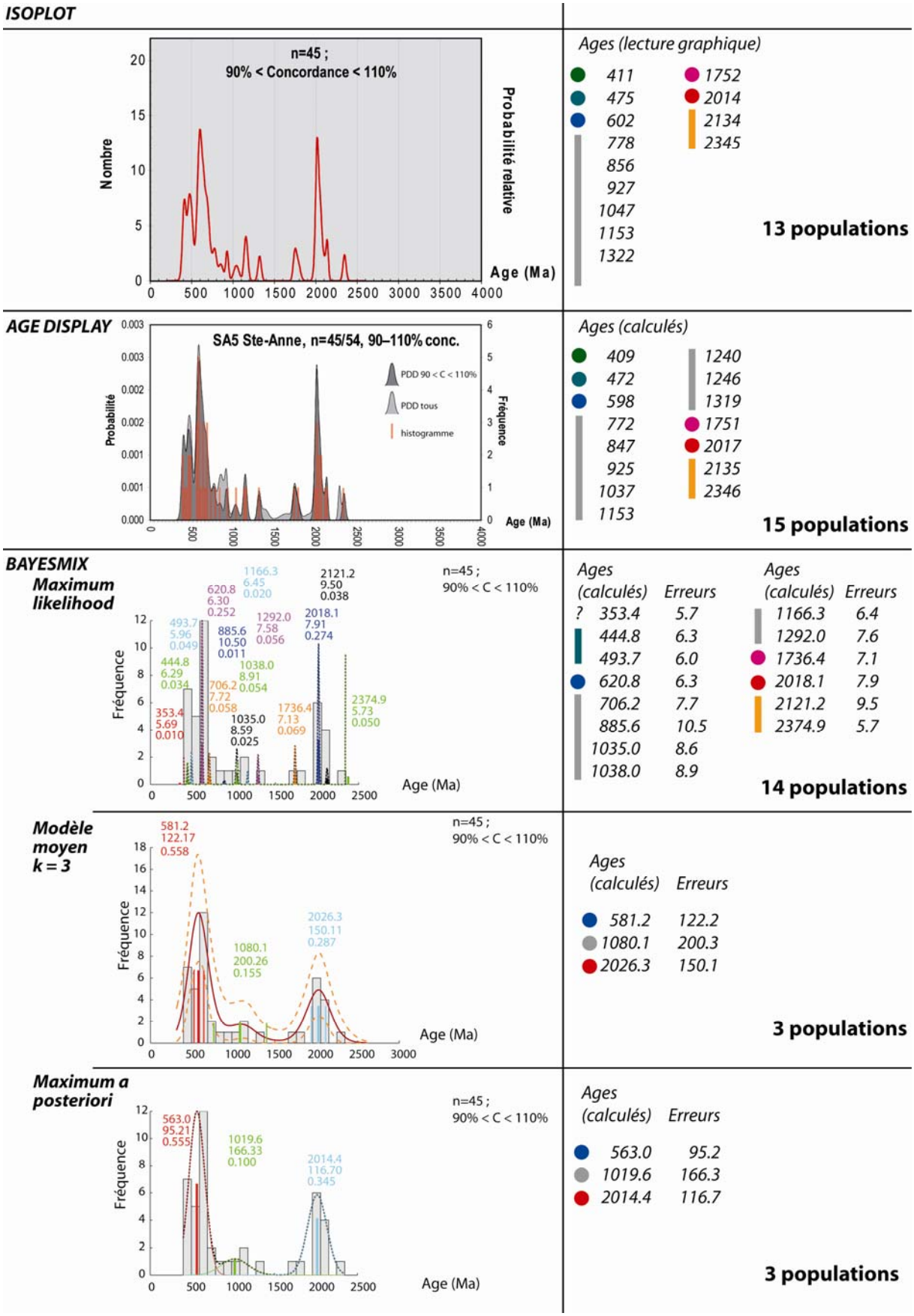


Figure VII-2. Synthèse des distributions de densité et âges des populations de SA5 obtenues avec Isoplot, AgeDisplay et BayesMix (modèles et légende de BayesMix reproduits en annexe 3).

De même les distributions de densité obtenues pour chaque modèle sont représentées en annexe (Annexe 3) et les moyennes (μ, âges) et les erreurs écart-types (σ, erreurs) obtenues pour chaque composante sont synthétisés dans le tableau VII-3 et la figure VII-3.

	Valeur	Acceptance
mu	0.04	0.427
lambda	0.3	0.502
Pi	0.2	0.52
D1	0.15	0.104
D2	0.03	0.404

Iter	1000000
burn-in	10000
thinning	10

Tableau VII-2. Paramètres proposés et taux d'acceptance pour l'échantillon SA5.

MAP (3C)		moy k=3		MLL (14C)		moy k=3		moy k=4		moy k=5	
Age	Erreur	Age	Erreur	Age	Erreur	Age	Erreur	Age	Erreur	Age	Erreur
563.0	95.2	581.2	122.2	353.4	5.7	581.2	122.2	565.2	120.9	549.8	118.5
1019.6	166.3	1080.1	200.3	444.8	6.3	1080.1	200.3	906.5	170.6	795.0	147.9
2014.4	116.7	2026.3	150.1	493.7	6.0	2026.3	150.1	1490.3	178.0	1202.0	166.3
				620.8	6.3			2057.7	144.5	1739.3	156.9
				706.2	7.7					2091.6	137.7
				885.6	10.5						
				1035.0	8.6						
				1038.0	8.9						
				1166.3	6.5						
				1292.0	7.6						
				1736.4	7.1						
				2018.1	7.9						
				2121.2	9.5						
				2374.9	5.7						

Tableau VII-3 : Synthèse des moyennes (μ, âges) et des écart-types (σ, erreurs) des distributions obtenues pour différents modèles avec BayesMix (Ech SA5). MAP : Maximum a posteriori ; MLL : Maximum Likelihood ; moy k=3 : moyenne des modèles à 3 composantes.

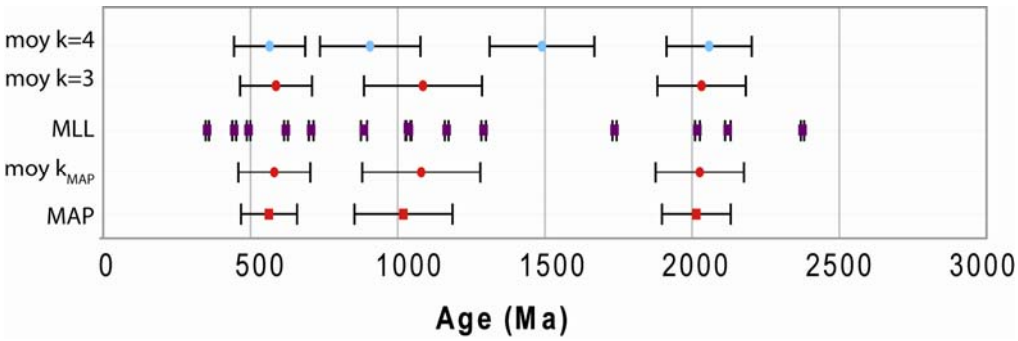


Figure VII-3. Synthèse des modèles obtenus avec BayesMix pour l'échantillon SA5.

Par une approche de maximum de vraisemblance, le modèle ayant obtenu le meilleur log likelihood possède 14 composantes (Fig. VII-2). Deux composantes se distinguent par une proportion (âges observés appartenant à ces deux composantes) supérieure aux autres : une première population à 2018 ± 8 Ma (π = 0.27) est très proche de celle obtenue par la première approche (PDD) ; par contre la deuxième population à 620 ± 6 Ma (π = 0.25) est plus vieille de 20 Ma que celles obtenues avec Isoplot et AgeDisplay (respectivement 602 et 598 Ma). Cependant, les approches par PDD ne fournissent pas d'erreur sur l'âge proposé pour une population, ce qui rend les comparaisons difficiles. On note que dans les distributions de densité obtenues avec la première approche (PDD), une inflexion est observable vers la droite du pic. Cette inflexion pourrait expliquer la différence d'âge entre ces deux approches, les composantes du modèle obtenu par une approche de maximum de vraisemblance ne dépendant pas des pics contrairement aux PDD. Peu de différences sont observées entre le modèle obtenu par maximum de vraisemblance et les PDD : les composantes obtenues sont d'une manière générale assez proches, avec tout de même des différences pouvant aller jusqu'à 30 Ma. Cependant deux remarques méritent d'être soulevées : i) deux composantes obtenues ont le même âge compte tenu de leur erreur (1035 ± 9 Ma et 1038 ± 9 Ma) et ii) une composante identifiée à 353 ± 6 Ma est plus jeune que l'échantillon lui même, l'âge de la Fm de Sainte-Anne étant Emsien à Eifélien inférieur soit entre 407 ± 2.8 Ma et 391.8 ± 2.7 Ma (Gradstein et al., 2004) alors qu'aucun âge observé n'est aussi jeune. Ces résultats sont des artefacts numériques et il faut garder à l'esprit que les résultats obtenus avec ces méthodes sont des modèles de distribution d'âge.

Un deuxième modèle est obtenu en regardant la moyenne des modèles pour lesquels le nombre de composantes correspond au nombre k_{max} optimum, c'est-à-dire, celui qui a été obtenu le plus de fois. L'histogramme de k pour l'échantillon SA5 (Fig. VII-4) permet de déterminer le nombre de composantes optimum: soit k_{max} = 3, voire 4. Ainsi, le modèle moyen obtenu pour k_{max} = 3 (Fig. VII-2 et VII-3), les trois composantes sont : une principale (π = 0.56) à 581 ± 122 Ma, une deuxième (π = 0.29) à 2026 ± 150 Ma et une troisième moins représentée (π = 0.15) à 1080 ± 200 Ma. Pour k = 4 (Fig. VII-3), les âges des deux composantes majeures sont assez similaires à ceux du modèles à k_{max} = 3, à savoir 565 ± 121 Ma et 2057± 144 Ma ; par contre les deux autres composantes semblent se répartir entre les deux composantes majeures.

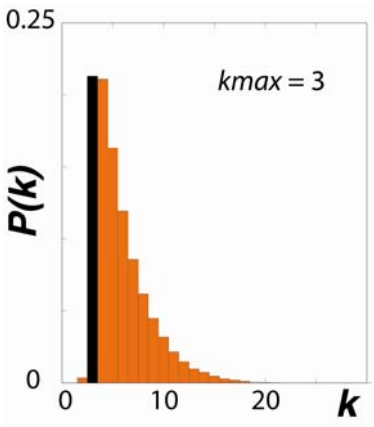


Figure VII-4. Histogramme des k obtenus lors des itérations successives (Ech SA5)

Le troisième modèle représenté ici est le modèle ayant eu le meilleur Log Posterior calculé (Fig. VII-2). Il présente également trois composantes dont les âges sont similaires, en considérant leur barre d'erreur, au modèle moyen pour k_{max} = 3 (Fig. VII-2 et VII-3), à savoir 563 ± 95 Ma, 1019 ± 166 Ma et 2014 ± 117 Ma (Fig. VII-2). Cependant, les écart-types obtenus sur ces composantes pour les deux modèles sont très grands (100 à 200 Ma), impliquant une forte dispersion des âges observés attribuées à chaque composante.

1.3. Approche 3 : Apport de la typologie

Toutes les données de l'échantillon SA5 sont reportées dans un diagramme concordia (Fig. VII-5a) sur lequel un groupe à environ 2000 Ma est déjà observable. Les âges compris entre 300 Ma et 1000 Ma sont représentés sur un diagramme de Tera-Wasserburg (Fig. VII-5b) sur lequel deux groupes se distinguent : un premier en vert autour de 400 Ma et un deuxième en bleu qui s'étend entre 500 et 750 Ma environ. Enfin, entre 750 Ma et 2000 Ma (Fig. VII-5c), plusieurs analyses sont dispersées, voire regroupées par deux (vers 1200 Ma ou encore vers 1700-1800 Ma) mais ne permettent pas d'identifier clairement une population.

Les âges à environ 2000 Ma ont permis de calculer un âge concordia à 2023 ± 14 Ma avec un MSWD de 0.105 et une probabilité de concordance de 0.75 (Fig. VII-5d). Les zircons qui ont livré ces âges sont tous des zircons arrondis sur lesquels il n'est pas possible d'identifier la typologie originelle. Cet âge correspond bien à une des populations identifiées à partir des PDD et des modèles obtenus avec BayesMix.

Parmi les zircons dont les âges sont dispersés entre 500 et 750 Ma, quelques-uns présentent des faces bien préservées (Fig. VII-5e). Pour ces zircons, les faces pyramidales [101] sont bien développées tandis que les faces pyramidales [211] sont la plupart du temps absentes ou peu développées ; les faces prismatiques [110] sont mieux développées que les faces prismatiques [100], qui sont cependant toujours présentes. Ces zircons se placent donc dans un groupe typologique autour de S10 (Fig. VII-5e). Les autres zircons, pour lesquels il n'a pas été possible d'appliquer la méthode de classification typologique, présentent des formes allongées (comme celles représentées sur la figure VII-5e) ou complètement arrondies. Cependant, pour les zircons qui se placent dans le même groupe typologique, les analyses sont dispersées et ne permettent pas de calculer un âge concordant. Cela peut s'expliquer i) par la présence de cœurs hérités (mais non observés en cathodoluminescence) qui donnent des âges plus vieux ; ii) par une perte en plomb sur des zircons appartenant à une même population ou iii) par un mélange de plusieurs populations de zircons ayant cristallisé dans le même contexte et donc dans des groupes typologiques similaires. Pour le groupe de zircons compris entre 500 et 750 Ma, il n'est donc pas possible de distinguer la présence d'une ou de plusieurs populations à partir de critères typologiques.

Par contre, les zircons plus jeunes, dont les analyses se situent autour de 400 Ma, présentent des faces préservées avec des faces pyramidales [211] mieux développées que les faces pyramidales [101]. Cependant, dans ce cas, il est difficile de déterminer quelles sont les faces prismatiques les mieux développées (Fig. VII-6). Ces zircons se placeraient alors dans un groupe typologique assez large mais très différent de celui obtenu pour les analyses entre 500 et 700 Ma (Fig. VII-5e). En cathodoluminescence, ces zircons sont tous peu luminescent, dans les teintes bleues avec des zonations magmatiques discrètes et pourraient correspondre à une même population. Parmi les analyses sur ces zircons, certaines ne se placent pas sur la courbe de Tera-Wasserburg, ce qui pourrait s'expliquer par la présence de plomb commun (hg29) et/ou une perte en Pb (hg16, hg23, hg 11) (Fig. VII-6a). Une analyse réalisée au cœur du zircon a donné un âge plus vieux (hg25) et pourrait s'expliquer par la présence d'un cœur hérité. Enfin sur les autres analyses, un âge concordia (Ludwig, 1998) à 403 ± 4 Ma avec un MSWD de 3.3 a pu être calculé (Fig. VII-6b).

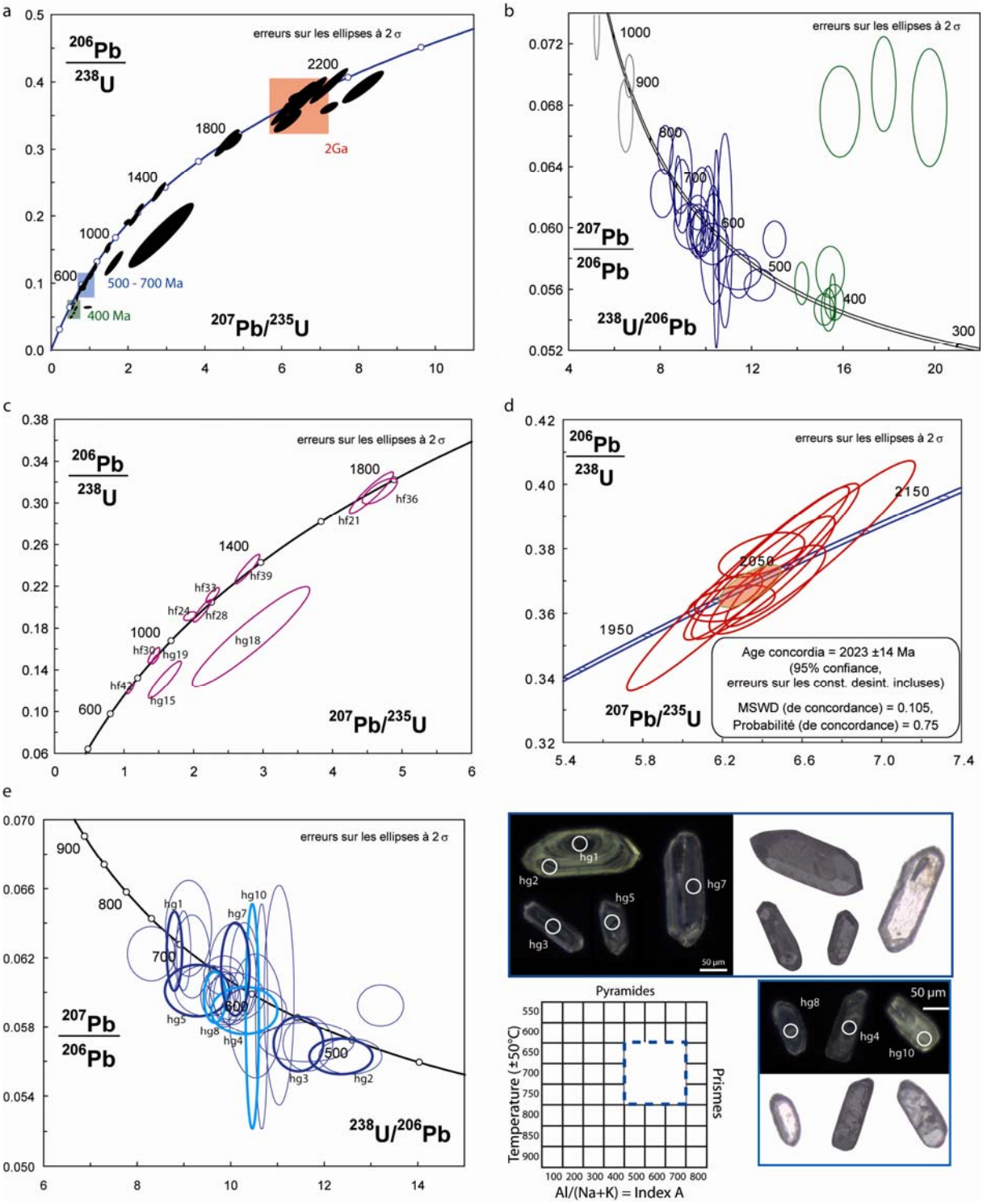


Figure VII- 5. a) Diagramme Concordia des analyses de SA5 ; b) Diagramme Tera-Wasserburg des analyses entre 300 Ma et 1 Ga ; c) Diagramme concordia des analyses entre 750 Ma et 2 Ga ; d) Age concordia obtenu avec les analyses à environ 2 Ga ; e) Diagramme de Tera-Wasserburg des analyses comprises entre 500 et 750 Ma avec en gras les analyses dont les zircons sont figurés à gauche : en bleu foncé, zircons présentant des faces identifiables, et reportés dans la classification de Pupin, et en bleu clair, zircons dont les faces ne sont pas déterminables figurés à gauche.

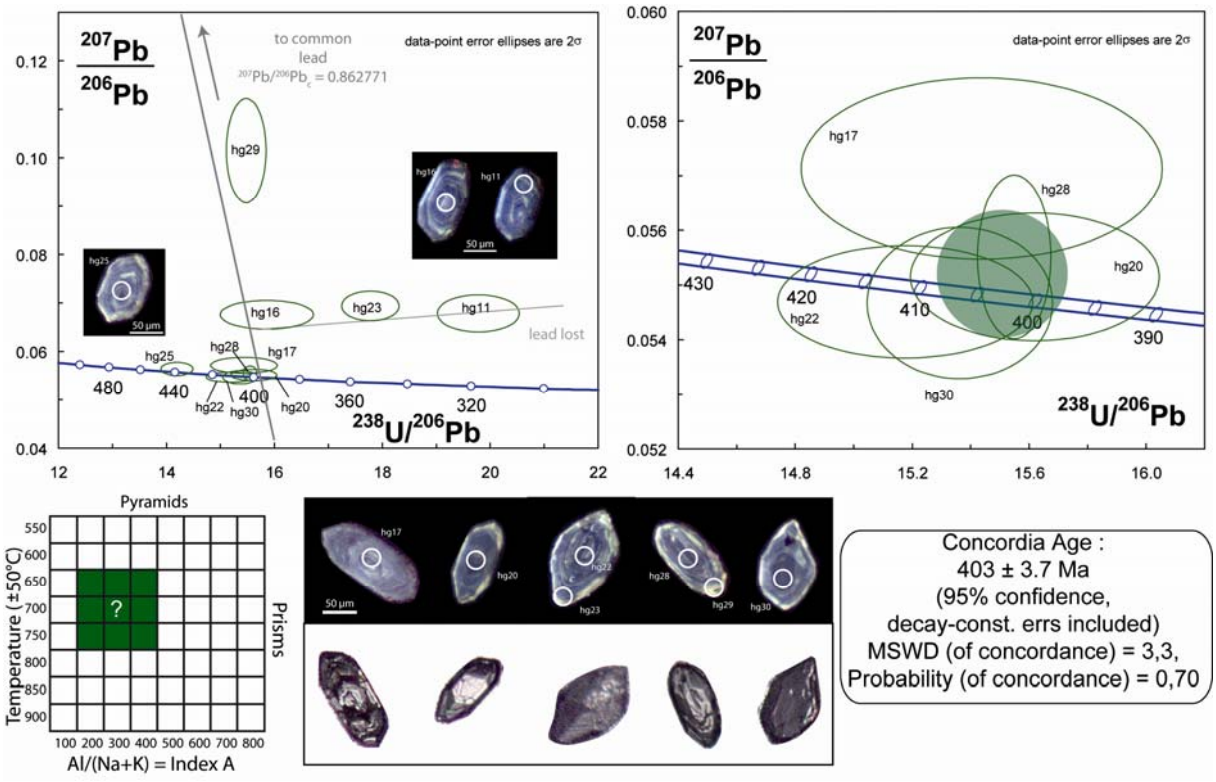


Figure VII-6. Analyses sur les zircons jeunes de SA5 avec : a) Diagramme Tera-Wasserburg dans lequel comportant toutes les analyses ayant donné un âge inférieur à 500 Ma ; b) Diagramme Tera-Wasserburg avec les analyses ayant livré un âge concordant à 403 ± 3.7 Ma ; c) Images en CL et au microscope des zircons et leur position dans la classification typologique.

1.4. Discussion : composantes de l'échantillon SA5

Deux populations sont largement représentées par les analyses faites sur l'échantillon SA5 : une première population autour de 500 - 600 Ma et une deuxième population autour de 2010 - 2030 Ma. Les âges obtenus pour la population à 2010 - 2030 Ma varient peu en fonction des modèles (2018 ± 7.91 Ma pour le modèle maximum likelihood ; 2014 ± 117 Ma pour le modèle maximum a posteriori, 2023 ± 14 Ma pour l'âge concordia). Par contre, les âges de la population à 500 - 600 Ma varient en fonction du fait qu'une population plus jeune est identifiée ou non : pour les modèles de PDD et de maximum likelihood, pour lesquels plusieurs populations plus jeunes sont identifiées, cette population est plutôt datée autour de 600 Ma ; pour les modèles moyen ou maximum a posteriori, cette population est plus jeune (581 ± 122 Ma pour le modèle moyen à 3 composante ; 563 ± 95 Ma pour le modèle maximum a posteriori). Cependant, l'erreur calculée pour ces populations est très grande et ces âges sont similaires dans l'erreur.

La population plus jeune est identifiée avec les méthodes de PDD autour de 400-450 Ma. Dans les modèles obtenus avec BayesMix, sauf pour le modèle maximum likelihood, cette population n'apparait plus, et les âges observés sont intégrés dans un groupe plus vieux (par exemple : 563 ± 95 Ma pour le modèle maximum a posteriori). Avec l'approche de maximum likelihood, cette population est présente mais parmi les populations identifiées certaines n'ont probablement aucune signification, posant la question de la signification réelle de cette population. Cependant, les zircons qui se rangent dans ce groupe ont une typologie différente de celle observée sur les zircons datés à environ 500 - 600 Ma. Il semble donc que ces zircons doivent être pris en compte comme appartenant à une population distincte d'âge 403 ± 4 Ma (âge concordia). Par contre, pour les analyses autour de 500 - 600 Ma, il n'a pas été possible de proposer un âge concordia. En effet, les zircons dont les faces sont identifiables se placent dans le même groupe typologique alors que les âges obtenus sont très dispersés. Il n'est donc pas possible de conclure sur la présence d'une ou de plusieurs populations entre 500 et 600 Ma.

Une autre population est également identifiée par les différents modèles mais son âge est assez mal défini à environ 1000 Ma (1020 ± 166 Ma, modèle a posteriori ; 1080 ± 200 Ma, modèle moyen). Cette population correspond à des analyses très dispersées et représentées par peu d'analyses. Bien qu'elle puisse correspondre à une population vraie, il est également possible que les âges observés proviennent d'un mélange cœur-bordure ou de zircons ayant subi une perte en plomb, mais qui se trouvent concordant du fait de l'erreur sur la mesure. De plus, pour cette population, il n'a pas été possible d'identifier des groupes typologiques, les zircons étant pour la plupart arrondis.

2. Echantillon AN1

54 analyses ont été effectuées sur l'échantillon AN1, parmi lesquelles 53 analyses ont livré des âges dont la concordance est comprise entre 90 et 110% (Tabl. VII-4). La figure VII-7 représente une synthèse des diagrammes de densité obtenus avec Isoplot (Ludwig, 2004), AgeDisplay (Sircombe, 2004) et BayesMix.

2.1. Approche 1 : Isoplot & Age Display

Les diagrammes obtenus à partir d'Isoplot et Age Display permettent de mettre en évidence 12 populations avec 3 pics principaux: le premier est le pic le plus important, et

correspond à un âge de 343 Ma (calculé avec AgeDisplay), le deuxième correspond à un âge de 533 Ma et le troisième se dédouble en 2 pics, un plus jeune à 2008 Ma et un plus vieux et mieux marqué à 2058 Ma. Parmi les autres populations, trois se trouvent entre 500 Ma et 2000 Ma (à 1156 Ma, 1606 Ma, et 1938 Ma), les autres, plus vieilles, sont supérieures à 2200 Ma (Fig. VII-7).

2.2. Approche 2 : BayesMix

Les taux d'acceptance obtenus pour les paramètres proposés pour la distribution de proposition sont présentés dans le tableau VII-5. Les valeurs comprises entre 0.1 et 0.6 sont considérées comme correctes (Rosenthal, 2008). Les spectres de bruit blanc obtenus pour chaque paramètre et pour les log likelihood et les log posterior calculés à chaque itération sont reportés en annexe (Annexe 3). De même les distributions de densité obtenues pour chaque modèle sont représentées en annexe (Annexe 3) et les moyennes (μ, âges) et des écart-types (σ, erreurs) des distributions obtenues pour chaque composante sont synthétisés dans le tableau VII-6 et la figure VII-8.

Par une approche de maximum de vraisemblance, le modèle ayant obtenu le meilleur log likelihood possède également 12 composantes (Fig. VII-7 et VII-8). Deux composantes se distinguent par une proportion (âges observés appartenant à ces deux composantes) supérieure aux autres : une première population à 341 ± 5 Ma (π = 0.35) et une deuxième population à 529 ± 6 Ma (π = 0.206). Ces deux populations sont très proches de celles obtenues avec les PDD.

	Valeur	Acceptance
mu	0.007	0.49
lambda	0.25	0.467
Pi	0.15	0.48
D1	0.75	0.012
D2	0.15	0.06

Iter	1000000
burn-in	10000
thinning	10

Tableau VII-5. Paramètres proposés et taux d'acceptance pour l'échantillon AN1

AN1 (1/2)

Analyses	Concentrations (ppm)			Th/U	Rapports isotopiques						Rho	Ages apparents						Con (%)
	Pb*	Th	U		$^{207}Pb/^{235}U$	± (1σ)	$^{206}Pb/^{238}U$	± (1σ)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	± (1σ)		206/238	± (1σ)	207/235	± (1σ)	207/206	± (1σ)	
hg31	143.0	177.3	274.5	0.6	9.4254	0.1442	0.4401	0.0058	0.1553	0.0012	0.86	2351	26	2380	14	2405	13	98
hg32	23.2	27.3	60.7	0.5	6.1912	0.1172	0.3534	0.0060	0.1271	0.0011	0.90	1951	29	2003	17	2058	15	95
hg33	37.6	43.0	203.1	0.2	3.6351	0.2405	0.2662	0.0175	0.0990	0.0008	0.99	1522	90	1557	54	1606	14	95
hg34	86.0	83.8	155.5	0.5	11.6768	0.1629	0.4698	0.0054	0.1803	0.0014	0.82	2483	24	2579	13	2655	13	93
hg35	42.6	64.2	104.6	0.6	6.1958	0.0739	0.3519	0.0035	0.1277	0.0008	0.83	1944	17	2004	10	2067	12	94
hg36	80.2	156.1	198.5	0.8	5.8052	0.0939	0.3428	0.0048	0.1228	0.0010	0.87	1900	23	1947	14	1998	14	95
hg37	66.2	72.5	140.7	0.5	8.4469	0.1063	0.4150	0.0026	0.1476	0.0016	0.49	2238	12	2280	11	2319	19	97
hg38	42.6	70.8	103.4	0.7	6.1317	0.0626	0.3460	0.0019	0.1285	0.0011	0.54	1915	9	1995	9	2078	15	92
hg39	12.5	99.7	130.1	0.8	0.6908	0.0180	0.0877	0.0021	0.0572	0.0006	0.91	542	12	533	11	497	24	109
hg40	7.5	62.9	80.6	0.8	0.6443	0.0101	0.0824	0.0008	0.0567	0.0007	0.59	510	5	505	6	480	28	106
hg41	10.2	107.5	98.0	1.1	0.6782	0.0164	0.0849	0.0018	0.0579	0.0006	0.90	525	11	526	10	527	23	100
hg42	27.9	355.2	278.5	1.3	0.6936	0.0192	0.0853	0.0022	0.0590	0.0006	0.94	528	13	535	12	567	22	93
hg43	26.3	321.0	218.7	1.5	0.7364	0.0081	0.0915	0.0006	0.0583	0.0005	0.56	565	3	560	5	543	20	104
hg44	40.9	301.9	421.8	0.7	0.7641	0.0144	0.0916	0.0007	0.0605	0.0011	0.39	565	4	576	8	621	38	91
hg45	26.3	330.9	402.0	0.8	0.4154	0.0069	0.0565	0.0008	0.0533	0.0004	0.87	354	5	353	5	342	19	103
hg46	155.7	275.9	362.9	0.8	6.1973	0.0545	0.3643	0.0023	0.1234	0.0008	0.71	2003	11	2004	8	2005	11	100
hg47	60.7	252.0	100.2	2.5	6.5966	0.1222	0.3779	0.0056	0.1266	0.0014	0.80	2066	26	2059	16	2052	20	101
hg48	58.5	69.9	143.0	0.5	6.4253	0.1025	0.3747	0.0052	0.1244	0.0010	0.87	2052	24	2036	14	2020	14	102
hg49	38.4	271.7	356.2	0.8	0.7887	0.0099	0.0963	0.0010	0.0594	0.0004	0.80	593	6	590	6	581	16	102
hg50	66.5	73.0	175.0	0.4	6.0382	0.0536	0.3462	0.0021	0.1265	0.0008	0.70	1916	10	1981	8	2050	11	93
hh1	64.7	118.3	155.5	0.8	6.1163	0.1268	0.3562	0.0061	0.1245	0.0015	0.82	1964	29	1993	18	2022	21	97
hh2	106.9	191.8	266.8	0.7	5.8842	0.1445	0.3455	0.0064	0.1235	0.0020	0.75	1913	31	1959	22	2008	29	95
hh3	116.7	56.6	294.8	0.2	7.2770	0.1643	0.3739	0.0023	0.1412	0.0031	0.27	2048	11	2146	20	2242	38	91
hh4	18.4	202.0	152.6	1.3	0.7760	0.0197	0.0953	0.0022	0.0590	0.0006	0.90	587	13	583	11	568	24	103
hh5	23.8	34.6	113.9	0.3	2.1824	0.0691	0.2020	0.0061	0.0784	0.0007	0.96	1186	33	1175	22	1156	18	103
hh6	90.5	149.4	164.0	0.9	10.4552	0.2423	0.4534	0.0074	0.1672	0.0027	0.71	2410	33	2476	22	2530	28	95
hh7	137.3	22.3	393.3	0.1	6.0970	0.1384	0.3497	0.0074	0.1264	0.0010	0.94	1933	36	1990	20	2049	14	94
hh8	21.8	180.4	215.2	0.8	0.7200	0.0085	0.0898	0.0004	0.0581	0.0006	0.38	555	2	551	5	535	24	104
hh9	15.9	28.3	43.2	0.7	5.2885	0.0682	0.3232	0.0019	0.1187	0.0014	0.46	1805	9	1867	11	1937	21	93
hh10	7.9	68.8	68.2	1.0	0.7759	0.0190	0.0959	0.0017	0.0587	0.0010	0.73	590	10	583	11	555	37	106

Pb* : Concentration en Pb radiogénique corrigé du blank et par rapport au standard
Th : Conentration en thorium corrigé du blank et par rapport au standard
U : Concentration en uranium corrigé du blank et par rapport au standard
Rapports isotopiques corrigés du blank et par rapport au standard pour le fractionnement inter-élémentaire et la discrimination de masse
Ages apparents calculés avec Isoplot (Ludwig, 2004)
Erreurs à 1σ de niveau de confiance
Concordance calculée telle que : C = [207/206] * 100 / [206/238]

AN1 (2/2)

Analyses	Concentrations (ppm)			Th/U	Rapports isotopiques						Rho	Ages apparents						Con (%)
	Pb*	Th	U		$^{207}Pb/^{235}U$	± (1σ)	$^{206}Pb/^{238}U$	± (1σ)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	± (1σ)		206/238	± (1σ)	207/235	± (1σ)	207/206	± (1σ)	
hh11	9.4	77.3	96.0	0.8	0.7123	0.0222	0.0894	0.0026	0.0578	0.0006	0.93	552	15	546	13	522	25	106
hh12	10.6	47.7	111.2	0.4	0.7366	0.0121	0.0918	0.0004	0.0582	0.0009	0.24	566	2	560	7	537	35	106
hh13	12.5	119.6	209.6	0.6	0.4314	0.0081	0.0587	0.0009	0.0533	0.0006	0.83	367	6	364	6	343	24	107
hh14	12.7	102.0	209.9	0.5	0.4288	0.0077	0.0584	0.0009	0.0533	0.0005	0.82	366	5	362	5	340	23	108
hh15	50.6	209.1	391.1	0.5	1.1886	0.0266	0.1252	0.0025	0.0689	0.0007	0.90	760	14	795	12	895	20	85
hh16	22.9	232.5	392.0	0.6	0.4260	0.0080	0.0578	0.0009	0.0535	0.0005	0.87	362	6	360	6	349	21	104
hh17	11.8	92.2	201.8	0.5	0.4417	0.0136	0.0585	0.0012	0.0547	0.0013	0.65	367	7	371	10	401	54	91
hh18	11.7	107.4	188.8	0.6	0.4425	0.0089	0.0602	0.0009	0.0533	0.0007	0.78	377	6	372	6	343	29	110
hh19	31.3	170.5	466.7	0.4	0.5123	0.0076	0.0673	0.0007	0.0552	0.0006	0.66	420	4	420	5	421	25	100
hh20	12.1	135.4	120.0	1.1	0.6754	0.0128	0.0854	0.0013	0.0573	0.0006	0.80	528	8	524	8	505	25	105
hh21	11.3	118.4	171.5	0.7	0.4565	0.0077	0.0618	0.0007	0.0536	0.0007	0.69	387	4	382	5	352	28	110
hh22	15.7	160.6	251.0	0.6	0.4301	0.0069	0.0585	0.0008	0.0533	0.0004	0.86	366	5	363	5	343	19	107
hh23	7.2	43.0	64.3	0.7	0.8771	0.0211	0.1057	0.0020	0.0602	0.0009	0.78	648	12	639	11	610	33	106
hh24	13.2	128.4	223.1	0.6	0.4382	0.0119	0.0591	0.0015	0.0538	0.0006	0.91	370	9	369	8	363	26	102
hh25	21.6	142.8	432.1	0.3	0.3671	0.0069	0.0507	0.0005	0.0525	0.0008	0.56	319	3	318	5	309	36	103
hh26	17.7	136.2	324.4	0.4	0.3807	0.0061	0.0522	0.0007	0.0529	0.0004	0.87	328	4	328	4	323	18	102
hh27	17.8	197.9	273.6	0.7	0.4204	0.0073	0.0568	0.0008	0.0536	0.0006	0.79	356	5	356	5	356	24	100
hh28	4.9	8.1	41.9	0.2	0.9704	0.0212	0.1148	0.0020	0.0613	0.0008	0.79	700	12	689	11	650	29	108
hh29	8.5	78.1	136.7	0.6	0.4121	0.0106	0.0562	0.0007	0.0532	0.0012	0.49	352	4	350	8	338	51	104
hh30	26.9	237.3	400.1	0.6	0.4549	0.0064	0.0614	0.0007	0.0537	0.0004	0.84	384	4	381	4	360	17	107
hh31	8.4	100.0	130.4	0.8	0.4156	0.0088	0.0568	0.0011	0.0531	0.0004	0.92	356	7	353	6	332	19	107
hh32	13.0	93.5	227.1	0.4	0.3998	0.0052	0.0546	0.0004	0.0531	0.0006	0.54	343	2	341	4	334	25	102
hh33	13.8	97.5	234.7	0.4	0.4046	0.0096	0.0552	0.0012	0.0531	0.0006	0.89	347	7	345	7	334	25	104
hh34	9.2	101.1	144.7	0.7	0.4315	0.0091	0.0585	0.0010	0.0535	0.0006	0.85	367	6	364	6	349	25	105
hh35	5.6	33.1	58.4	0.6	0.6878	0.0131	0.0874	0.0010	0.0571	0.0009	0.60	540	6	531	8	494	34	109

Pb* : Concentration en Pb radiogénique corrigé du blank et par rapport au standard
Th : Conentration en thorium corrigé du blank et par rapport au standard
U : Concentration en uranium corrigé du blank et par rapport au standard
Rapports isotopiques corrigés du blank et par rapport au standard pour le fractionnement inter-élémentaire et la discrimination de masse
Ages apparents calculés avec Isoplot (Ludwig, 2004)
Erreurs à 1σ de niveau de confiance
Concordance calculée telle que : C = [207/206] * 100 / [206/238]

Tableau VII-4. Données analytiques U-Pb de l'échantillon AN1

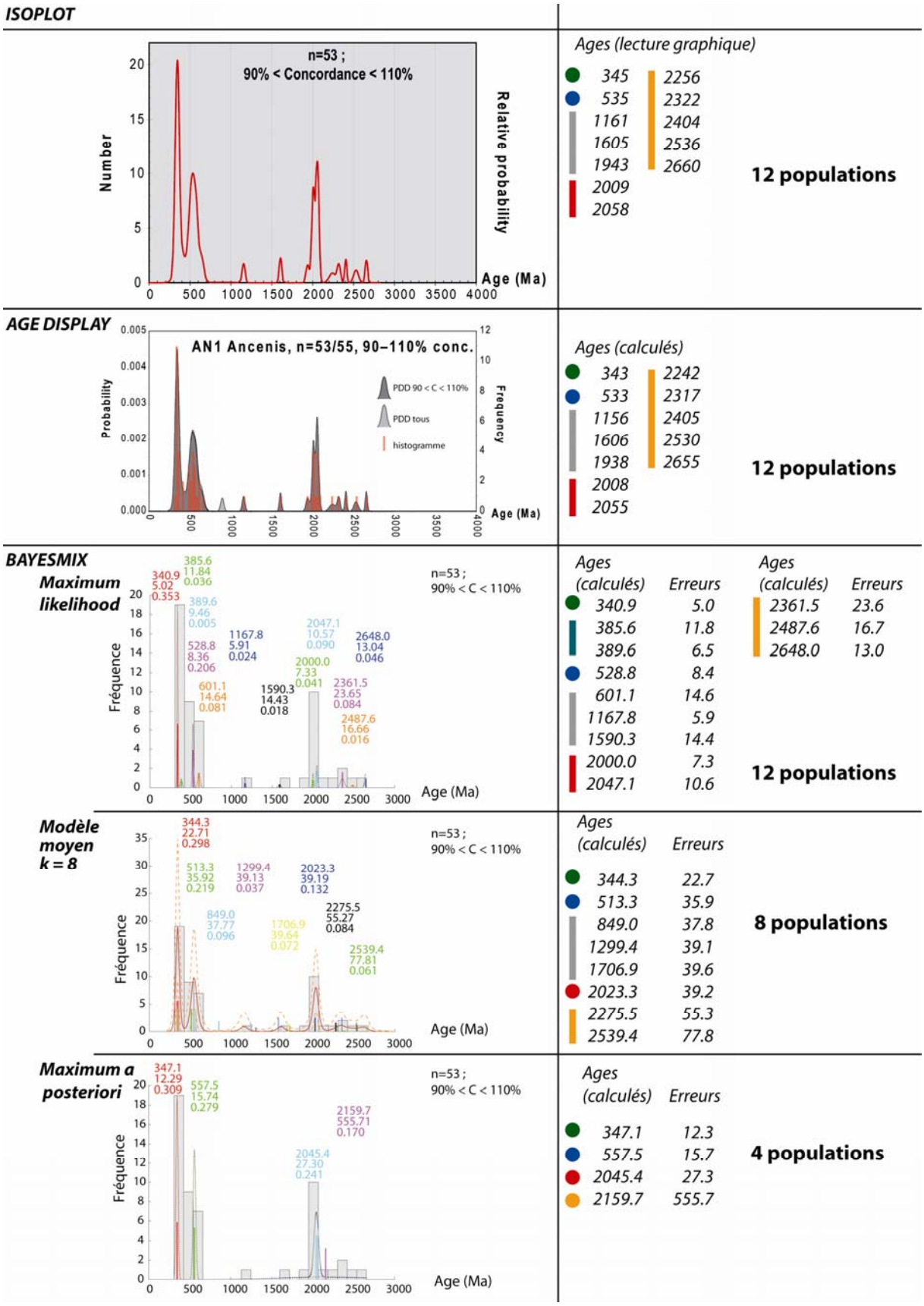


Figure VII-7. Synthèse des distributions de densité et âges des populations de AN1 obtenues avec Isoplot, AgeDisplay et BayesMix (modèles et légende de BayesMix reproduits en annexe 3).

MAP (4C)		moy k=4		MLL (12C)		moy k=7		moy kmax=8		moy k=9	
Age	Erreur	Age	Erreur	Age	Erreur	Age	Erreur	Age	Erreur	Age	Erreur
347.1	12.3	346.7	21.5	340.9	5.0	345.5	23.0	344.3	22.7	342.9	22.3
557.5	15.7	547.4	36.5	385.6	11.8	527.5	37.3	513.3	35.9	497.2	33.9
2045.4	27.3	1987.1	180.5	389.6	9.5	981.8	40.8	849.0	37.8	741.9	36.1
2159.7	555.7	2123.1	274.2	528.8	8.4	1456.4	43.8	1299.4	39.1	1143.3	36.9
				601.1	14.6	1881.5	41.8	1706.9	39.6	1539.2	37.4
				1167.8	5.9	2191.9	56.4	2023.3	39.2	1871.8	36.2
				1590.3	14.4	2491.5	101.4	2275.5	55.3	2112.8	38.5
				2000.0	7.3			2539.4	77.8	2331.8	52.5
				2047.1	10.6					2566.6	64.6
				2361.5	23.7						
				2487.6	16.7						
				2648.0	13.0						

Tableau VII-6 : Synthèse des moyennes (μ, âges) et des écart-types (σ, erreurs) des distributions obtenues pour différents modèles avec BayesMix (Ech AN1). MAP : Maximum a posteriori ; MLL : Maximum Likelihood ; moy k=4 : moyenne des modèles à 4 composantes.

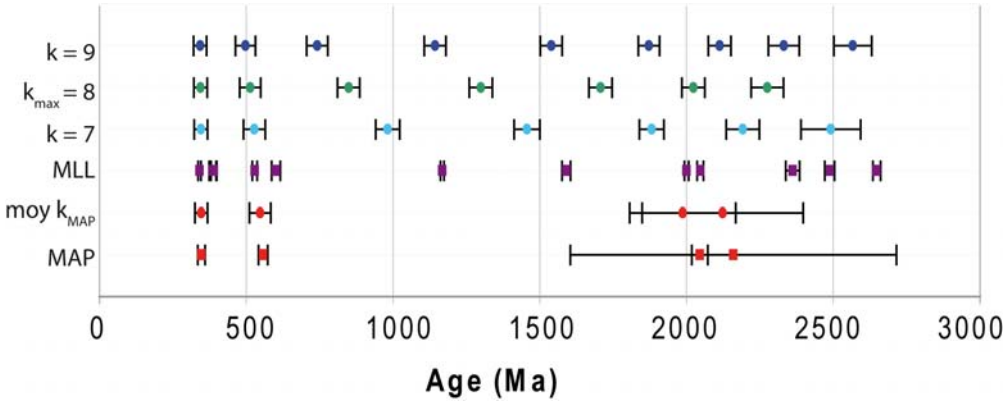


Figure VII-8. Synthèse des modèles obtenus avec BayesMix pour l'échantillon AN1.

La troisième composante majeure à 2047 ± 11 Ma (π = 0.13) est également représentée. D'autres composantes sont également similaires à celles obtenues avec les PDD : les populations à 1168 ± 6 Ma, 1590 ± 14 Ma, 2000 ± 7 Ma et 2648 ± 13 Ma sont retrouvées. Par contre de nouvelles populations sont proposées : deux populations assez proches à 385 ± 12 Ma et 389 ± 6 Ma, et une population à 601 ± 14 Ma, tandis que d'autres disparaissent (par exemple celle à 1938 Ma). Pour les populations d'âge supérieur à 2000 Ma, trois populations sont identifiées, au lieu de 5 dans le modèle obtenu avec les PDD. La méthode de maximum de vraisemblance propose donc le même nombre de composantes que la méthode de PDD et les composantes majeures sont les mêmes mais certaines composantes de plus faible proportion sont différentes, posant la question de la représentativité de ces composantes.

L'histogramme de k pour l'échantillon AN1 (Fig. VII-9) permet de déterminer le nombre de composantes optimum: soit k_{max} = 8. Ainsi, le modèle moyen obtenu pour k_{max} = 8 (Fig. VII-7 et VII-8), trois composantes majeures sont également représentées : une principale (π = 0.30) à 344 ± 23 Ma, une deuxième (π = 0.22) à 513 ± 36 Ma et une troisième moins représentée (π = 0.13) à 2023 ± 39 Ma. Les autres composantes sont différentes de celles proposées dans les précédents modèles (Fig. VII-7 et VII-8). Les modèles moyens à k = 7 et k = 9 composantes ont également été représentés (Fig. VII-8, Annexe 3). Sur ces modèles, les deux premières composantes ne changent pas. Par contre, les autres composantes varient en fonction des modèles et semblent se répartir à intervalle régulier. Ainsi, la troisième composante majeure identifiée dans les modèles précédents, à savoir celle à environ 2050 Ma, n'est pas identifiée dans les modèles moyens à k = 7 et k = 9 composantes et les âges observés sont répartis entre deux composantes qui encadrent cette population.

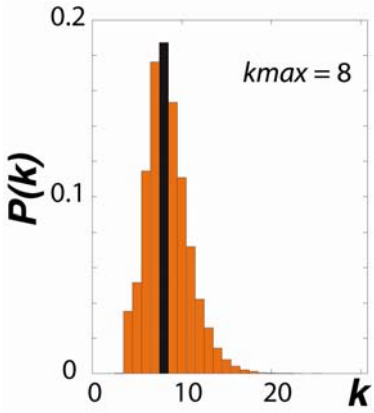


Figure VII-9. Histogramme des k obtenus lors des itérations successives (Ech AN1).

Le modèle ayant obtenu le meilleur log posterior présente 4 composantes dont une composante majeure à 347 ± 12 Ma (π = 0.31), une deuxième composante à 513 ± 16 Ma (π = 0.28), une troisième composante à 2045 ± 27 Ma (π = 0.24). La quatrième composante obtenue à 2159 ± 556 Ma (π = 0.17) présente un écart-type important et contient toutes les valeurs dispersées autour des composantes majeures identifiées. Cette composante correspondrait au « bruit » autour des composantes majeures. Les résultats obtenus pour la moyenne des modèles à k_{LP} = 4 sont assez similaires pour les deux premières composantes qui sont respectivement : 347 ± 21 Ma (π = 0.34), et 547 ± 36 Ma (π = 0.30). Par contre, les deux dernières composantes présentent chacune des écart-types importants et la population à environ 2050 Ma n'est pas observée et semble se partager entre deux populations à 1987 ±

181 Ma (π = 0.18) et 2123 ± 274 Ma (π = 0.18) qui représentent tous les âges observés supérieurs à 600 Ma.

A partir du logiciel BayesMix, trois composantes majeures sont identifiées : 347 ± 12 Ma (π = 0.31), 513 ± 16 Ma (π = 0.28), et 2045 ± 27 Ma (π = 0.24). La représentativité d'autres composantes reste discutable.

2.3. Approche 3 : Apports de la typologie

Toutes les données de l'échantillon AN1 sont reportées dans un diagramme concordia (Fig. VII-10a) sur lequel un groupe à environ 2000 Ma est déjà observable. Les âges compris entre 300 Ma et 1000 Ma sont représentés sur un diagramme de Tera-Wasserburg (Fig. VII-10b) sur lequel deux groupes se distinguent : un premier (en vert) entre 300 et 400 Ma et un deuxième (en bleu) qui s'étend entre 500 et 600 Ma environ. Enfin, entre 600 Ma et 2600 Ma (Fig. VII-10c), plusieurs analyses sont dispersées. La plupart de ces analyses ont été faites sur des zircons arrondis, à l'exception des zircons ayant donné des âges plus jeunes (entre 1000 Ma et 600 Ma : hh15, hh28 et hh23).

Les âges à environ 2 Ga n'ont pas permis de calculer un âge concordia mais s'alignent sur une discordia dont l'intercept haut est à 2038 ± 19 (Fig. VII-10d) et un intercept bas forcé à l'origine. Les zircons qui ont livré ces âges sont pour la plupart des zircons arrondis ou dont les faces sont émoussées, sur lesquels il n'est pas possible d'identifier la typologie originelle. Cet âge correspond bien à une des populations identifiée à partir des PDD et des modèles obtenus avec BayesMix. De plus, on note que certaines analyses semblent s'aligner sur la discordia avec des rapports $^{206}Pb/^{238}U$ et $^{207}Pb/^{235}U$ plus faibles, suggérant une perte en Pb. Ces analyses pourraient correspondre aux populations légèrement plus jeunes que le pic principal enregistré dans les modèles obtenus par des approches de PDD (par exemple 1938 Ma et 2008 Ma avec Age Display) et de Maximum likelihood (2000 Ma).

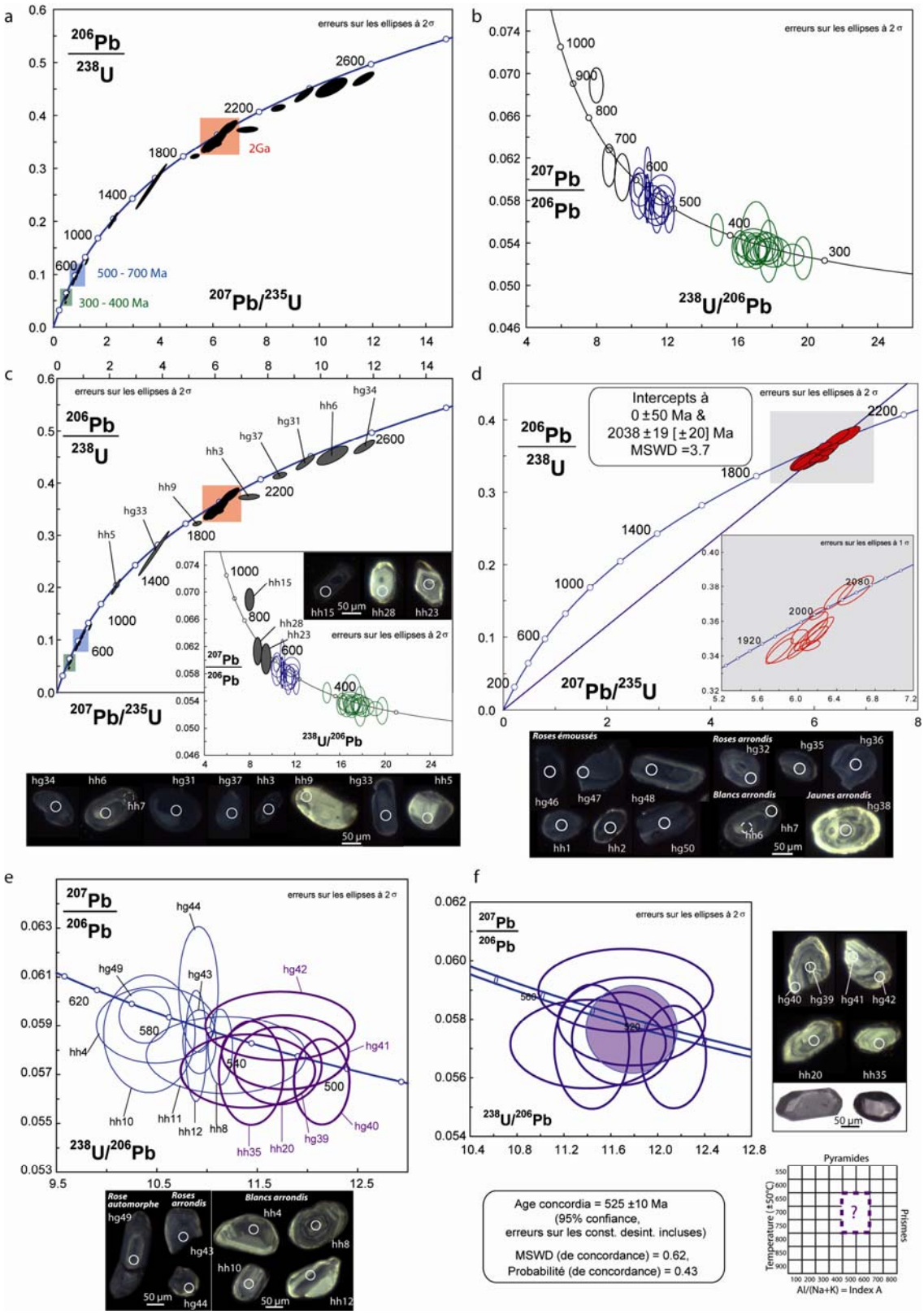


Figure VII-10. a) Diagramme Concordia des analyses de AN1 ; b) Diagramme Tera-Wasserburg des analyses entre 300 Ma et 1 Ga ; c) Diagramme concordia et Tera-Wasserburg des analyses isolées et images en CL des zircons analysés; d) Discordia obtenue avec les analyses à environ 2 Ga et images en CL des zircons analysés; e) Diagramme de Tera-Wasserburg des analyses comprises entre 500 et 600 Ma avec en gras les analyses utilisées pour calculer un âge condordia (en f) et images en CL des autres zircons ; f) Age concordia, images en CL et au microscope des zircons analysés et leur position dans la classification typologique.

Parmi les zircons dont les âges sont dispersés entre 500 et 600 Ma, quelques-uns présentent des faces bien préservées (Fig. VII-10f). Les faces pyramidales [101] sont bien développées tandis que les faces pyramidales [211] sont peu développées voire absentes ; les faces prismatiques [110] sont mieux développées que les faces prismatiques [100], qui sont cependant toujours présentes. Ces zircons se placent donc dans un groupe typologique autour de S9-S10 (Fig. VII-10e). Pour les autres zircons, qui ont des formes plus arrondies et des bordures émoussées, il n'a pas été possible d'appliquer la méthode de classification typologique. Les analyses des zircons qui se placent dans le même groupe typologique, sont regroupées et permettent de calculer un âge concordant à 525 ± 10 Ma avec un MSWD de 0.62. Seul un zircon appartenant à ce groupe typologique (hg49, Fig. VII-10 e) a donné un âge plus vieux. Or l'analyse ayant été faite au cœur du zircon, la présence d'un cœur hérité pourrait expliquer cette différence d'âge.

Les zircons dont les analyses ont donné des âges compris entre 300 et 400 Ma présentent presque tous des faces préservées (Fig. VII-11). Les analyses sont regroupées et il n'est apparemment pas possible de distinguer plusieurs groupes (Fig. VII-11a). Cependant au moins deux familles typologiques peuvent être identifiées. Une famille de zircons présente des faces pyramidales [211] bien développées et des faces pyramidales [101] moins développées ; les faces prismatiques [110] sont mieux développées que les faces prismatiques [100] Ces zircons se placent donc dans un groupe typologique autour de S17-S18 (Fig. VII-11b). Les analyses de ces zircons permettent de calculer un âge concordant à 348 ± 5 Ma avec un MSWD de 1.13.

Les autres zircons ont des formes plus allongées mais pour certains d'entre eux, les faces sont mal préservées et il est plus difficile d'appliquer la méthode de classification typologique. La plupart ont des faces pyramidales [211] très développées et des faces prismatiques [110] qui semblent prépondérantes; cependant, ces critères ne sont pas retrouvés pour tous les zircons (Fig. VII-11c).

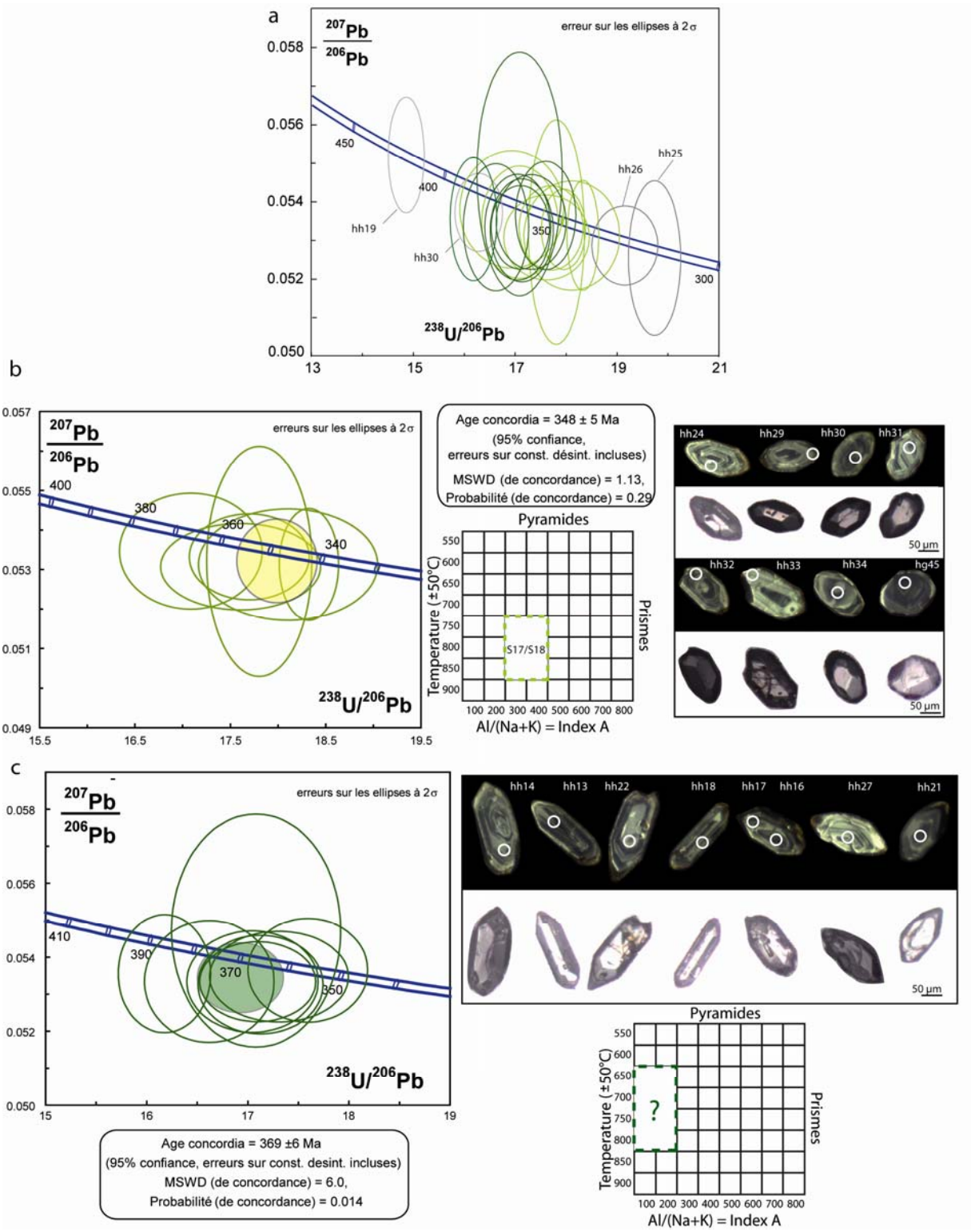


Figure VII-11. a) Diagramme Tera-Wasserburg des analyses entre 300 Ma et 400 Ma avec en vert clair, les analyses utilisées pour calculer l'âge concordia de la figure VII-11 b, en vert fonce, les utilisées pour calculer l'âge concordia de la figure VII-11 c et en gris les analyses non utilisées (discutées dans le texte) ; b) Diagramme Tera-Wasserburg et âge calculé sur les analyses d'un groupe typologique de zircons, leurs images en CL et au microscope et leur position dans la classification typologique; c) Diagramme Tera-Wasserburg et âge calculé sur les analyses des autres zircons, leurs images en CL et au microscope et leur position éventuelle dans la classification typologique.

Les analyses de ces zircons sont regroupées et permettent de calculer un âge concordia à 369 ± 6 Ma avec un MSWD de 6.0. Cependant ces zircons ne proviennent pas nécessairement tous de la même source.

Il faut noter que deux analyses, faites sur le même zircon (h25 et h26) ont donné un âge plus jeune que les autres analyses (environ 330 - 320 Ma) (Fig. VII-11a). Ce zircon est le plus jeune analysé dans cet échantillon et ces résultats pourraient avoir de fortes implications sur l'âge de la sédimentation dans le bassin d'Ancenis. Cependant, il faut garder à l'esprit que ces résultats ont été obtenus sur un seul zircon et que ce zircon aurait pu subir une perte en plomb.

2.4. Discussion : composantes de l'echantillon AN1

Trois populations sont bien définies par les analyses faites sur l'échantillon AN1 : une première population autour de 340 - 350 Ma, une deuxième population autour de 500-600 Ma et enfin une troisième population autour de 2050 Ma. Ces trois populations sont bien représentées par le modèle de maximum a posteriori obtenu avec BayesMix. Cependant, bien que la première et la troisième population déterminées avec les différents modèles soient similaires, l'âge de la deuxième population varie entre 513 ± 36 Ma (pour la méthode de moyenne des modèles) à 557 ± 16 Ma (pour le modèle maximum a posteriori). Ces deux résultats sont similaires en considérant l'erreur sur chaque âge, mais ne permettent pas de donner un âge précis à cette population. La détermination de la typologie des zircons a permis d'identifier une population à 525 ± 16 Ma, soit un âge intermédiaire entre les deux âges proposés par les modèles de BayesMix, assez similaire à celui proposé par le modèle de maximum likelihood. Or, les analyses regroupées dans ce groupe typologique sont parmi les plus jeunes dans le groupe des analyses à 500-600 Ma, les autres zircons ayant des morphologies arrondies et pas de faces déterminables. Il est possible d'envisager ici deux populations distinctes, comme proposé dans le modèle de maximum likelihood : une première à 529 ± 8 Ma (identique à l'âge concordia à 525 ± 16 Ma) et une deuxième population, plus vieille autour de 601 ± 14 Ma qui aurait fourni les zircons arrondis.

De même, deux populations peuvent être suspectées parmi les âges jeunes (entre 300 et 400 Ma) sur la base de critères typologiques. En effet, la première population est bien représentée par des zircons appartenant au même groupe typologique et dont l'âge concordia 348 ± 5 Ma est similaire aux âges obtenus par les autres méthodes (par exemple 347 ± 12 Ma par la méthode de Maximum a posteriori). Par contre, un deuxième groupe d'analyses a

permis de calculer un âge concordia à 369 ± 6 Ma qui n'est pas représenté ni dans les PDD, ni dans les modèles de BayesMix. Cependant, les critères impliquant que ces zircons appartiennent bien au même groupe typologique sont moins évidents et le groupe typologique obtenu pour cette population est assez proche de celui obtenu pour la population à 348 ± 5 Ma.

Les autres populations identifiées reposent en général sur une mesure unique qui n'est pas nécessairement représentative d'une population. De plus, pour ces analyses, il n'a pas été possible d'identifier des groupes typologiques, les zircons étant pour la plupart arrondis.

3. Echantillon AN2

80 analyses ont été effectuées sur l'échantillon AN2, parmi lesquelles 70 analyses ont livré des âges dont la concordance est comprise entre 90 et 110% (Tabl. VII-7). La figure VII-12 représente une synthèse des diagrammes de densité obtenus avec Isoplot (Ludwig, 2004), AgeDisplay (Sircombe, 2004) et BayesMix.

3.1. Approche 1 : Isoplot & Age Display

Les diagrammes obtenus à partir d'Isoplot et Age Display mettent en évidence respectivement 22 populations et 25 populations. Dans les deux cas, 2, voire 3 pics principaux sont identifiés. Le premier est le pic le plus important, et correspond à un âge de 569 Ma (calculé avec AgeDisplay), avec des pics secondaires de chaque côté à 469 Ma et 683 Ma. Le deuxième se dédouble en 2 pics, un plus jeune à 2007 Ma et un plus vieux à 2058 Ma.

Enfin, un troisième pic, moins important apparait à 2970 Ma. Cependant, ce pic correspond en fait à une seule analyse pour laquelle l'erreur calculée est très faible (hl46, Tabl. VII-8). Parmi les autres populations moins représentées: la majorité se trouve entre 600 Ma et 2000 Ma, les autres sont plus vieilles et supérieures à 2100 Ma (Fig. VII-12).

AN2 (1/3)

Analyses	Concentrations (ppm)			Th/U	Rapports isotopiques						Rho	Ages apparents						Con (%)
	Pb*	Th	U		$^{207}Pb/^{235}U$	± (1σ)	$^{206}Pb/^{238}U$	± (1σ)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	± (1σ)		206/238	± (1σ)	207/235	± (1σ)	207/206	± (1σ)	
hh36	27.2	49.5	43.6	1.1	11.5792	0.3589	0.4988	0.0090	0.1684	0.0043	0.58	2609	39	2571	29	2541	43	103
hh37	9.5	51.7	80.6	0.6	1.6286	0.1169	0.0907	0.0008	0.1303	0.0093	0.12	559	4	981	46	2102	131	27
hh38	26.6	58.7	67.0	0.9	5.2519	0.2151	0.3503	0.0044	0.1087	0.0042	0.30	1936	21	1861	36	1779	73	109
hh39	21.4	69.9	100.5	0.7	2.0427	0.0621	0.1925	0.0044	0.0770	0.0016	0.75	1135	24	1130	21	1120	41	101
hh40	16.3	94.5	126.4	0.7	0.9959	0.0513	0.1171	0.0021	0.0617	0.0030	0.35	714	12	702	26	664	107	107
hk1	28.3	206.1	278.3	0.7	0.7390	0.0221	0.0862	0.0019	0.0622	0.0013	0.72	533	11	562	13	681	45	78
hk2	21.8	205.0	188.2	1.1	0.8109	0.0195	0.0998	0.0019	0.0590	0.0008	0.81	613	11	603	11	565	31	108
hk3	13.5	60.3	132.0	0.5	0.8099	0.0103	0.0994	0.0007	0.0591	0.0006	0.59	611	4	602	6	571	22	107
hk4	42.2	90.7	143.4	0.6	3.4163	0.0661	0.2662	0.0044	0.0931	0.0009	0.86	1521	23	1508	15	1490	19	102
hk5	19.2	62.2	247.4	0.3	0.6114	0.0156	0.0772	0.0012	0.0575	0.0012	0.61	479	7	484	10	510	45	94
hk6	40.8	222.1	529.5	0.4	0.5778	0.0123	0.0746	0.0014	0.0562	0.0005	0.89	464	9	463	8	459	21	101
hk7	46.3	271.8	450.8	0.6	0.7773	0.0143	0.0950	0.0014	0.0594	0.0006	0.82	585	8	584	8	580	23	101
hk8	21.7	240.6	201.2	1.2	0.6810	0.0113	0.0853	0.0011	0.0579	0.0006	0.75	527	6	527	7	527	24	100
hk9	98.9	120.2	393.9	0.3	2.9477	0.0777	0.2385	0.0027	0.0897	0.0021	0.43	1379	14	1394	20	1418	46	97
hk10	31.7	52.7	160.8	0.3	2.0504	0.0324	0.1949	0.0026	0.0763	0.0006	0.85	1148	14	1132	11	1103	17	104
hk11	55.4	101.1	126.3	0.8	6.4501	0.1275	0.3754	0.0067	0.1246	0.0011	0.90	2055	31	2039	18	2023	15	102
hk12	185.0	145.5	302.1	0.5	13.3608	0.1229	0.5315	0.0027	0.1823	0.0014	0.55	2748	11	2705	9	2674	13	103
hk13	105.3	90.6	182.7	0.5	12.5243	0.2278	0.5115	0.0081	0.1776	0.0016	0.87	2663	34	2645	17	2631	15	101
hk14	59.4	180.3	232.3	0.8	2.6054	0.0433	0.2259	0.0032	0.0837	0.0007	0.86	1313	17	1302	12	1285	17	102
hk15	28.7	49.7	63.9	0.8	6.8485	0.1636	0.3811	0.0085	0.1303	0.0011	0.93	2081	40	2092	21	2103	15	99
hk16	218.0	152.4	422.0	0.4	11.8012	0.2328	0.4479	0.0073	0.1911	0.0021	0.83	2386	33	2589	19	2752	18	87
hk17	46.5	63.3	105.2	0.6	6.9185	0.1451	0.3921	0.0075	0.1280	0.0011	0.92	2132	35	2101	19	2070	15	103
hk18	38.3	53.8	92.5	0.6	6.5268	0.1498	0.3743	0.0081	0.1265	0.0009	0.95	2049	38	2050	20	2050	13	100
hk19	228.3	126.1	637.1	0.2	5.8382	0.0891	0.3476	0.0029	0.1218	0.0016	0.55	1923	14	1952	13	1983	23	97
hk20	113.9	16.0	320.4	0.1	6.2127	0.0846	0.3507	0.0024	0.1285	0.0015	0.51	1938	12	2006	12	2078	21	93
hk21	62.9	87.4	142.1	0.6	6.7769	0.1877	0.3996	0.0076	0.1230	0.0025	0.69	2167	35	2083	25	2000	36	108
hk22	66.9	61.1	117.4	0.5	11.6594	0.2615	0.4946	0.0100	0.1710	0.0017	0.90	2590	43	2577	21	2567	16	101
hk23	33.0	268.8	374.3	0.7	0.8519	0.0307	0.0715	0.0012	0.0864	0.0028	0.46	445	7	626	17	1348	63	33
hk24	24.9	122.3	228.5	0.5	0.8546	0.0241	0.1018	0.0026	0.0609	0.0007	0.92	625	15	627	13	634	25	99
hk25	67.6	150.1	155.4	1.0	6.2908	0.1547	0.3682	0.0084	0.1239	0.0012	0.92	2021	40	2017	22	2013	17	100

Pb* : Concentration en Pb radiogénique corrigé du blank et par rapport au standard
Th : Conentration en thorium corrigé du blank et par rapport au standard
U : Concentration en uranium corrigé du blank et par rapport au standard
Rapports isotopiques corrigés du blank et par rapport au standard pour le fractionnement inter-élémentaire et la discrimination de masse
Ages apparents calculés avec Isoplot (Ludwig, 2004)
Erreurs à 1σ de niveau de confiance
Concordance calculée telle que : C = [207/206] * 100 / [206/238]

(AN2 2/3)

Analyses	Concentrations (ppm)			Th/U	Rapports isotopiques						Rho	Ages apparents						Con (%)
	Pb*	Th	U		$^{207}Pb/^{235}U$	± (1σ)	$^{206}Pb/^{238}U$	± (1σ)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	± (1σ)		206/238	± (1σ)	207/235	± (1σ)	207/206	± (1σ)	
hk26	211.2	226.4	327.6	0.7	14.4344	0.2864	0.5360	0.0095	0.1953	0.0018	0.89	2766	40	2779	19	2788	15	99
hk27	176.5	187.6	332.6	0.6	10.5813	0.2924	0.4617	0.0117	0.1662	0.0018	0.92	2447	52	2487	26	2520	18	97
hk28	34.9	5.2	113.3	0.0	4.9323	0.1202	0.3137	0.0070	0.1140	0.0011	0.92	1759	35	1808	21	1865	17	94
hk29	24.3	54.9	53.7	1.0	6.4221	0.2071	0.3670	0.0114	0.1269	0.0011	0.96	2015	54	2035	29	2055	16	98
hk30	27.6	66.6	89.0	0.7	3.5434	0.0805	0.2697	0.0055	0.0953	0.0009	0.90	1539	28	1537	18	1534	19	100
hk31	24.2	209.0	197.2	1.1	0.8250	0.0160	0.1013	0.0017	0.0591	0.0006	0.85	622	10	611	9	570	23	109
hk32	49.8	124.9	230.0	0.5	2.1356	0.0583	0.1949	0.0051	0.0795	0.0006	0.96	1148	28	1160	19	1184	14	97
hk33	20.9	36.2	45.0	0.8	6.8309	0.2756	0.3957	0.0048	0.1252	0.0048	0.30	2149	22	2090	36	2032	70	106
hk34	10.5	61.2	29.2	2.1	3.0787	0.0884	0.2464	0.0066	0.0906	0.0010	0.93	1420	34	1427	22	1438	20	99
hk35	17.8	83.3	163.6	0.5	0.8571	0.0157	0.1047	0.0015	0.0594	0.0007	0.79	642	9	629	9	581	25	111
hk36	15.9	116.9	170.9	0.7	0.6950	0.0147	0.0853	0.0013	0.0591	0.0008	0.75	527	8	536	9	571	31	92
hk37	5.8	16.0	78.6	0.2	0.5993	0.0180	0.0780	0.0019	0.0557	0.0010	0.81	484	11	477	11	442	39	110
hk38	3.6	18.6	31.9	0.6	0.8776	0.0297	0.1064	0.0027	0.0598	0.0013	0.76	652	16	640	16	597	48	109
hk39	15.0	137.1	123.3	1.1	0.8861	0.0342	0.1004	0.0036	0.0640	0.0010	0.92	617	21	644	19	742	32	83
hk40	22.7	49.2	251.9	0.2	0.7589	0.0112	0.0931	0.0011	0.0591	0.0005	0.80	574	7	573	6	571	19	101
hk41	25.7	42.4	61.4	0.7	6.5283	0.1765	0.3757	0.0097	0.1260	0.0010	0.95	2056	45	2050	24	2043	15	101
hk42	20.1	52.7	260.1	0.2	0.6249	0.0091	0.0808	0.0007	0.0561	0.0007	0.58	501	4	493	6	456	27	110
hk43	24.7	133.4	314.0	0.4	0.6066	0.0096	0.0778	0.0009	0.0566	0.0006	0.72	483	5	481	6	474	24	102
hk44	7.8	22.4	108.3	0.2	0.6019	0.0189	0.0774	0.0022	0.0564	0.0008	0.90	481	13	478	12	468	31	103
hk45	55.5	87.8	127.5	0.7	6.9755	0.1466	0.3847	0.0074	0.1315	0.0011	0.92	2098	35	2108	19	2118	15	99
hk46	19.2	252.0	174.3	1.4	0.7166	0.0151	0.0895	0.0014	0.0581	0.0008	0.73	552	8	549	9	534	32	103
hk47	12.8	115.0	114.6	1.0	0.8047	0.0289	0.0982	0.0033	0.0594	0.0008	0.93	604	19	599	16	583	28	104
hk48	22.2	54.8	211.8	0.3	0.9739	0.0122	0.1056	0.0008	0.0669	0.0007	0.63	647	5	690	6	835	21	77
hk49	24.0	97.9	186.8	0.5	1.0835	0.0261	0.1294	0.0028	0.0607	0.0006	0.90	784	16	745	13	630	22	125
hk50	9.4	109.2	77.9	1.4	0.8484	0.0214	0.0996	0.0022	0.0618	0.0007	0.89	612	13	624	12	666	25	92
hl1	13.7	82.3	118.9	0.7	0.8699	0.0276	0.1015	0.0031	0.0621	0.0005	0.96	623	18	635	15	679	19	92
hl2	18.2	58.5	186.5	0.3	0.7860	0.0161	0.0970	0.0019	0.0588	0.0004	0.94	597	11	589	9	559	16	107
hl3	53.5	189.3	513.1	0.4	0.9226	0.0142	0.1065	0.0012	0.0629	0.0006	0.75	652	7	664	8	703	22	93
hl4	16.5	204.7	130.8	1.6	0.7577	0.0110	0.0926	0.0012	0.0593	0.0004	0.86	571	7	573	6	580	16	99
hl5	4.7	32.0	51.1	0.6	0.6850	0.0162	0.0864	0.0018	0.0575	0.0007	0.88	534	11	530	10	510	25	105

Pb* : Concentration en Pb radiogénique corrigé du blank et par rapport au standard
Th : Conentration en thorium corrigé du blank et par rapport au standard
U : Concentration en uranium corrigé du blank et par rapport au standard
Rapports isotopiques corrigés du blank et par rapport au standard pour le fractionnement inter-élémentaire et la discrimination de masse
Ages apparents calculés avec Isoplot (Ludwig, 2004)
Erreurs à 1σ de niveau de confiance
Concordance calculée telle que : C = [207/206] * 100 / [206/238]

(AN2 3/3)

Analyses	Concentrations (ppm)			Th/U	Rapports isotopiques						Rho	Ages apparents						Con (%)
	Pb*	Th	U		$^{207}Pb/^{235}U$	± (1σ)	$^{206}Pb/^{238}U$	± (1σ)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	± (1σ)		206/238	± (1σ)	207/235	± (1σ)	207/206	± (1σ)	
hl6	15.6	130.2	155.9	0.8	0.7291	0.0217	0.0894	0.0023	0.0592	0.0008	0.88	552	14	556	13	574	31	96
hl7	13.3	75.3	116.0	0.6	0.8971	0.0113	0.1036	0.0005	0.0628	0.0007	0.36	636	3	650	6	701	25	91
hl8	28.6	101.4	267.6	0.4	2.0509	0.0999	0.0967	0.0039	0.1538	0.0042	0.83	595	23	1133	34	2388	47	25
hl9	18.0	167.8	170.7	1.0	0.7322	0.0127	0.0889	0.0013	0.0597	0.0005	0.86	549	8	558	7	593	19	93
hl10	20.9	134.7	157.2	0.9	1.0151	0.0127	0.1148	0.0012	0.0642	0.0005	0.80	700	7	711	6	747	16	94
hl36	7.3	58.6	65.4	0.9	0.7696	0.0151	0.0947	0.0017	0.0590	0.0005	0.91	583	10	580	9	566	18	103
hl37	19.5	167.7	184.1	0.9	0.7175	0.0121	0.0889	0.0014	0.0585	0.0004	0.93	549	8	549	7	549	14	100
hl38	22.5	164.0	204.9	0.8	0.7851	0.0152	0.0956	0.0016	0.0595	0.0006	0.87	589	9	588	9	587	21	100
hl39	9.9	4.4	22.9	0.2	7.2840	0.1970	0.4156	0.0105	0.1271	0.0012	0.94	2240	48	2147	24	2059	17	109
hl40	32.7	123.9	60.9	2.0	6.0547	0.0748	0.3564	0.0039	0.1232	0.0007	0.89	1965	19	1984	11	2003	10	98
hl41	26.1	207.9	245.2	0.8	1.1902	0.1219	0.0792	0.0016	0.1090	0.0109	0.20	491	10	796	58	1782	195	28
hl42	9.5	32.9	63.7	0.5	1.2940	0.0330	0.1392	0.0033	0.0674	0.0006	0.93	840	19	843	15	851	19	99
hl43	14.4	31.7	82.4	0.4	1.6680	0.0213	0.1694	0.0018	0.0714	0.0005	0.81	1009	10	996	8	969	15	104
hl44	15.7	21.4	31.0	0.7	9.1789	0.1523	0.4400	0.0063	0.1513	0.0012	0.87	2351	28	2356	15	2360	14	100
hl45	5.3	28.6	36.0	0.8	1.2029	0.0231	0.1301	0.0020	0.0671	0.0008	0.80	788	11	802	11	840	24	94
hl46	81.8	132.4	96.4	1.4	19.3226	0.3621	0.6412	0.0119	0.2185	0.0007	0.99	3194	47	3058	18	2970	5	108
hl47	53.1	40.3	119.9	0.3	7.7206	0.1863	0.4260	0.0096	0.1314	0.0011	0.94	2288	44	2199	22	2117	15	108
hl48	63.8	77.8	159.3	0.5	6.5094	0.0868	0.3718	0.0039	0.1270	0.0010	0.79	2038	18	2047	12	2057	14	99
hl49	124.1	248.1	285.0	0.9	6.4493	0.1213	0.3797	0.0068	0.1232	0.0007	0.96	2075	32	2039	17	2003	10	104
hl50	48.2	68.3	111.7	0.6	6.7091	0.1431	0.3933	0.0081	0.1237	0.0007	0.96	2138	37	2074	19	2011	10	106

Pb* : Concentration en Pb radiogénique corrigé du blank et par rapport au standard
Th : Conentration en thorium corrigé du blank et par rapport au standard
U : Concentration en uranium corrigé du blank et par rapport au standard
Rapports isotopiques corrigés du blank et par rapport au standard pour le fractionnement inter-élémentaire et la discrimination de masse
Ages apparents calculés avec Isoplot (Ludwig, 2004)
Erreurs à 1σ de niveau de confiance
Concordance calculée telle que : C = [207/206] * 100 / [206/238]

Tableau VII-7. Données analytiques U-Pb de l'échantillon AN2

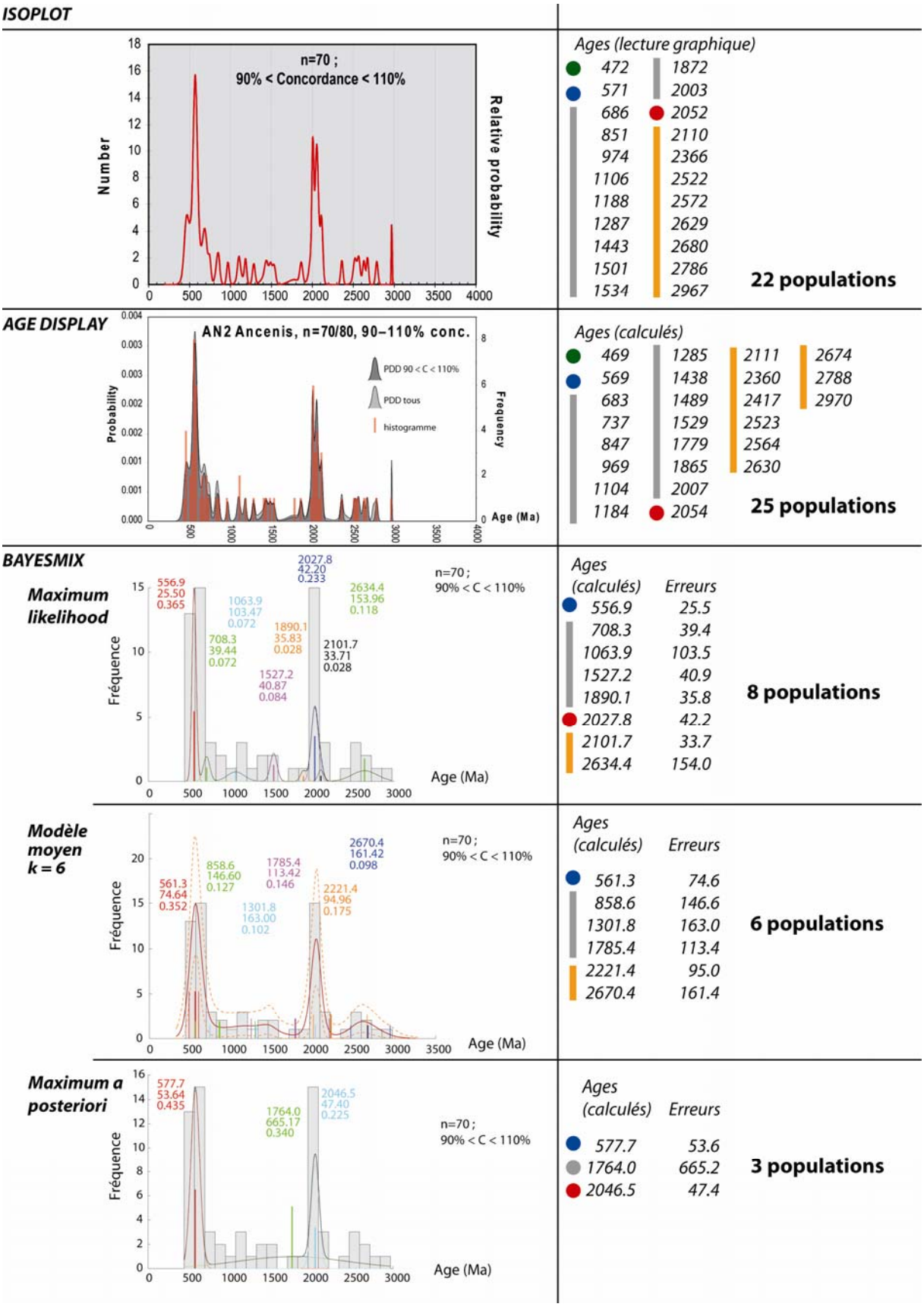


Figure VII-12. Synthèse des distributions de densité et âges des populations de AN2 obtenues avec Isoplot, AgeDisplay et BayesMix (modèles et légendes de BayesMix en annexe 3).

3.2. Approche 2 : BayesMix

Les taux d'acceptance obtenus pour les paramètres proposés pour la distribution de proposition sont présentés dans le tableau VII-8. Les valeurs comprises entre 0.1 et 0.6 sont considérées comme correctes (Rosenthal, 2008). Les spectres de bruit blanc obtenus pour chaque paramètre et pour les log likelihood et les log posterior calculés à chaque itération sont reportés en annexe (Annexe 3). De même les distributions de densité obtenues pour chaque modèle sont représentées en annexe (Annexe 3) et moyennes (μ, âges) et des écart-types (σ, erreurs) des distributions obtenues pour chaque composante sont synthétisés dans le tableau VII-9 et la figure VII-13.

	Valeur	Acceptance
mu	0.0175	0.403
lambda	0.3	0.417
Pi	0.18	0.411
D1	0.1	0.107
D2	0.02	0.408

Iter	1000000
burn-in	10000
thinning	10

Tableau VII-8. Paramètres proposés et taux d'acceptance pour l'échantillon AN2

MAP (3C)		moy k=3		MLL (8C)		moy k=5		moy kmax=6		moy k=7	
Age	Erreur	Age	Erreur	Age	Erreur	Age	Erreur	Age	Erreur	Age	Erreur
577.7	53.6	575.8	70.6	556.9	25.5	566.9	75.6	561.3	74.6	553.3	72.9
1764.0	665.2	1752.0	648.2	708.3	39.4	977.6	189.2	858.6	146.6	780.6	122.6
2046.5	47.4	2048.5	88.6	1063.9	103.5	1548.2	168.2	1301.8	163.0	1140.7	144.4
				1527.2	40.9	2117.1	83.6	1785.4	113.4	1535.3	128.7
				1890.1	35.8	2636.4	170.9	2221.4	95.0	1937.7	93.9
				2027.8	42.2			2670.4	161.4	2307.0	102.2
				2101.7	33.7					2699.7	152.5
				2634.4	154.0						

Tableau VII-9 : Synthèse des moyennes (μ, âges) et des écart-types (σ, erreurs) des distributions obtenues pour différents modèles avec BayesMix (Ech. AN2). MAP : Maximum a posteriori ; MLL : Maximum Likelihood ; moy k=3 : moyenne des modèles à 3 composantes.

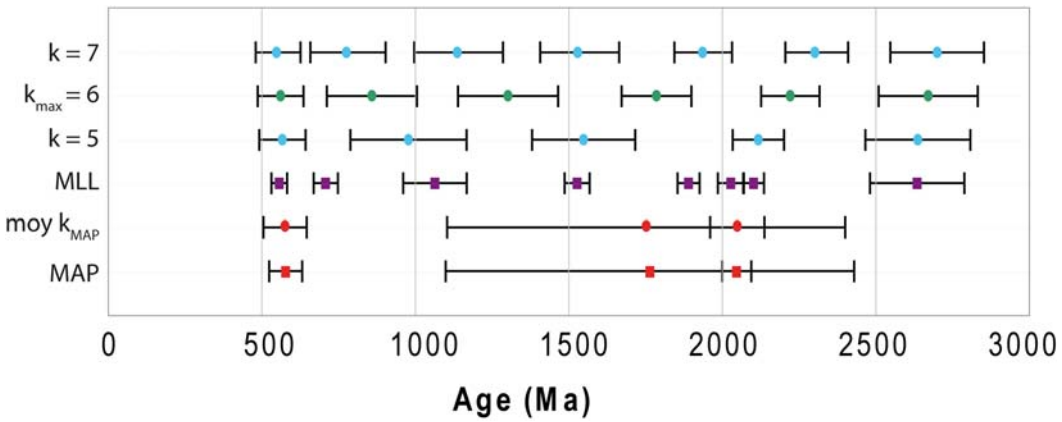


Figure VII-13. Synthèse des modèles obtenus avec BayesMix pour l'échantillon AN2.

Par une approche de maximum de vraisemblance, le modèle ayant obtenu le meilleur log likelihood possède 8 composantes (Fig. VII-12 et VII-13). Deux composantes se distinguent par une proportion (âges observés appartenant à ces deux composantes) supérieure aux autres : une première population à 557 ± 25 Ma (π = 0.36) et une deuxième population à 2028 ± 42 Ma (π = 0.23) (Fig. VII-12). Ces deux populations sont très proches de celles obtenues avec les PDD. Les autres populations correspondent à des populations ayant une faible proportion : 4 sont comprises entre les deux pics majeurs à 557 Ma et 2027 Ma, soit : 708 ± 39 Ma (π = 0.07), 1064 ± 103 Ma (π = 0.7), 1527 ± 41 Ma (π = 0.08) et 1890 ± 36 Ma (π = 0.03) ; les deux dernières sont supérieures à 2100 Ma, soit : 2102 ± 34 Ma (π = 0.03) et 2634 ± 154 Ma (π = 0.12). Pour cet échantillon, l'approche de maximum de vraisemblance permet de simplifier le modèle de populations par rapport au PDD, mais, bien que deux populations soient bien représentées et ressortent clairement, la question de la représentativité des autres populations se pose toujours.

L'histogramme de k pour l'échantillon AN2 (Fig. VII-14) permet de déterminer le nombre de composantes optimum: soit k_{max} = 6. Ainsi, le modèle moyen obtenu pour k_{max} = 6 (Fig. VII-12 et VII-13), une composante majeure est représentée à 561 ± 75 Ma (π = 0.35). La deuxième composante identifiée dans les modèles précédents est décomposée en 2 composantes à 1785 ± 113 Ma (π = 0.15) et 2221 ± 95 Ma. Cependant, sur la distribution de probabilité de la moyenne des modèles à k_{max} = 6 composantes, le pic à 2050 Ma apparait et correspondrait dans ce modèle à la somme de ces deux composantes. Si ce modèle est comparé aux modèles moyens avec un nombre de composante assez proches, (k = 5 et k = 7), on note que la première et la dernière composante (560 Ma environ et 2670 Ma environ) restent à peu près inchangées, tandis que les autres composantes se répartissent avec un

intervalle régulier entre ces composantes (Fig. VII-13, Annexe 3). Il s'agit donc de la même configuration que celle observée pour l'échantillon AN1. Cependant, dans le cas de cet échantillon une population qui semble majeure (2045 Ma environ) n'est pas représentée par le modèle moyen.

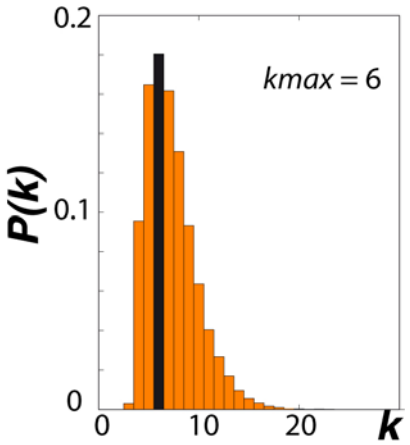


Figure VII-14. Histogramme des k obtenus lors des itérations successives (Ech AN2).

Le modèle ayant obtenu le meilleur log posterior présente 3 composantes. La première composante et la plus importante à 577 ± 54 Ma (π = 0.43), correspond à la composante identifiée dans les modèles précédents. La deuxième composante majeure à 2046 ± 47 Ma (π = 0.22) est à nouveau identifiée dans ce modèle. Enfin, une troisième composante à 1764 ± 665 Ma (π = 0.34) présente un écart-type important et contient toutes les valeurs dispersées autour des deux composantes majeures identifiées (cluster, Annexe 3). Tout comme pour l'échantillon AN1, cette composante correspondrait au « bruit » autour des composantes majeures. Les résultats obtenus pour la moyenne des modèles à k_{LP} = 3 sont assez similaires pour les trois composantes qui sont respectivement : 576 ± 70 Ma (π = 0.42), et 2048 ± 88 Ma (π = 0.23) et 1752 ± 648 Ma (π = 0.35). Il faut noter que la population qui regroupe tous les âges observés qui n'appartiennent pas aux deux composantes majeures identifiée, présente une proportion importante (π = 0.34), supérieure à celle de la population à 2046 ± 47 Ma (π = 0.22).

L'utilisation du logiciel BayesMix, a permis de mettre en évidence deux composantes majeures : 577 ± 54 Ma (π = 0.43) et 2046 ± 47 Ma (π = 0.22). La représentativité d'autres composantes reste discutable.

3.3. Approche 3 : Apports de la typologie

Toutes les données de l'échantillon AN2 sont reportées dans un diagramme concordia (Fig. VII-15a) sur lequel un groupe à environ 2000 Ma est déjà observable. Les âges compris entre 400 et 1000 Ma sont représentés sur un diagramme de Tera-Wasserburg (Fig. VII-15b) sur lequel deux groupes semblent se distinguer : un premier (en bleu clair) entre 450 et 500 Ma et un deuxième (en bleu foncé) qui s'étend entre 500 et 750 Ma environ. Enfin, entre 800 Ma et 3000 Ma (Fig. VII-15 a et VII-15 c), plusieurs analyses sont dispersées. Toutes ces analyses ont été faites sur des zircons complètement arrondis, ou alors très émoussés, sur lesquels il n'est pas possible d'identifier la typologie originelle.

Les âges à environ 2000 Ma s'alignent sur une discordia dont l'intercept haut est à 2045 ± 24 Ma (Fig. VII-15 d) et un intercept bas forcé à l'origine. Quinze analyses ont permis de calculer cet âge. En retirant les analyses qui ne recoupent pas la concordia, il est possible de calculer un âge concordia similaire à 2033 ± 11 Ma (sept analyses, Fig. VII-15 d). Les zircons qui ont livré ces âges sont pour la plupart des zircons arrondis, cependant certains préservent des faces identifiables (Fig. VII-15 d). En effet, les faces prismatiques [100] sont beaucoup plus développées que les faces prismatiques [110] et les faces pyramidales [101] dominent sur les faces [211]. De plus en CL ces zircons ont des teintes de luminescence assez similaires. Ces zircons se placent donc dans un groupe typologique autour de S25. L'âge obtenu correspond bien à une des populations identifiée à partir des PDD et des modèles obtenus avec BayesMix.

Parmi les zircons dont les âges sont dispersés entre 500 et 750 Ma, quelques-uns présentent des faces bien préservées (hl36, hk40, Fig. VII-16a) mais la plupart sont légèrement émoussés (hk46, Fig. VII-16a) à très émoussés (hk35, hk48, hk45, Fig. VII-16a). Il n'a pas été possible d'appliquer la méthode de classification typologique car les zircons préservés étaient trop peu nombreux et semblent appartenir à des groupes typologiques différents (hl36 et hk40 par rapport à hk39 et hk36).

Par contre, les analyses qui semblent se détacher autour de 450-500 Ma ont été faites sur un groupe de zircons dont les faces sont bien préservées (Fig. VII-16b) : les faces pyramidales [101] semblent être à peu près autant développées que les faces pyramidales [211] et les faces prismatiques [110] sont mieux développées que les faces prismatiques [100]. Ces zircons se placent donc dans un groupe typologique autour de S3-S4 (Fig. VII-16b). Les analyses sur ces zircons permettent de calculer un âge concordia à 478 ± 7 Ma avec un MSWD de 0,82.

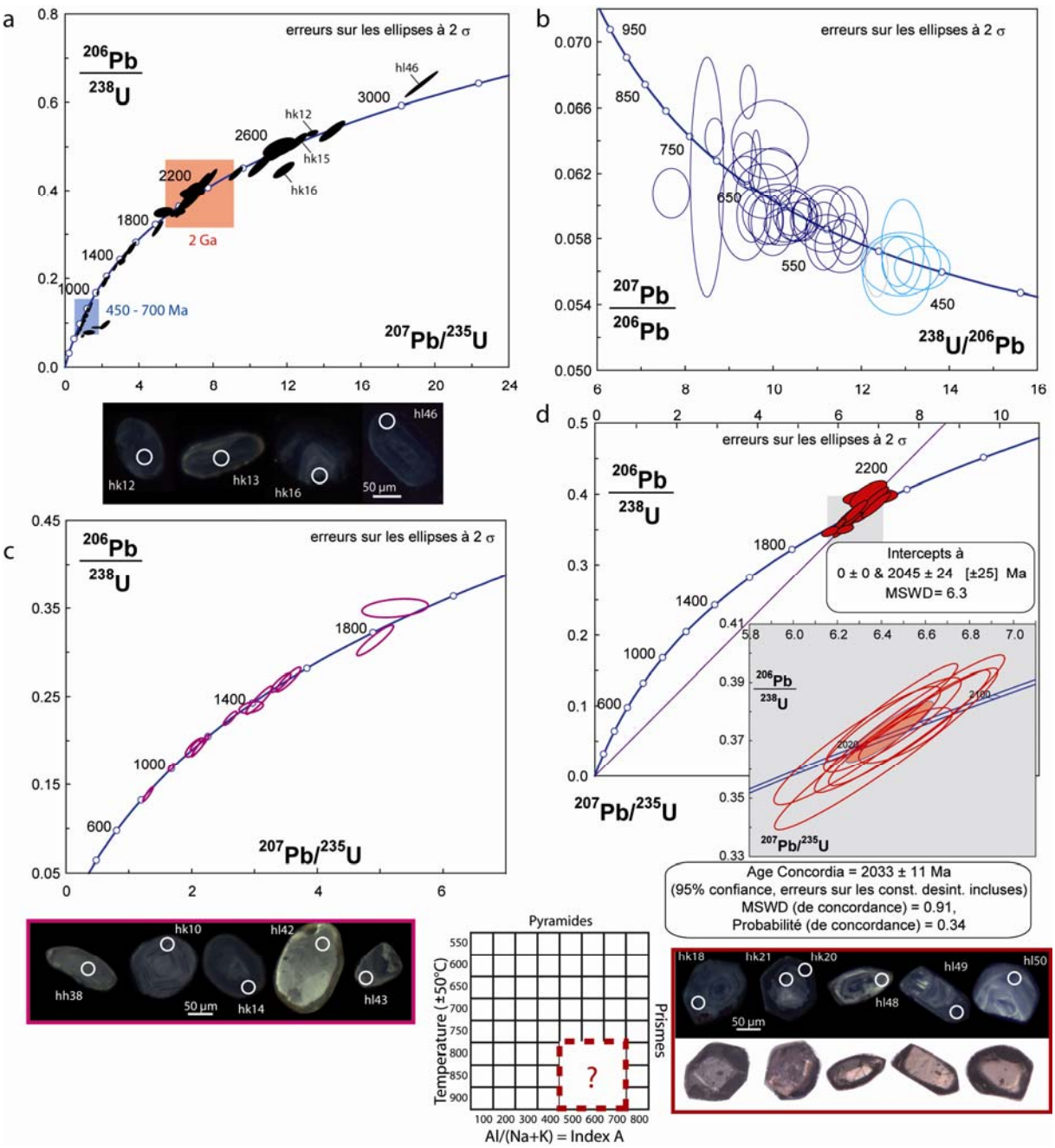


Figure VII-15. a) Diagramme concordia de toutes les analyses de l'échantillon AN2 et quelques images en CL de zircons dont les âges sont supérieurs à 2.2 Ga; b) Diagramme Tera-Wasserburg des analyses entre 400 Ma et 1 Ga avec en bleu clair un groupe d'analyses plus jeunes qui semble se détacher ; c) Diagramme concordia des analyses entre 600 et 2 Ga et images en CL de quelques zircons arrondis; d) Diagramme concordia des 15 analyses ayant livré un âge discordia à 2045 ± 24 Ma (MSWD = 6.3) et des 7 analyses ayant livré un âge concordia à 2033 ± 11 Ma (MSWD = 0.91), les images des zircons en CL et au microscope et leur position éventuelle dans la classification typologique.

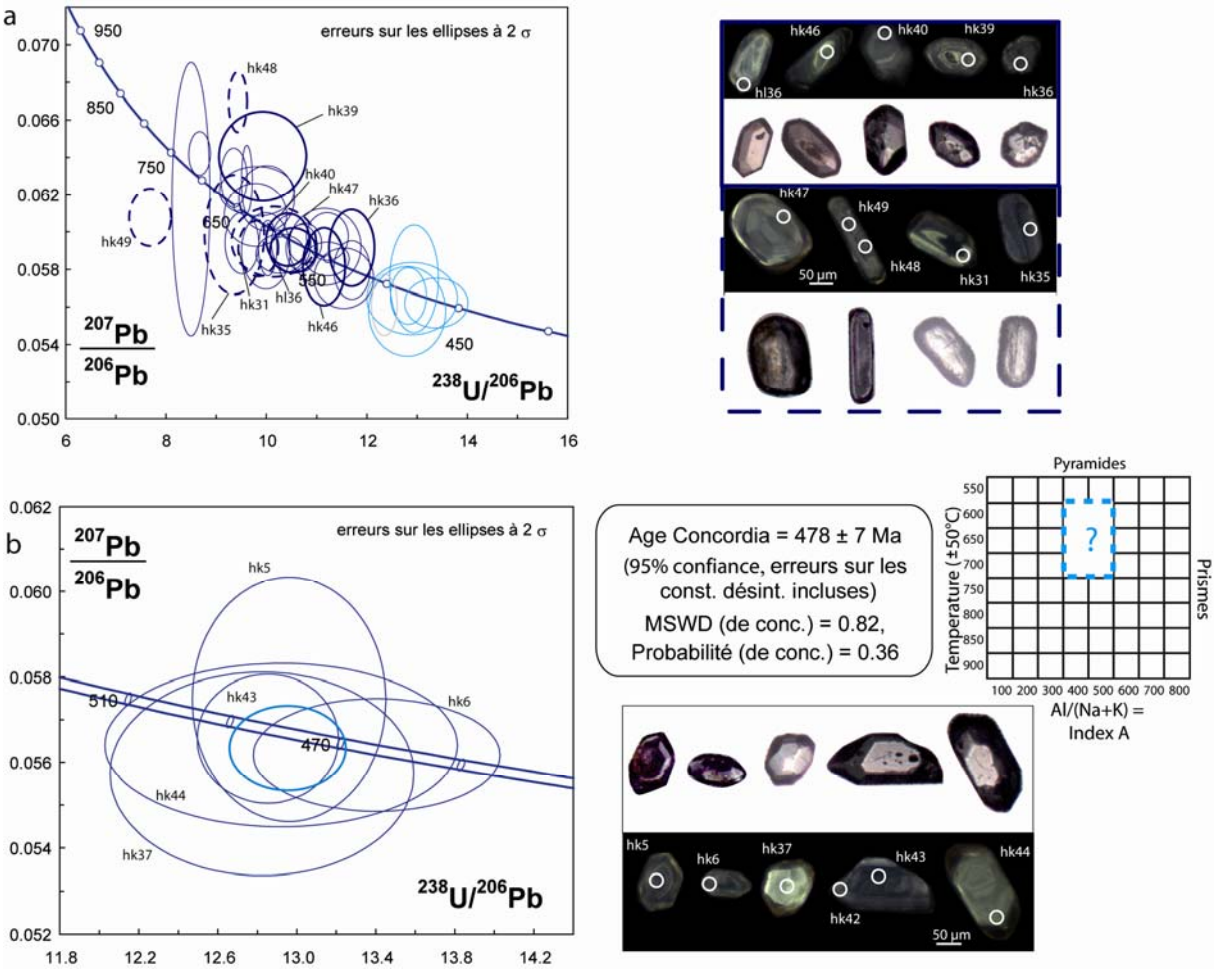


Figure VII-16. a) Diagramme Tera-Wasserburg des analyses entre 400 Ma et 1 Ga avec en gras les analyses faites sur des zircons dont les images en CL et au microscope sont figurées à droite : en trait plein, les zircons ayant préservé leurs faces, en pointillés, ceux qui sont arrondis ; d) Diagramme Tera-Wasserburg des analyses autour de 450-500 Ma ayant livré un âge concordant à 478,2 ± 6,7 Ma (MSWD = 0,82) et images en CL et au microscope des zircons analysés et leur position éventuelle dans la classification typologique.

3.4. Discussion : composantes de l'échantillon AN2

Deux populations sont bien définies par les analyses faites sur l'échantillon AN2 : une première population autour de 550 - 580 Ma, une deuxième population autour de 2000-2050 Ma. Les âges obtenus pour ces populations varient peu en fonction des modèles et sont bien définies par le modèle de maximum a posteriori obtenu avec BayesMix (578 ± 53 Ma et 2046 ± 47 Ma). Il faut noter que parmi les zircons appartenant à la famille autour de 2050 Ma, certains ont préservé des faces identifiables qui permettent de les placer dans le même groupe typologique. Un âge discordia à 2045 ± 24 Ma a pu être calculé sur ces zircons, âge similaire à celui obtenu avec BayesMix. Une troisième population, plus jeune est identifiée autour de

470 Ma par les PDD. Les analyses regroupées autour de 450 - 500 Ma ont été réalisées sur des zircons qui se placent dans un groupe typologique distinct et un âge concordia à 478 ± 7 Ma a pu être calculé. Parmi les analyses à 500-600 Ma, certains zircons ont des faces préservées mais la plupart ont des morphologies arrondies et pas de faces déterminables. De plus les analyses sont trop dispersées pour calculer un âge concordia. La présence de deux populations distinctes dans le groupe à 500-600 Ma peut être envisagée, mais il n'est cependant pas possible de les distinguer.

Trois populations distinctes sont donc identifiées : une première à 478 ± 7 Ma, une deuxième population, plus vieille autour de 578 ± 54 Ma (modèle maximum a posteriori) et enfin une troisième à 2045 ± 24 Ma (âge concordia).

Les autres populations identifiées reposent en général sur une mesure unique qui n'est pas nécessairement représentative d'une population. De plus, pour ces analyses, il n'a pas été possible d'identifier des groupes typologiques, les zircons étant pour la plupart arrondis.

4. Discussion / Conclusion

4.1. Apports des différentes méthodes

L'approche des PDD a l'avantage d'être rapide et dans la plupart des cas de mettre en évidence les principales populations. De plus, le couplage des distributions de densité avec les histogrammes permet une représentation assez fidèle des données brutes. Cependant, la détermination des âges des populations se fait en déterminant les pics qui ne sont pas toujours représentatifs. De plus, aucune erreur n'est proposée sur l'âge déterminé. Enfin, de nombreuses populations sont identifiées, parfois à partir d'un seul âge observé, et toutes ne sont pas nécessairement significatives. Notamment, lorsqu'un âge mesuré est précis (erreur mesurée faible), sa représentation par le PDD sera un pic important, même si l'âge n'a aucune signification géologique. L'utilisation des PDD doit donc se faire avec prudence et chaque population d'âge identifiée doit être discutée.

Parmi les modèles proposés par le logiciel BayesMix, le modèle de maximum de vraisemblance propose généralement des résultats assez proches des PDD avec de nombreuses populations et une représentation assez fidèle des données brutes. L'avantage de cette approche est que contrairement aux PDD, elle permet de proposer une erreur sur chaque population identifiée. Cependant, certains résultats présentés ici mettent en évidence la

présence d'artefacts numériques avec l'apparition de populations qui ne sont basées sur aucun âge observé (cas de l'échantillon SA5) ou encore l'identification de deux populations identiques (cas de l'échantillon AN1). Les modèles de maximum de vraisemblance sont en général trop complexes car ils correspondent trop aux données. Il faut donc garder à l'esprit que cette représentation est un modèle et discuter les résultats avant de comparer avec des sources éventuelles.

Les modèles obtenus avec la moyenne des modèles à k_{max} composantes permettent en général de mettre en évidence les populations principales en proposant une erreur sur ces populations. Cependant, dans certains cas, des composantes qui sembles majeures dans les autres modèles ne sont pas identifiées (cas de l'échantillon AN2). De plus, l'observation des modèles moyens pour un nombre k proche de k_{max} permet de voir que les composantes proposées sont régulièrement espacées avec des écart-types sur chaque composante assez similaires (cas de l'échantillon AN1 et AN2). Cette observation pourrait s'expliquer par un biais numérique. En effet, il a été montré qu'une somme de k gaussiennes de même proportion et également espacées permettent de représenter une distribution uniforme (Rudge, 2008). Dans le cas de ces deux échantillons, l'observation faite pour les modèles moyens pourrait s'expliquer par la présence de deux composantes: i) une composante bien définie à 2050 Ma environ (comme obtenu avec le modèle a posteriori) et ii) une deuxième composante dont l'écart-type est tellement grand qu'il se rapproche d'une distribution uniforme.

Enfin, les modèles a posteriori mettent en évidence les populations principales avec une erreur sur chaque population. Dans le cas de l'échantillon SA5, trois populations sont identifiées, chacune avec une écart-type assez grand, montrant une grande dispersion des données. Pour les échantillons AN1 et AN2, les populations majeures sont identifiées avec un écart-type plus faible et une population supplémentaire avec un écart-type très large représenterait alors tous les âges observés isolés qui ne sont pas regroupés dans les populations principales.

L'observation de la morphologie et la détermination de groupes typologiques a permis dans certains cas de différencier des populations qui n'étaient pas identifiées dans les modèles des PDD et de BayesMix. Certaines de ces familles étaient différenciées dans les modèles des PDD ou les modèles de maximum likelihood mais leur signification pouvait être discutée. L'utilisation de la typologie apporte un argument géologique à la distinction des familles, qui, du fait de l'erreur sur la mesure des âges observés, ne peuvent pas être distinguées par les méthodes statistiques.

Cependant quelques remarques et limitations méritent d'être soulevées :

i) parmi les zircons détritique beaucoup sont arrondis ou ont des faces émoussées et pour certains d'entre eux il n'est pas possible de distinguer à quel groupe typologique ils peuvent se rattacher. Généralement, les zircons les plus jeunes ont préservé leurs faces, tandis que les zircons les plus vieux, qui ont une plus grande probabilité d'avoir été recyclés plusieurs fois, sont plus arrondis.

ii) certaines populations d'âge proche peuvent s'être formées dans un même contexte et appartenir au même groupe typologique, de telle façon qu'il est impossible de les différencier.

iii) la classification typologique est une méthode statistique généralement utilisée pour les roches magmatiques et permet généralement de mettre en évidence une tendance (T.E.T. : typological evolutive trend) qui représente l'ordre de cristallisation des différents morphotypes au cours de l'évènement magmatique. Or dans le cas des zircons détritiques il n'est pas possible d'identifier cette tendance. Ainsi, les morphotypes identifiés doivent être suffisamment différents pour ne pas pouvoir être considérés comme appartenant au même T.E.T.

iv) la détermination des groupes typologiques nécessite en général l'analyse d'un grand nombre de grains. Or, les zircons datés, aux faces identifiables et supposés appartenir à une même population sont généralement assez peu nombreux.

En conclusion, les modèles des PDD et les modèles de maximum likelihood proposent des distributions qui sont souvent représentatives des données brutes et permettent de mettre en évidence des populations mais la signification de la plupart d'entre elles doit être discutée avant toute comparaison avec des sources éventuelles. Les modèles moyens permettent, dans la plupart des cas, de mettre en évidence les populations les mieux représentées, mais dans le cas de cet étude un artefact numérique semble être à l'origine d'un nombre de population trop important, probablement lié à la présence d'analyses très dispersées. Les modèles a posteriori permettent de mettre en évidence les populations les plus probables, mais n'étant basés que sur les âges observés et leur barre d'erreur, ils ne permettent pas de différencier des populations a priori différentes mais d'âge proche. En effet l'observation des morphotypes de zircons semble indiquer dans plusieurs cas la présence de plusieurs populations d'âge proche, non différenciées par une approche statistique.

Il serait intéressant de coupler cette approche statistique basée sur les âges observés et l'erreur associée avec un indice sur la typologie des zircons pour pouvoir, dans certains cas, différencier des populations d'âge proche. Cette méthode s'avère cependant longue à mettre en place, les déterminations typologiques n'étant pas toujours aisées. L'utilisation de cette méthode devrait dépendre de l'application recherchée : dans le cas d'une étude paléogéographique, qui consisterait à voir la provenance d'un domaine sédimentaire à l'échelle globale, l'utilisation d'un modèle statistique telle que BayesMix serait suffisante ; par contre dans les cas d'une étude comme celle-ci qui s'intéresse plus aux sources plus récentes, l'utilisation de la typologie apporte un avantage notable pour différencier des sources d'âge proche, d'autant plus que les zircons dont les faces sont préservées sont généralement les plus jeunes.

4.2. Populations d'âge - Modèles de distributions

Au premier ordre : populations majeures

Parmi les populations très représentées dans les échantillons (ayant une proportion élevée), deux populations sont similaires pour les trois échantillons. La plus jeune population commune est reconnue autour de 500 - 600 Ma, avec des âges estimés à 563 ± 95 Ma pour SA5, 557 ± 16 Ma pour AN1 et 578 ± 53 Ma pour AN2 (modèles a posteriori). Cependant, la présence de plusieurs familles est suspectée pour ce groupe, au moins pour l'échantillon AN1 : la première famille sur des arguments typologiques à 525 ± 10 Ma, la deuxième ne comportant que des zircons arrondis autour de 601 ± 14 Ma. Il faut noter que pour les trois échantillons les zircons qui appartiennent à ce groupe présentent deux types de morphologie : soit ils sont arrondis, soit ils appartiennent à un groupe typologique autour de S5 (composition alcaline, basse température).

Une deuxième population commune est présente entre 2000 et 2050 Ma, avec des âges estimés à 2023 ± 14 Ma pour SA5 (âge concordia), 2038 ± 19 Ma pour AN1 (âge discordia) et 2033 ± 11 Ma pour AN2 (âges concordia). Les zircons ayant donné ces analyses sont souvent arrondis, à l'exception de ceux contenus dans l'échantillon AN2, pour lequel certains préservaient une typologie identifiable autour de S25 (composition alcaline, haute température).

Seul l'échantillon AN1 contient une autre population qui est la population dominante (forte proportion), plus jeune, datée à 340 - 350 Ma (348 ± 5 Ma). Les zircons appartiennent à un groupe typologique autour de S17 - S18.

Au second ordre : autres populations

D'autres populations ont pu être identifiées grâce à la typologie. Pour SA5, une population est reconnue à 403 ± 4 Ma et semble absente dans les autres échantillons. Elle est représentée par des zircons dont la typologie indique qu'ils ont cristallisé dans un magma de source plutôt alumineuse mais dont la température de formation reste incertaine. Pour AN1, une population est suspectée à de 369 ± 6 Ma, mais cette population reste discutable. En effet, les critères typologiques semblent indiquer que les zircons ont cristallisé à partir d'un magma plus alumineux et de plus basse température que la population plus jeune de cet échantillon (à 340 - 350 Ma) mais ces critères ne sont pas évidents pour tous les zircons. Enfin pour AN2, une population est suspectée à 478 ± 7 Ma, avec des zircons ayant des morphotypes autour de S3 - S4.

D'autres populations peuvent être suspectées mais correspondent à des analyses très dispersées et représentées par peu d'analyses (généralement une seule). Bien qu'elles puissent correspondre à des évènements géologiques, il est également possible que les âges observés proviennent d'un mélange cœur-bordure ou de zircons ayant subi une perte en plomb, mais qui se trouvent concordant du fait de l'erreur sur la mesure. De plus, pour ces populations, il n'a pas été possible d'identifier des groupes typologiques car i) les populations sont pour la plupart, représentées que par un seul zircon et ii) les zircons étaient généralement arrondis.

Chapitre 8 :

Analyses ^{39}Ar - ^{40}Ar des muscovites détritiques

1. Introduction

Plusieurs échantillons ont été prélevés dans différentes formations, à savoir : la Formation du Fresne d'âge Ordovicien (Floien à Hirnantien), la base de la Fm de Chalonnes, d'âge Praguien à Emsien (Dévonien inférieur), la Fm de Sainte-Anne d'âge Emsien à Eifélien (Dévonien inférieur à moyen), les séries gréso-pélitiques du Bassin d'Ancenis, d'âge supposé Dinantien (Tournaisien - Viséen, Carbonifère inférieur) et dans un niveau de grès du Sillon Houiller de la Basse-Loire, d'âge Namurien (transition Carbonifère inférieur - supérieur). La localisation des échantillons et leur répartition stratigraphique sont reportées sur la figure VIII-1.

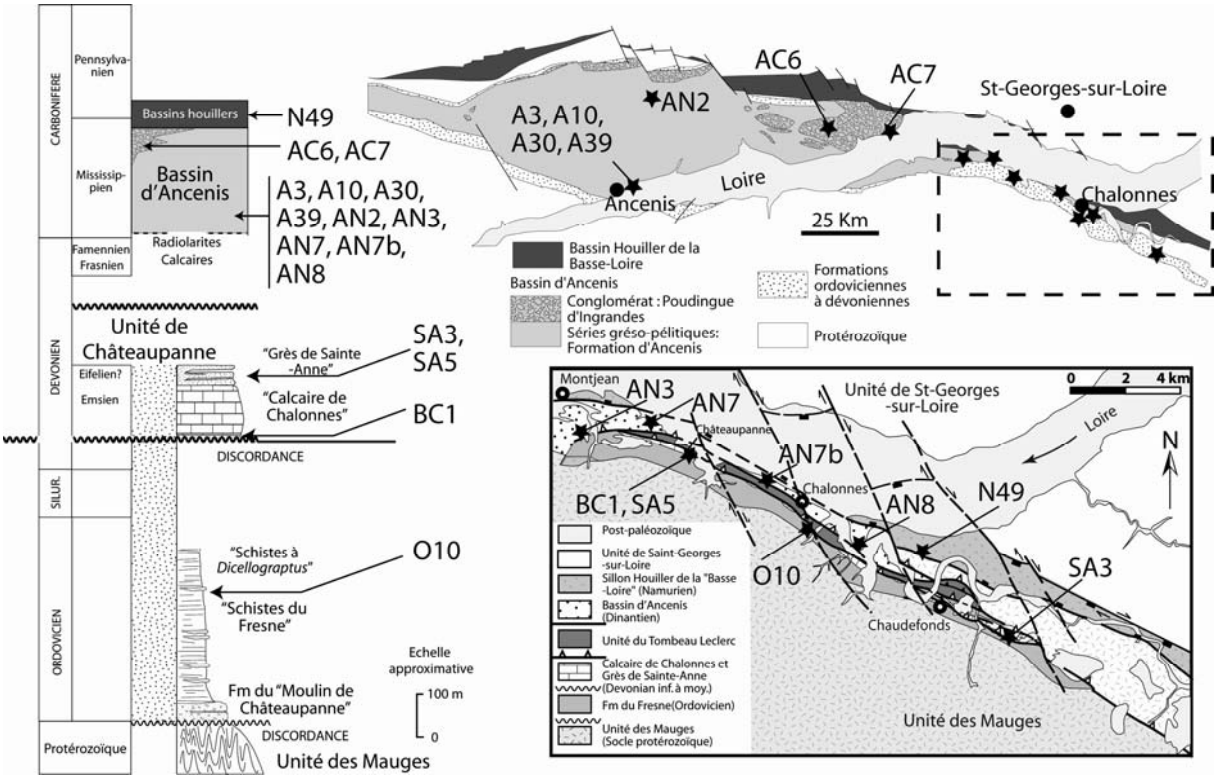


Figure VIII-1. Localisation géographique et stratigraphique des échantillons analysés.

2. Résultats

Globalement, les grains de muscovite analysés sont de petites tailles et extrêmement fins. Les signaux mesurés en spectrométrie de masse ont donc fréquemment été faibles et les marges d'erreur sur les âges apparents souvent conséquentes. Les résultats sont présentés avec des marges d'erreur à 1σ.

2.1. Formation du Fresne – Ordovicien

Six muscovites de la Fm du Fresne ont été analysées. Elles sont issues de l'**échantillon O10**, prélevé à Chalonnes-sur-Loire (Fig. VIII-1). Les résultats des analyses sont reportés dans le Tableau VIII-1 et les spectres d'âge obtenus sont représentés sur la figure VIII-1. La plupart des analyses ont permis de calculer un âge plateau ou un pseudo-âge plateau et deux groupes d'âges se distinguent.

Le premier groupe dans la tranche d'âge 570 et 580 Ma, est constitué de deux âges plateaux à 578.5 ± 3.1 Ma (z667) et 576.7 ± 2.9 Ma (z669) et un pseudo-âge plateau à 577.1 ± 3.3 Ma (z630). Pour ces deux dernières analyses, les premières étapes présentent des âges apparents plus vieux qui pourraient traduire un léger phénomène de recul durant l'irradiation. Une quatrième analyse présente un spectre en bosse avec un âge maximum à 570.3 ± 1.9 Ma (z668), légèrement inférieur aux ages précédents.

Le deuxième groupe dans la tranche d'âge 490 - 500 Ma est constitué d'uniquement deux analyses qui présentent deux spectres similaires avec une diminution progressive des âges apparents jusqu'à former un âge plateau à 491.1 ± 1.9 Ma (z631) et un pseudo-âge plateau à 493.7 ± 4.2 Ma (z636). Cette diminution progressive des âges apparents pourrait traduire un léger phénomène de recul.

2.2. Formation de Chalonnes (membre terrigène basal) - Praguien à Emsien inférieur

L'**échantillon BC1** provient de la carrière de Châteaupanne (Fig. VIII-1). Deux muscovites de petite taille (< 250 µm) ont été analysées. Les résultats des analyses sont reportés dans le Tableau VIII-1 et les spectres d'âge obtenus sont représentés sur la figure VIII-2. Seule une muscovite a permis de calculer un âge plateau, peu précis, à 543.9 ± 8.9 Ma (z1122). Cette analyse présente néanmoins un rajeunissement progressif des âges apparents

qui pourrait traduire un phénomène de recul. L'âge vrai de la muscovite serait alors plus jeune que l'âge plateau calculé. La dernière étape a donné un âge apparent à 527.8 ± 8.3 Ma, qui pourrait être plus proche de l'âge vrai. La deuxième muscovite n'a pas permis de calculer un âge plateau. Néanmoins les deux étapes de haute température sont parfaitement concordantes et permettent de calculer un âge moyen à 517.2 ± 2.8 Ma concordant dans les marges d'erreur avec l'âge apparent de fusion de l'expérimentation précédente.

O10 - Fm du Fresne (Chalonnes-sur-Loire)

Step	Laser power (mW)	Atmospheric contam. (%)	^{39}Ar (%)	$^{37}ArCa/^{39}Ar_K$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$	Age (Ma)	± 1σ
O10-Z630	muscovite (440 x 330 µm)						
1	190	60.714	0.4	0	4.842	262.3	163.0
2	210	3.67	6.66	0	12.342	605.6	11.6
3	230	3.837	9.04	0.001	12.322	604.8	7.6
4	240	0.528	18.88	0	12.11	595.9	2.9
5	260	0	4.69	0.001	12.17	598.4	14.6
6	290	0	8.07	0	12.13	596.8	5.3
7	340	0.669	17.58	0.002	11.942	588.9	2.7
8	390	0.946	28.74	0	11.689	578.2	2.4
9	430	0	3.34	0.016	11.562	572.8	19.8
10	550	0	2.13	0	11.468	568.8	27.1
11	2222	34.183	0.46	0.369	6.968	366.4	125.5
O10-Z631	muscovite (520 x 470 µm)						
1	195	17.111	3.44	0	8.777	450.5	12.4
2	216	1.807	3.54	0	10.156	512.1	11.0
3	230	0.815	6.61	0	9.981	504.4	7.0
4	240	0	10.82	0	9.831	497.8	4.8
5	250	0	2.84	0.028	9.801	496.4	15.7
6	280	0	5.78	0.007	9.742	493.8	8.8
7	330	0.316	33.23	0.004	9.677	490.9	2.0
8	380	0	13.83	0.014	9.601	487.6	4.2
9	470	0.042	11.49	0.009	9.662	490.3	4.7
10	2222	2.042	8.43	0.011	9.765	494.8	9.1
O10-Z636	muscovite (410 x 380 µm)						
1	200	17.061	3.32	0	8.852	453.9	44.6
2	220	1.388	7.51	0	10.526	528.3	21.1
3	250	1.887	11.06	0.006	10.137	511.3	12.3
4	280	0	11.66	0.01	10.066	508.1	11.3
5	330	0	13.9	0	9.774	495.2	10.9
6	430	0	44.15	0	9.74	493.8	3.5
7	500	0.781	5.07	0	9.616	488.2	30.9
8	2222	31.978	3.33	0	10.211	514.5	56.7
O10-Z667	muscovite (470 x 420 µm)						
1	190	2.971	0.94	0	14.847	707.1	161.5
2	200	0.894	41.53	0.003	11.642	576.2	4.7
3	210	0	25.51	0	11.795	582.7	6.5
4	230	0	29.8	0	11.702	578.7	5.5
5	270	0	1.42	0	11.439	567.6	116.6
6	330	64.081	0.83	0.16	4.704	255.3	220.2
7	2222	366.873	-0.02	261.8	138.553	3068.3	2195.4

O10 - Fm du Fresne (Chalonnes-sur-Loire)

Step	Laser power (mW)	Atmospheric contam. (%)	^{39}Ar (%)	$^{37}ArCa/^{39}Ar_K$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$	Age (Ma)	± 1σ
O10-Z668	muscovite (610 x 330 µm)						
1	190	35.314	1.82	0	6.351	336.8	26.0
2	205	12.997	3.18	0.048	6.852	360.9	21.3
3	210	6.362	8.91	0.012	9.205	469.8	6.2
4	220	0	4.65	0	10.586	530.9	14.6
5	250	0	16.39	0	10.956	546.9	3.4
6	270	0	4.39	0	11.477	569.2	8.4
7	330	0.95	13.61	0	11.523	571.1	3.4
8	390	1.461	21.71	0	11.496	570.0	2.3
9	440	1.122	7.06	0.012	10.805	540.4	7.1
10	520	0	14.39	0.005	10.003	505.4	4.9
11	600	0	2.12	0	10.036	506.8	29.8
12	900	0	1.01	0	11.529	571.4	71.1
13	2222	2.045	0.75	0.055	11.438	567.5	92.6
O10-Z669	muscovite (470 x 470 µm)						
1	190	24.659	1.03	0.106	6.196	329.3	102.4
2	195	0.868	4.03	0.001	11.159	555.6	21.3
3	205	0	0.68	0	13.04	634.5	114.2
4	225	0	2.35	0	12.76	623.0	38.6
5	250	0.36	6.6	0.008	12.563	614.8	8.4
6	275	0	9.71	0.011	12.279	603.0	7.6
7	300	0.508	12.24	0	11.851	585.0	7.2
8	325	0	20.38	0	11.773	581.7	4.8
9	326	0	4.54	0.036	11.531	571.5	19.0
10	350	1.77	3.23	0.187	11.442	567.7	19.4
11	400	0	8.61	0.038	11.365	564.4	8.6
12	460	0.409	19.78	0	11.608	574.7	4.3
13	510	0	5.32	0	11.628	575.6	13.0
14	2222	1.863	1.49	0	8.525	439.0	71.9

BC1 - Base Fm de Chalonnes (Châteaupanne)

Step	Laser power (mW)	Atmospheric contam. (%)	^{39}Ar (%)	$^{37}ArCa/^{39}Ar_K$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$	Age (Ma)	± 1σ
BC1-Z1122	muscovite (330 x 180 µm)						
1	300	0	2.96	0.078	8.554	625.0	127.5
2	400	0	38.59	0.001	7.546	561.7	16.3
3	2222	0.182	58.45	0.009	7.021	527.8	8.3
BC1-Z1123	muscovite (250 x 240 µm)						
1	300	53.04	2.67	0.193	3.27	265.1	124.6
2	390	0.564	61.75	0.009	6.865	517.6	3.0
3	2222	1.061	35.59	0.011	6.816	514.4	8.4

Tableau VIII-1. Résultats des analyses ^{39}Ar-^{40}Ar sur muscovite, Echantillons O10 et BC1

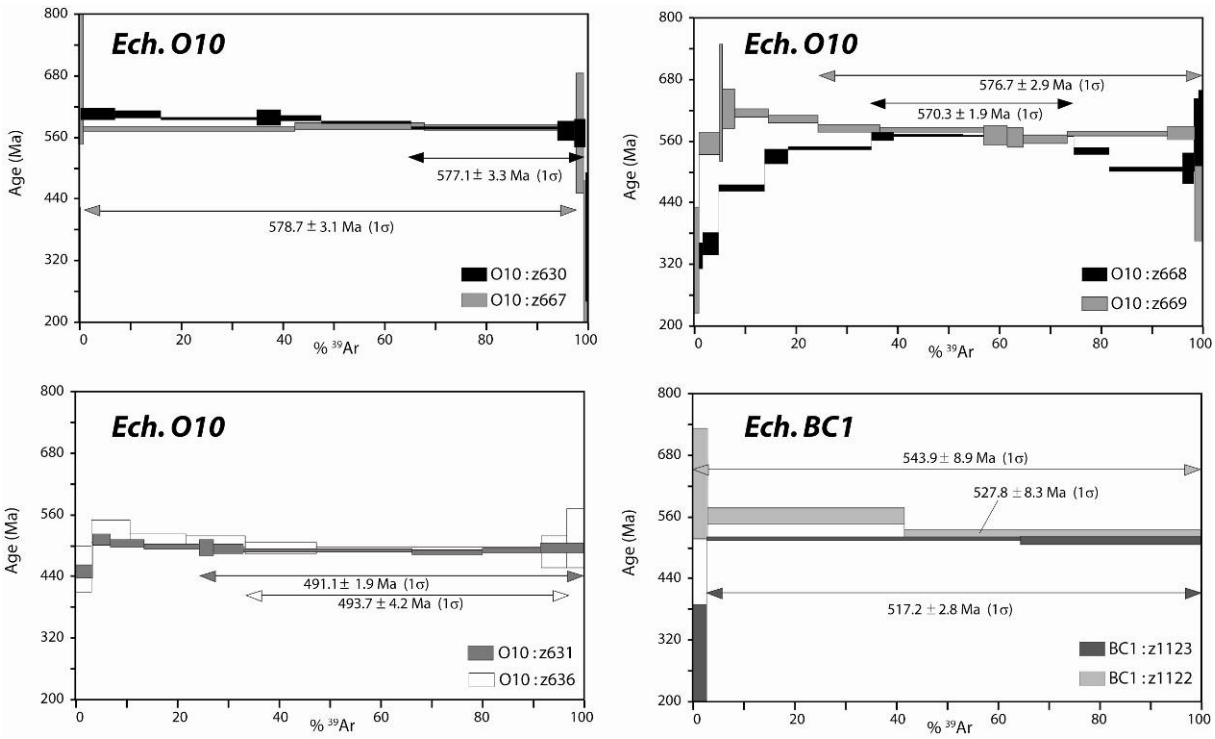


Figure VIII-2. Spectres d'âges et âges plateaux calculés, analyses ^{39}Ar-^{40}Ar sur muscovite, échantillons O10 et BC1.

2.3. Formation de Sainte-Anne (Emsien à Eifélien)

Deux échantillons ont été prélevés pour analyses au sein de la Fm de Sainte-Anne : SA5, provient de la carrière de Châteaupanne (commune de Montjean-sur-Loire) et SA3, provient du lieu-dit l'Orchère (commune de Chaudefonds-sur-Layon) (Fig. VIII-1). Les résultats des analyses sont reportés dans le Tableau VIII-2 et les spectres d'âge obtenus sont représentés sur la figure VIII-3.

Les deux muscovites analysées pour l'**échantillon SA5** ont fourni deux âges plateau bien définis mais totalement discordants à 513.1 ± 3.8 Ma (z1125) et 425.2 ± 7.7 Ma (z1126).

Deux muscovites ont été analysées pour l'**échantillon SA3** et ont livré un âge plateau à 637.8 ± 14.4 Ma (z1156) et un âge moyen calculé sur 2 âges apparents à 514.7 ± 17.3 Ma (z1155). A nouveau les deux résultats sont fortement discordants.

SA5 - Fm de Sainte-Anne

Step	Laser power (mW)	Atmospheric contam. (%)	^{39}Ar (%)	$^{37}ArCa/^{39}Ar_K$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$	Age (Ma)	± 1σ
SA5-Z1125 muscovite (290 x 160 µm)							
1	300	0	0.4	0	10.843	761.2	580.6
2	400	0.413	6.01	0	7.179	538.1	38.5
3	520	0	58.86	0	6.765	511.1	3.1
4	2222	0	34.74	0.002	6.78	512.1	6.9
SA5-Z1126 muscovite (380 x 270 µm)							
1	300	0	5.43	0	6.281	479.0	84.4
2	360	0	52.66	0	5.532	428.1	7.4
3	550	1.168	33.73	0	5.427	420.8	13.6
4	2222	0	8.17	0	5.474	424.1	49.8

SA3 - Fm de Sainte-Anne

Step	Laser power (mW)	Atmospheric contam. (%)	^{39}Ar (%)	$^{37}ArCa/^{39}Ar_K$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$	Age (Ma)	± 1σ
SA3-Z1155 muscovite (180 x 160 µm)							
1	300	0	39.42	0.002	6.76	510.8	24.2
2	390	0.514	44.01	0.014	6.88	518.6	24.5
3	2222	0	16.57	0.031	8.9	646.3	62.9
SA3-Z1156 muscovite (270 x 180 µm)							
1	300	36.15	7.48	0	4.702	369.9	106.5
2	390	0	56.72	0	8.86	643.9	12.3
3	520	1.257	16.18	0	8.803	640.4	45.3
4	2222	22.286	19.61	0	8.44	618.0	44.4

Tableau VIII-3. Résultats des analyses ^{39}Ar-^{40}Ar sur muscovite, Echantillons SA5 et SA3.

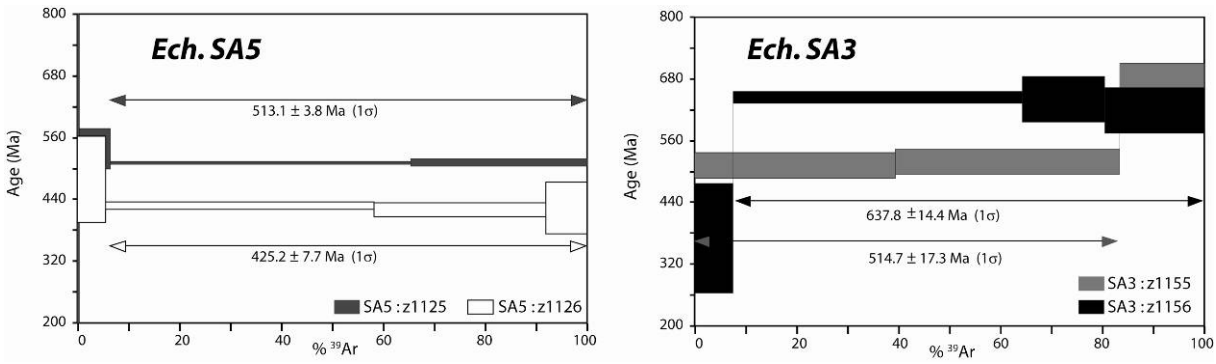


Figure VIII-3. Spectres d'âges et âges plateaux calculés, analyses ^{39}Ar-^{40}Ar sur muscovite, échantillons SA5 et SA3.

2.4. Bassin d'Ancenis : série gréso-pélitique carbonifère

2.4.1. Région d'Ancenis

Neuf échantillons de la série gréso-pélitique du Bassin d'Ancenis ont été analysés. (Localisation sur la Fig. VIII-1). Parmi ces échantillons, quatre (échantillons A3, A10, A30 et A39) proviennent de la coupe du Planty, située à Ancenis. Les résultats des analyses sont reportés dans les Tableau VIII-4, VIII-5, VIII-6 et VIII-7 et les spectres d'âge obtenus sont représentés sur les figures VIII-4 (échantillons A3, A10 et A30) et 5 (échantillon A39).

Six muscovites ont été analysées sur l'**échantillon A3** (Tabl. VIII-4). La plupart de ces analyses ont permis de calculer des âges plateau et au moins deux groupes d'âges peuvent être distinguées. Le premier groupe comprend deux analyses avec des âges plateau à 507.6 ± 8.0 Ma (z671) et 512.3 ± 3.2 Ma (z634). Une troisième analyse montre un âge apparent plus ancien à 543.4 ± 1.8 Ma (z633).

Le second groupe comprend trois analyses avec des âges plateau à 637.3 ± 13.5 Ma (z672), 621.7 ± 7.3 Ma (z670) et 613.7 ± 4.6 Ma (z632).

Six muscovites ont été analysées pour l'**échantillon A10**, (Tabl. VIII-5). Deux de ces analyses ont fourni comme pour l'échantillon A3 des âges plateau vers ca. 500 Ma : 519.3 ± 4.0 Ma (z642) et 493.7 ± 5.5 Ma (z674).

Deux autres muscovites ont donné des résultats similaires au second groupe de l'échantillon A3 avec des âges plateau à 619.9 ± 7.5 Ma (z675) et 638.9 ± 11.6 Ma (z673).

Les deux dernières muscovites fournissent des âges plus jeunes, définissant un troisième groupe, avec des âges plateau à 384.7 ± 3.2 Ma (z641) et 392.8 ± 1.2 Ma (z640).

Pour l'**échantillon A30**, cinq muscovites ont été analysées. L'une d'entre elle suggère un âge vers ca. 500 Ma (z643) (âge apparent a 499.9 ± 8.7 Ma). Une deuxième analyse a fourni un âge plateau à 452.9 ± 22.7 Ma (z677). Une troisième analyse a livré un âge plateau à 613.1 ± 5.7 Ma (z639) en bon accord avec le second groupe défini précédemment. Enfin une muscovite, avec un âge plateau à 400.5 ± 8.3 Ma (z678), pourrait correspondre au troisième groupe à 380 - 390 Ma.

La dernière muscovite analysée (z676) ne présente pas d'âge plateau.

Ech A3 - Coupe du Planty

Step	Laser power (mW)	Atmospheric contam. (%)	^{39}Ar (%)	$^{37}ArCa/^{39}Ar_K$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$	Age (Ma)	± 1σ
A3-Z632	muscovite (310 x 250 µm)						
1	220	12.786	12.43	0.035	8.869	454.7	21.3
2	300	3.771	21.57	0.025	12.694	620.2	10.2
3	400	0	34.59	0	12.567	615.0	5.4
4	500	0	12.23	0.011	12.38	607.2	14.9
5	2222	0	19.18	0	12.405	608.3	10.7
A3-Z633	muscovite (310 x 280 µm)						
1	220	150.919	0.65	0.407	-1.937	0.0	0.0
2	320	2.637	11.04	0.023	10.066	508.1	17.0
3	410	0	86.1	0.009	10.873	543.3	1.8
4	2222	0	2.21	0.106	10.095	509.4	104.7
A3-Z634	muscovite (260 x 220 µm)						
1	240	13.774	10.52	0.023	8.764	449.9	18.9
2	310	1.691	49.61	0.009	10.186	513.4	3.1
3	390	0.682	29.11	0.006	10.252	516.4	6.0
4	500	6.577	9.95	0.003	9.758	494.6	16.6
5	2222	77.547	0.82	0.106	2.282	128.4	278.3
A3-Z670	muscovite (330 x 290 µm)						
1	220	42.123	7.26	0.201	5.951	317.4	65.1
2	410	1.657	52.84	0.047	13.06	635.3	8.4
3	520	0	17.17	0.075	12.365	606.6	21.3
4	2222	2.989	22.72	0	12.24	601.4	15.6
A3-Z671	muscovite (330 x 240 µm)						
1	240	0	0.64	1.271	3.696	203.6	637.1
2	340	42.467	1.72	0.812	10.026	506.4	169.8
3	400	0.895	56.34	0.002	10.202	514.1	6.2
4	480	0	13.15	0	9.997	505.1	33.4
5	680	3.547	21.12	0	9.827	497.6	19.4
6	2222	5.923	7.04	0	9.645	489.5	49.6
A3-Z672	muscovite (310 x 210 µm)						
1	230	15.25	12.71	0.085	11.106	553.3	45.7
2	310	5.102	13.45	0	13.443	651.0	43.2
3	430	3.664	48	0	12.884	628.1	13.2
4	520	0	23.75	0	13.371	648.0	31.7
5	2222	0	2.08	0	12.792	624.3	369.4

Tableau VIII-4. Résultats des analyses ^{39}Ar-^{40}Ar sur muscovite, Echantillon A3.

Ech A10 - Coupe du Planty

Step	Laser power (mW)	Atmospheric contam. (%)	^{39}Ar (%)	$^{37}ArCa/^{39}Ar_K$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$	Age (Ma)	± 1σ
A10-Z640	muscovite (500 x 330 µm)						
1	210	15.193	2.4	0.039	6.207	329.9	21.4
2	240	0	6.66	0	7.985	414.2	8.0
3	280	0	4.68	0	7.826	406.9	11.1
4	360	0	60.35	0	7.525	392.8	1.0
5	400	0.062	19.38	0.004	7.525	392.8	2.6
6	500	0	2.61	0.017	7.536	393.3	22.8
7	2222	4.708	3.92	0.014	7.207	377.8	15.2
A10-Z641	muscovite (260 x 190 µm)						
1	230	3.147	6.58	0.061	6.869	361.7	19.5
2	280	3.187	8.89	0.006	7.491	391.2	16.5
3	360	0.699	35.61	0.001	7.382	386.1	4.0
4	430	2.938	23.22	0.011	7.189	377.0	6.8
5	2222	0.105	25.71	0.005	7.417	387.7	5.7
A10-Z642	muscovite (430 x 240 µm)						
1	220	26.469	5.41	0	6.541	346.0	52.0
2	290	1.456	29.59	0.001	10.398	522.8	7.8
3	350	1.281	24.96	0.016	10.273	517.3	8.9
4	2222	0	40.03	0.001	10.29	518.0	5.1
A10-Z673	muscovite (300 x 210 µm)						
1	220	68.963	3.32	0.806	2.638	151.2	176.9
2	290	11.456	16.68	0.15	11.518	583.1	28.9
3	360	4.718	42.74	0.05	12.568	627.9	12.6
4	440	0	26.8	0	13.087	649.7	13.5
5	2222	0	10.46	0.121	13.225	655.5	62.7
A10-Z674	muscovite (340 x 210 µm)						
1	206	0	4.26	0	8.326	430.0	75.7
2	290	1.126	13.05	0.027	10.33	519.8	23.0
3	360	0	58.23	0.006	9.609	488.0	5.7
4	450	0	23.99	0.025	9.733	493.5	11.2
5	2222	0	0.47	0.514	20.798	927.6	466.4
A10-Z675	muscovite (320 x 220 µm)						
1	220	30.396	3.95	0.156	6.491	343.6	124.2
2	280	1.156	63.35	0.006	12.852	626.8	6.1
3	350	0	5.87	0	12.362	606.5	72.4
4	460	2.801	25.12	0.006	12.335	605.4	16.4
5	2222	0	1.71	0	14.764	703.9	134.9

Tableau VIII-5. Résultats des analyses ^{39}Ar-^{40}Ar sur muscovite, Echantillon A10.

Ech A30 - Coupe du Planty

Step	Laser power (mW)	Atmospheric contam. (%)	^{39}Ar (%)	$^{37}ArCa/^{39}Ar_K$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$	Age (Ma)	± 1σ
A30-Z639	muscovite (380 x 220 µm)						
1	210	2.504	13.71	0	10.826	541.4	21.9
2	230	0.082	25.64	0	12.76	623.0	9.3
3	270	0	12.27	0.003	12.483	611.6	23.0
4	370	0.472	47.57	0.003	12.401	608.2	6.7
5	2222	66.399	0.81	0	3.333	184.6	418.1
A30-Z643	muscovite (410 x 310 µm)						
1	220	12.305	18.89	0.043	9.058	463.3	26.1
2	300	2.771	70.21	0.002	9.877	499.9	8.7
3	2222	5.04	10.89	0	10.084	509.0	40.1
A30-Z676	muscovite (340 x 240 µm)						
1	230	0	8.59	0.182	8.036	416.6	45.5
2	280	0	9.57	0.083	7.924	411.4	46.6
3	340	12.661	51.42	0.306	6.644	351.0	11.2
4	410	7.583	13.96	0	7.177	376.4	21.8
5	2222	0	16.46	0	7.795	405.4	23.0
A30-Z677	muscovite (320 x 220 µm)						
1	210	8.553	24.24	0.036	8.854	454.1	41.9
2	240	15.512	34.74	0.18	8.785	451.0	31.5
3	300	29.309	10.67	0	7.327	383.5	119.0
4	390	7.244	29.01	0	9.413	479.2	38.5
5	2222	156.996	1.35	0	-5.802	0.0	0.0
A30-Z678	muscovite (330 x 270 µm)						
1	200	41.263	6.8	0	4.784	259.4	61.7
2	220	4.558	19.47	0	7.421	387.9	10.7
3	250	0	17.25	0	7.749	403.3	16.7
4	310	0	41.74	0	7.658	399.0	7.8
5	390	0	4.36	0	7.884	409.6	66.3
6	2222	0	10.38	0	7.634	397.9	31.2

Tableau VIII-6. Résultats des analyses ^{39}Ar-^{40}Ar sur muscovite, Echantillon A30.

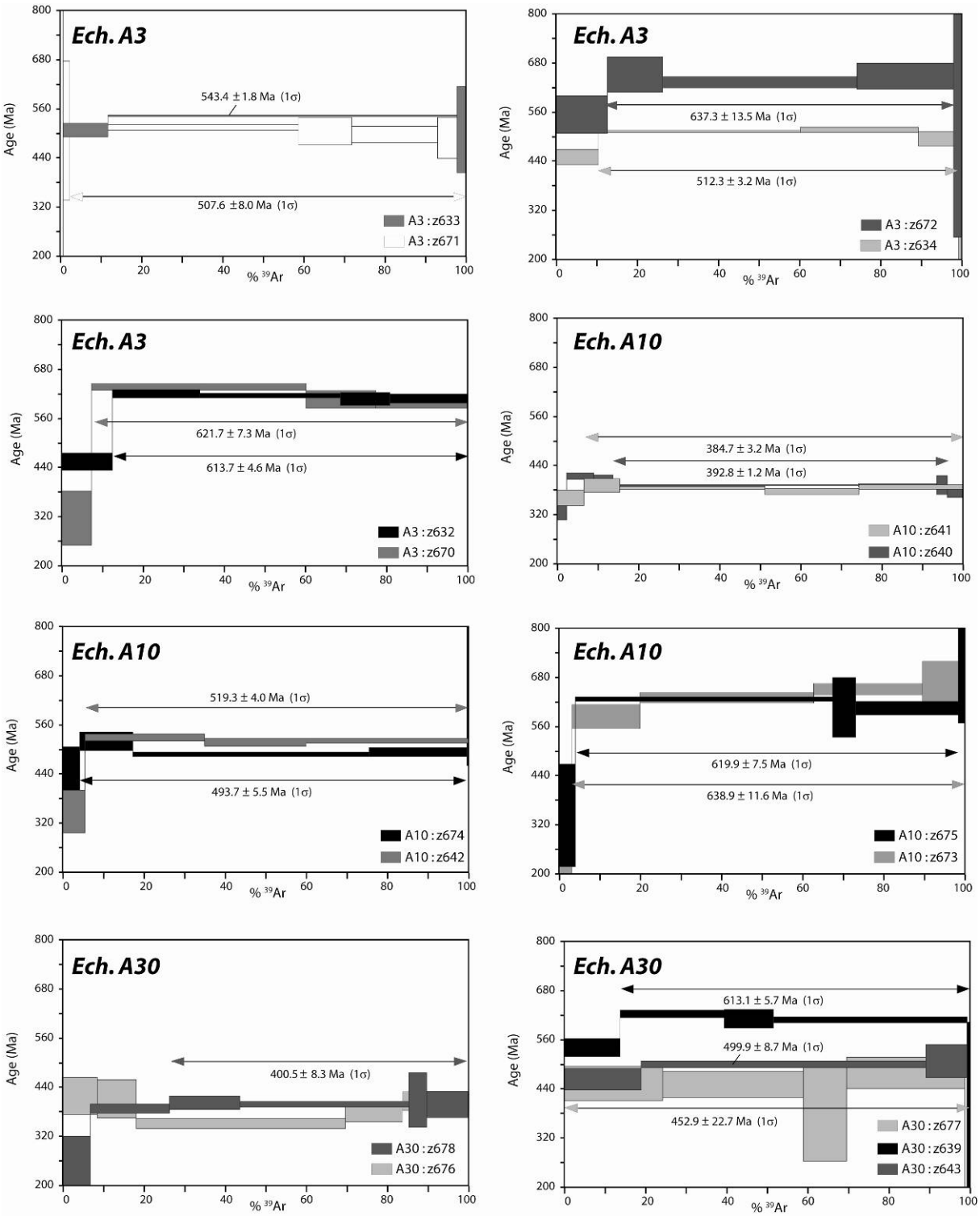


Figure VIII-4. Spectres d'âges et âges plateaux calculés, analyses ^{39}Ar-^{40}Ar sur muscovite, échantillons A3, A10 et A30.

Pour l'**échantillon A39**, quatre muscovites ont été analysées.

Pour la première analyse, seule l'étape de fusion a livré un âge apparent exploitable à 510.9 ± 6.6 Ma (z637), cohérent avec les âges du premier groupe défini précédemment. Une seconde muscovite fournit un âge plateau bien défini à 352.7 ± 1.2 Ma (z635), plus jeune que le troisième groupe observé sur les échantillons A10 et A30. Il pourrait correspondre à un quatrième groupe. Il s'agit de l'âge le plus jeune obtenu pour les échantillons de la coupe du Planty. Enfin les deux dernières muscovites ont donné des âges beaucoup plus vieux que ceux obtenus jusqu'à présent avec des âges apparents parfois supérieurs à 900 Ma.

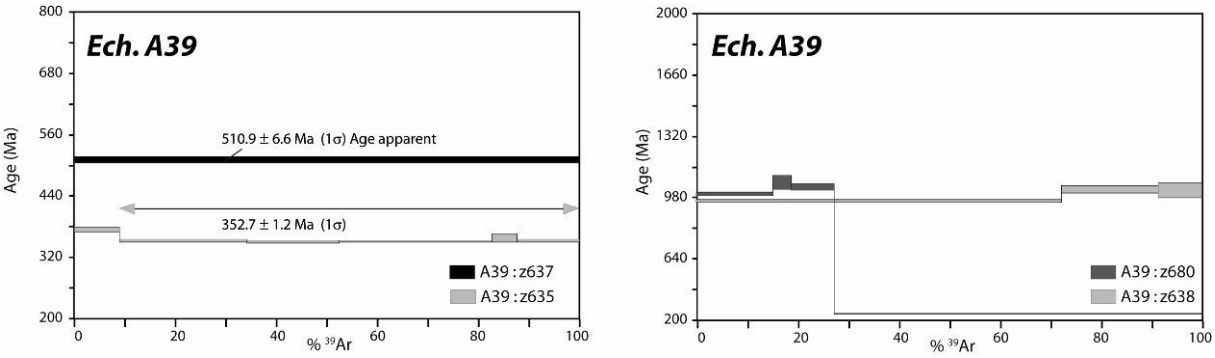


Figure VIII-5. Spectres d'âges et âges plateaux calculés, analyses ^{39}Ar-^{40}Ar sur muscovite, échantillon A39.

L'**échantillon AN2** a été récolté au Nord d'Ancenis, au lieu-dit Les Rigaudières (Fig. VIII-1). Dans cet échantillon, les muscovites étaient de très petite taille et une seule muscovite a pu être analysée. Les résultats de cette analyse sont reportés dans le tableau VIII-7 et le spectre d'âge obtenu est représenté sur la figure VIII-6. Pour cette analyse, deux étapes seulement ont pu être réalisées. L'étape de fusion fournie un âge apparent à 431.0 ± 16.1 Ma.

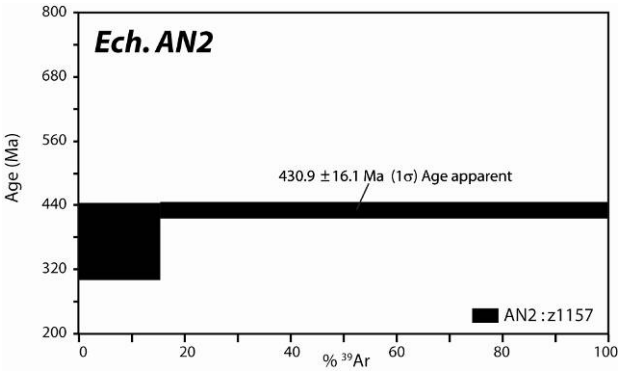


Figure VIII-6. Spectre d'âges et âge apparent calculé, analyses ^{39}Ar-^{40}Ar sur muscovite, échantillon AN2.

Ech A39 - Coupe du Planty

Step	Laser power (mW)	Atmospheric contam. (%)	^{39}Ar (%)	$^{37}ArCa/^{39}Ar_K$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$	Age (Ma)	± 1σ
A39-Z635	muscovite (380 x 360 µm)						
1	200	6.014	9.04	0.01	7.138	374.6	4.9
2	240	2.038	25.15	0.008	6.694	353.4	2.5
3	280	1.429	18.33	0.002	6.64	350.8	2.7
4	320	0.949	30.15	0	6.674	352.5	1.7
5	400	3.916	5	0	6.801	358.6	8.5
6	2222	15.091	12.32	0	6.667	352.1	3.0
A39-Z637	muscovite (240 x 220 µm)						
1	220	10977.743	-0.04	125.992	438.088	4905.0	5136.8
2	240	0	0.19	0	-78.743	0.0	0.0
3	2222	3.559	99.85	0.001	10.125	510.9	6.6
A39-Z638	muscovite (270 x 190 µm)						
1	200	0.648	72.17	0.004	20.015	900.2	7.4
2	300	0	19.15	0.015	21.945	967.3	22.3
3	2222	0.578	8.68	0	21.722	959.7	44.1
A39-Z680	muscovite (250 x 160 µm)						
1	225	0.029	15.07	0.022	21.118	938.9	10.7
2	260	0	3.58	0	23.15	1007.9	40.8
3	340	0	8.59	0	22.394	982.6	19.0
4	2222	26.791	72.77	0.033	4.368	238.3	3.4

Ech AN2 - Les Rigaudières

Step	Laser power (mW)	Atmospheric contam. (%)	^{39}Ar (%)	$^{37}ArCa/^{39}Ar_K$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$	Age (Ma)	± 1σ
AN2-Z1157	muscovite (200 x 150 µm)						
1	300	10.941	15.37	0.003	4.738	372.4	71.7
2	2222	26.182	84.63	0.007	5.576	431.0	16.1

Tableau VIII-7. Résultats des analyses ^{39}Ar-^{40}Ar sur muscovite, Echantillons A39 et AN2.

2.4.2. Région de Montjean- Chalonnes

Cinq échantillons ont été prélevés plus à l'est du Bassin d'Ancenis, dans la région de Montjean - Chalonnes ; AN3, AN7, AN7b et AN8 (localisation sur la Fig. VIII-1). Les résultats des analyses sont reportés dans les tableaux VIII-8 (échantillons AN3 et AN7) et 9 (échantillons AN7b et AN8). Les spectres d'âges obtenus sont représentés sur la figure VIII-7.

Pour l'**échantillon AN3**, deux muscovites ont été analysées. Une première analyse a permis de calculer un âge plateau à 491.9 ± 29.6 Ma (z1182). Cet âge, bien que peu précis,

pourrait correspondre au premier groupe précédemment défini pour les échantillons de la coupe du Planty. Une seconde analyse a permis de calculer un âge plateau très bien défini à 426.5 ± 5.2 Ma (z1184). Cet âge à préalablement été observé sur l'échantillon AN2 (âge apparent à 430.9 ± 16 Ma (z1157)) ainsi que sur une muscovite de la Fm de Sainte-Anne (z1126). Il semble donc nécessaire de discuter de la signification d'un groupe vers ca. 430 Ma.

Trois muscovites ont été analysées pour l'**échantillon AN7**. Une première analyse a livré un âge plateau à 389.1 ± 3.3 Ma (z1187), principalement défini par l'étape de fusion, en bon accord avec les résultats du troisième groupe tel que défini par les échantillons de la coupe du Planty (autour de 380 – 400 Ma). Une deuxième muscovite a donné un âge plateau peu précis à 581.2 ± 30.6 Ma (z1185). Aucun âge de cette gamme n'a été observé jusqu'alors pour les échantillons du Bassin d'Ancenis, mais des âges similaires ont été obtenus sur des muscovites de la Fm du Fresne. Enfin sur la troisième muscovite analysée (z1186), aucun âge plateau n'a pu être calculé : les âges apparents obtenus sont 510.5 ± 24.1 Ma pour la deuxième étape et 708.8 ± 5.6 Ma pour la troisième étape.

Pour l'**échantillon AN7b**, trois muscovites ont été analysées. Une muscovite a fourni un âge plateau à 633.6 ± 9.5 Ma (z1118), en bon accord avec les âges définissant le second groupe au sein des échantillons de la coupe du Planty, vers 610 - 640 Ma. Une seconde muscovite (z1117) fournit des âges apparents similaires mais la forme en bosse de son spectre d'âge ne permet pas de valider ce résultat. La dernière muscovite a été analysée en seulement deux étapes à cause de sa petite taille. L'étape de fusion, qui produit l'essentiel du signal, fournit un âge apparent à 579.1 ± 11.3 Ma (z1119). Cet âge est similaire à celui obtenu sur une muscovite de l'échantillon AN7 (z1187), et à ceux obtenus pour des muscovites provenant de la Formation du Fresne. Aussi un groupe d'âge vers ca. 580 Ma pourrait donc être envisagé.

Enfin, deux muscovites de l'**échantillon AN8** ont été analysées. La première muscovite fournit un âge plateau à 534.2 ± 8.6 Ma (z1158). La fusion directe de la seconde fournit un âge apparent à 501.8 ± 10.5 Ma (z1159). Ces deux muscovites pourraient correspondre au premier groupe (500 - 530 Ma) préalablement observé sur d'autres échantillons.

AN3 - La Bogaterie (Montjean-sur-Loire)

Step	Laser power (mW)	Atmospheric contam. (%)	^{39}Ar (%)	$^{37}ArCa/^{39}Ar_K$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$	Age (Ma)	± 1σ
AN3-Z1182	muscovite (350 x 240 µm)						
1	270	0	14.81	0	6.861	516.4	80.8
2	315	0	32.42	0	6.564	496.8	40.5
3	400	11.692	36.83	0	5.91	453.0	55.7
4	2222	16.588	15.94	0	7.334	547.1	74.8
AN3-Z1184	muscovite (430 x 340 µm)						
1	260	55.37	3.64	0.003	4.643	365.0	54.9
2	290	0	3.2	0	6.3	479.3	64.2
3	330	14.624	8.49	0.054	5.354	415.0	24.6
4	390	3.499	52.06	0.016	5.596	431.6	5.7
5	450	3.717	10.34	0.057	5.319	412.5	18.0
6	540	2.328	18.87	0.018	5.503	425.3	12.2
7	2222	22.25	3.4	0	4.546	358.1	71.6

AN7 - La Fourneau-du-Lion (Montjean-sur-Loire)

Step	Laser power (mW)	Atmospheric contam. (%)	^{39}Ar (%)	$^{37}ArCa/^{39}Ar_K$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$	Age (Ma)	± 1σ
AN7-Z1185	muscovite (220 x 160 µm)						
1	270	0	9.07	0	7.379	550.4	133.1
2	330	0	12.56	0	7.82	578.5	145.7
3	2222	0	78.37	0	7.927	585.2	27.3
AN7-Z1186	muscovite (300 x 190 µm)						
1	270	35.273	2.04	0.08	5.177	402.9	227.3
2	350	3.729	20.36	0	6.767	510.5	24.1
3	2222	3.534	77.6	0.154	9.956	708.8	5.6
AN7-Z1187	muscovite (440 x 220 µm)						
1	290	26.262	1.16	0.15	5.236	407.0	124.0
2	370	12.839	7.85	0.11	4.641	365.1	21.1
3	2222	1.442	90.99	0.001	5.006	390.9	2.7

Tableau VIII-8. Résultats des analyses ^{39}Ar-^{40}Ar sur muscovite, Echantillons AN3 et AN7.

AN7b - Coupe St-Vincent (Chalonnes-sur-Loire)

Step	Laser power (mW)	Atmospheric contam. (%)	^{39}Ar (%)	$^{37}ArCa/^{39}Ar_K$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$	Age (Ma)	± 1σ
AN7b-Z1117 muscovite (380 x 240 µm)							
1	270	67.708	5.32	0.193	5.55	429.1	122.4
2	300	36.503	6.98	0.074	7.388	551.4	94.5
3	340	0.598	31.35	0.027	9.694	693.9	15.4
4	400	0.794	33.69	0.015	8.863	643.9	17.9
5	460	5.805	7.73	0.015	7.887	583.2	66.4
6	800	10.186	14.6	0.054	8.037	592.7	35.4
7	2222	112.002	0.33	1.425	-1.539	0.0	0.0
AN7b-Z1118 muscovite (270 x 270 µm)							
1	300	54.97	5.25	0.091	4.532	357.7	107.4
2	350	3.363	26.73	0.001	8.764	637.8	16.3
3	450	0	42.54	0.001	8.786	639.1	13.8
4	2222	3.595	25.48	0.001	8.476	620.0	20.9
AN7b-Z1119 muscovite (160 x 130 µm)							
1	300	0	3.19	0	6.871	517.8	371.0
2	2222	0	96.81	0	7.822	579.1	11.4

AN8 - Gare de Chalonnes-sur-Loire

Step	Laser power (mW)	Atmospheric contam. (%)	^{39}Ar (%)	$^{37}ArCa/^{39}Ar_K$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$	Age (Ma)	± 1σ
AN8-Z1158 muscovite (410 x 220 µm)							
1	300	4.43	27.31	0	7.323	547.2	17.8
2	390	0	66.66	0	7.04	528.9	7.2
3	500	0	4.76	0	7.133	534.9	104.9
4	2222	62.609	1.27	0	4.214	334.7	455.5
AN8-Z1159 muscovite (160 x 160 µm)							
1	2222	0.472	100	0.006	6.627	501.8	10.5

Tableau VIII-9. Résultats des analyses ^{39}Ar-^{40}Ar sur muscovite, Echantillons AN7b et AN8.

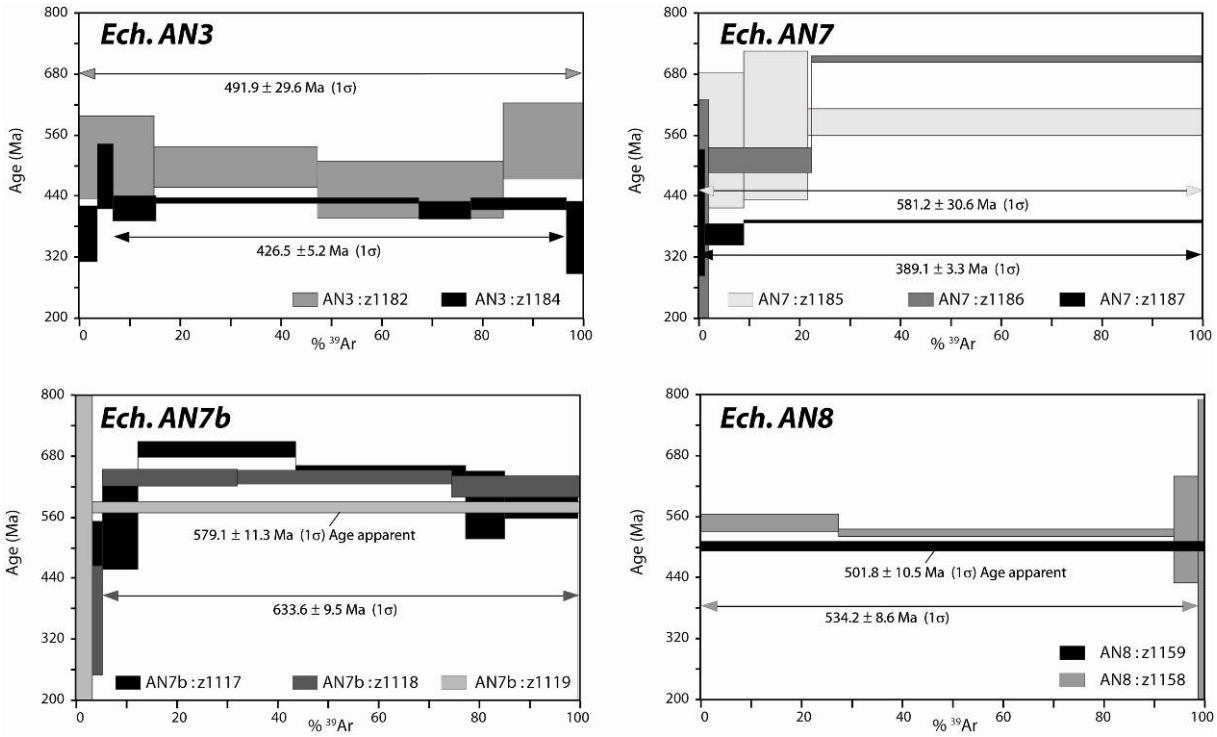


Figure VIII-7. Spectre d'âges et âge apparent calculé, analyses ^{39}Ar-^{40}Ar sur muscovite, échantillons AN3, AN7, AN7b et AN8.

2.5. Bassin d'Ancenis : Poudingue d'Ingrandes

Deux échantillons ont été prélevés dans la formation conglomératique du Bassin d'Ancenis. Un premier échantillon, AC6 provient de la Vallée du Tombereau (Le Vieux-Bray), le deuxième échantillon, AC7, provient de la commune de Montrelais (localisation sur la Fig. VIII-1). Les résultats des analyses des échantillons AC6 et AC7 sont reportés dans le tableau VIII-10 et les spectres d'âge correspondant sont représentés sur la Fig. VIII-8.

Trois muscovites ont été analysées pour l'**échantillon AC7**. Trois de ces muscovites ont donné des âges plateau ou pseudo-plateau à 570.8 ± 2.9 Ma (z1181), 579.5 ± 2.2 Ma (z1160) et 577.6 ± 2.5 Ma (z1179). Le spectre d'âge de cette dernière analyse présente une forme en escalier, suggérant une perte d'argon lors d'un évènement plus jeune que ca. 410Ma.. Par contre, les trois âges plateau calculés sont cohérents avec les résultats préalables (Bassin d'Ancenis et de la Fm du Fresne) suggérant l'existence d'un groupe vers 580 Ma.

AC6 - Conglomérat - Le Vieux Bray

Step	Laser power (mW)	Atmospheric contam. (%)	^{39}Ar (%)	$^{37}ArCa/^{39}Ar_K$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$	Age (Ma)	± 1σ
AC6-Z1120 muscovite (380 x 270 µm)							
1	330	8.156	2.53	0	9.074	655.2	81.1
2	350	4.475	4.58	0.019	18.733	1161.8	46.6
3	390	0.004	62.28	0.002	33.05	1720.3	3.7
4	440	0	11.43	0.01	30.154	1620.5	13.1
5	600	0.799	7.99	0	33.25	1727.0	19.0
6	2222	0.021	11.18	0.001	35.368	1796.5	11.0
AC6-Z1121 muscovite (350 x 250 µm)							
1	300	61.801	1.63	0	7.032	527.1	110.9
2	330	3.38	13.31	0.005	6.26	476.2	10.2
3	370	2.406	14.03	0.015	8.237	603.8	17.4
4	420	1.485	39.77	0.003	8.068	593.2	3.2
5	2222	1.199	31.26	0	7.918	583.8	5.0

AC7 - Conglomérat - Ingrandes

Step	Laser power (mW)	Atmospheric contam. (%)	^{39}Ar (%)	$^{37}ArCa/^{39}Ar_K$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$	Age (Ma)	± 1σ
AC7-Z1160 muscovite (340 x 220 µm)							
1	300	62.243	1.82	0.111	2.009	166.8	38.6
2	390	4.167	12.34	0.018	5.546	427.5	3.5
3	500	1.124	27.38	0.004	7.856	579.5	3.4
4	600	0	9.24	0.006	7.83	577.9	9.8
5	2222	0.674	49.22	0.002	7.86	579.8	2.8
AC7-Z1179 muscovite (420 x 390 µm)							
1	270	51.916	0.73	0.214	3.432	276.3	141.4
2	310	23.163	2.43	0.046	5.446	420.7	33.3
3	350	9.557	2.63	0	6.243	474.8	32.4
4	390	0	7.37	0	6.483	490.7	12.3
5	430	0	4.71	0	6.901	518.2	10.1
6	440	0	9.98	0	7.198	537.5	8.5
7	480	0	11.35	0	7.364	548.2	8.1
8	530	0	13.05	0.005	7.957	585.9	5.2
9	600	0	31.03	0	7.805	576.3	2.7
10	750	1.763	5.06	0.047	7.684	568.6	15.0
11	2222	10.583	11.67	0.007	7.796	575.8	6.5

AC7 - Conglomérat - Ingrandes

Step	Laser power (mW)	Atmospheric contam. (%)	^{39}Ar (%)	$^{37}ArCa/^{39}Ar_K$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$	Age (Ma)	± 1σ
AC7-Z1181 muscovite (430 x 240 µm)							
1	300	9.989	2.7	0	5.711	438.9	43.0
2	340	3.892	4.72	0	6.151	468.6	31.4
3	385	0	28.34	0	7.808	576.5	3.5
4	430	0.831	46.72	0.008	7.707	570.1	3.2
5	490	3.322	9.82	0.037	7.474	555.2	13.1
6	650	0	3.93	0	7.816	577.0	32.3
7	2222	59.079	3.77	0	7.253	541.1	35.5

Tableau VIII-10. Résultats des analyses ^{39}Ar-^{40}Ar sur muscovite, Echantillons AC6 et AC7.

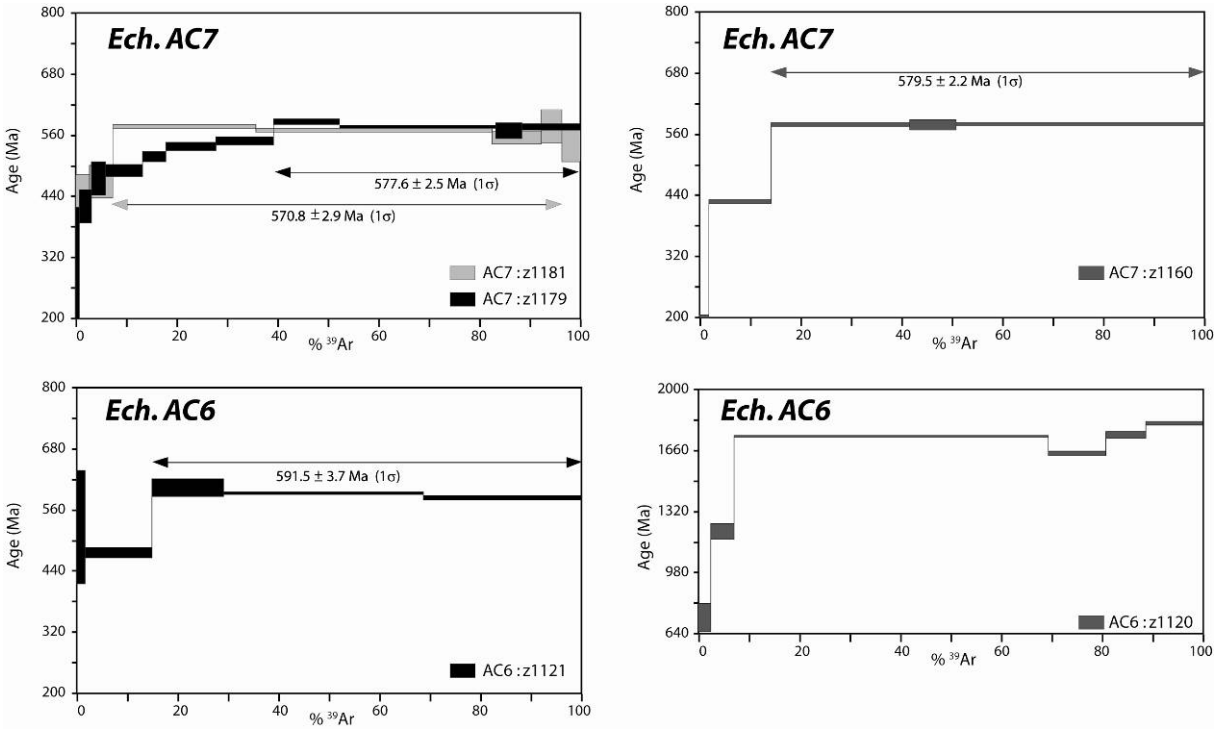


Figure VIII-8. Spectres d'âges et âges plateaux calculés, analyses ^{39}Ar-^{40}Ar sur muscovite, échantillons AC6 et AC7.

Deux muscovites ont été analysées pour l'**échantillon AC6**. La première muscovite a fourni un âge plateau à 591.5 ± 3.7 Ma (z1121) qui pourrait correspondre au groupe précédent. La seconde muscovite (z1120) fournit des âges apparents très vieux, autour de 1600 - 1800 Ma sans pour autant permettre le calcul d'un âge plateau.

2.6. Sillon Houiller de la Basse-Loire

L'échantillon analysé dans les séries détritiques du Sillon Houiller de la Basse-Loire provient d'Ardenay, à proximité de l'ancienne mine des Malécots (Fig. VIII-1). Les résultats des analyses de cet échantillon sont reportés dans le tableau VIII-11 et les spectres d'âge correspondant sont représentés sur la Fig. VIII-9.

Cinq muscovites ont été analysées pour l'**échantillon N49**, parmi lesquelles quatre ont permis de calculer des âges plateau à 347.4 ± 0.4 Ma (z628), 342.4 ± 0.3 Ma (z645), 346.4 ± 0.5 Ma (z666) et 344.2 ± 0.9 Ma (z665) ainsi qu'un pseudo-plateau à 350.8 ± 0.9 Ma (z646). La forme de ce dernier spectre d'âge suggère un probable effet de recul qui pourrait potentiellement expliquer l'âge pseudo-plateau légèrement plus vieux. Les muscovites analysées pour cet échantillon ont livré des âges homogènes autour de 340 - 350 Ma. Cette gamme d'âge n'a été identifiée qu'une fois, dans un échantillon provenant du Bassin d'Ancenis (Echantillon A39, analyse z635 : 352.7 ± 1.2 Ma).

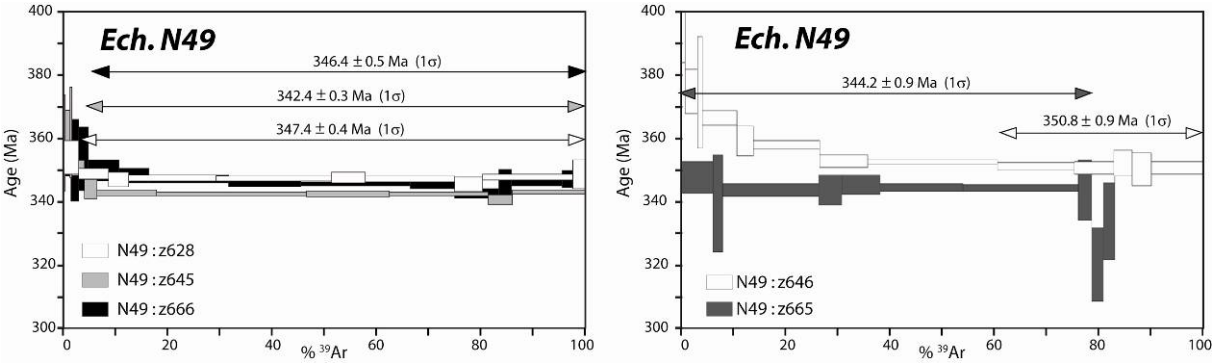


Figure VIII-9. Spectres d'âges et âges plateaux calculés, analyses ^{39}Ar-^{40}Ar sur muscovite, échantillon N49.

N49 - Malécots (Ardenay)

Step	Laser power (mW)	Atmospheric contam. (%)	^{39}Ar (%)	$^{37}ArCa/^{39}Ar_K$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$	Age (Ma)	± 1σ
N49-Z628	muscovite (500 x 440 µm)						
1	210	40.191	2.9	0.012	6.712	354.2	5.2
2	240	4.728	5.69	0.007	6.603	349.0	1.5
3	260	1.212	3.86	0.006	6.563	347.0	2.1
4	290	0.444	16.7	0.003	6.573	347.5	0.8
5	300	0.048	22.2	0.001	6.568	347.3	0.7
6	310	0	6.52	0	6.576	347.7	1.7
7	340	0	17.03	0	6.566	347.2	0.9
8	360	0	5.3	0	6.527	345.3	2.2
9	500	0	17.44	0	6.576	347.7	0.9
10	2222	0.143	2.36	0	6.59	348.3	4.1
N49-Z645	muscovite (660 x 550 µm)						
1	200	31.194	0.53	0	6.833	360.0	14.4
2	230	10.973	0.88	0.004	6.903	363.3	5.6
3	260	2.745	0.43	0	6.859	361.2	12.1
4	320	5.615	2.35	0.001	6.646	351.0	2.2
5	370	2.818	2.35	0	6.494	343.7	2.7
6	430	0.872	11.33	0.002	6.471	342.6	0.9
7	470	0.163	28.83	0.001	6.467	342.4	0.6
8	510	0.241	15.87	0.002	6.464	342.3	0.9
9	610	0.197	18.88	0.001	6.463	342.2	0.6
10	760	0.368	4.63	0.001	6.432	340.7	1.5
11	2222	0	13.93	0.002	6.482	343.2	0.6
N49-Z646	muscovite (660 x 400 µm)						
1	200	82.998	0.91	0.021	8.121	420.5	20.0
2	230	4.564	2.3	0.009	7.154	375.2	5.9
3	270	3.506	0.93	0.013	7.161	375.6	15.2
4	330	5.802	6.6	0.006	6.959	366.0	1.7
5	350	0	3.14	0.007	6.816	359.2	3.9
6	390	0.369	12.65	0.01	6.774	357.2	1.2
7	420	0	9.35	0.004	6.683	352.8	1.8
8	470	0	24.76	0.006	6.674	352.4	0.8
9	510	0	14.79	0.007	6.646	351.0	1.0
10	560	0	7.6	0.001	6.639	350.7	2.1
11	640	0	3.43	0.007	6.667	352.0	4.0
12	790	0	3.64	0	6.63	350.3	4.2
13	2222	0.134	9.91	0.001	6.631	350.3	2.0
N49-Z665	muscovite (750 x 400 µm)						
1	200	16.39	5.95	0.007	6.572	347.5	5.0
2	225	2.635	1.84	0.005	6.404	339.4	15.2
3	250	0.958	18.48	0.009	6.492	343.6	1.9
4	260	0	4.5	0	6.495	343.7	4.7
5	280	0	7.31	0.004	6.527	345.3	2.1
6	310	0	15.95	0.003	6.51	344.5	1.2
7	330	0.512	22.06	0.005	6.498	343.9	1.0
8	345	0	2.58	0	6.493	343.7	8.5
9	375	8.853	2.07	0	5.995	319.5	10.3
10	450	12.145	2.23	0	6.215	330.2	8.9
11	2222	3.635	17.06	0.004	6.642	350.8	1.3

N49 - Malécots (Ardenay)

Step	Laser power (mW)	Atmospheric contam. (%)	^{39}Ar (%)	$^{37}ArCa/^{39}Ar_K$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$	Age (Ma)	± 1σ
N49-Z666	muscovite (850 x 580 µm)						
1	200	0	0.09	0.22	7.387	386.2	150.1
2	230	0	1.51	0	6.76	356.5	6.9
3	250	0	1.37	0.017	6.761	356.5	12.0
4	280	0	1.9	0	6.697	353.5	9.9
5	320	0.473	5.93	0	6.623	349.9	3.3
6	335	0.755	5.68	0.01	6.588	348.3	2.3
7	355	0.043	15.18	0.005	6.566	347.2	1.2
8	370	0	13.83	0.005	6.542	346.0	1.3
9	390	0	20.97	0	6.536	345.8	0.7
10	405	0	8.62	0.001	6.536	345.7	1.6
11	435	0.386	8.36	0.006	6.502	344.1	1.3
12	485	0	2.53	0.003	6.54	345.9	4.2
13	710	0	9.72	0.003	6.549	346.3	1.2
14	2222	0	4.31	0.007	6.566	347.2	2.1

Tableau VIII-11. Résultats des analyses ^{39}Ar-^{40}Ar sur muscovite, Echantillon N49.

3. Les populations d'âge

Les résultats obtenus pour tous les échantillons analysés sont synthétisés sur les figures VIII-10 et VIII-11 : sur la figure VIII-10 les âges avec leurs marges d'erreur sont numériquement reportés ; sur la figure VIII-11 ces valeurs numériques ont été masquées pour plus de lisibilité.

Les âges reportés dans les figures VIII-10 et VIII-11 se distribuent dans une gamme comprise entre 340 et 650 Ma. Or des analyses ont révélé la présence de muscovites plus anciennes mais pour lesquelles il n'a pas été possible de calculer un âge plateaux (spectres perturbés). Ainsi, une muscovite (analyse z1120, échantillon AC6) a fourni des âges apparents de 1600 - 1800 Ma, soit Mésoprotérozoïques. Des âges apparents Néoprotérozoïques (900 - 1000 Ma) ont également été observés pour deux muscovites de l'échantillon A39.

Deux distributions de densité de probabilité (PDD) sont proposées à partir des âges obtenus sur tous les échantillons (Fig. VIII-12) : i) une première distribution est réalisée en utilisant les âges retenus qui sont reportés dans les figures VIII-10 et VIII-11 (Fig. VIII-12 a), dont la plupart sont des âges plateaux ; et ii) une deuxième distribution de densité est réalisée en utilisant tous les âges apparents mesurés (Fig. VIII-12b). Les groupes identifiés sont similaires pour les deux distributions de densité.

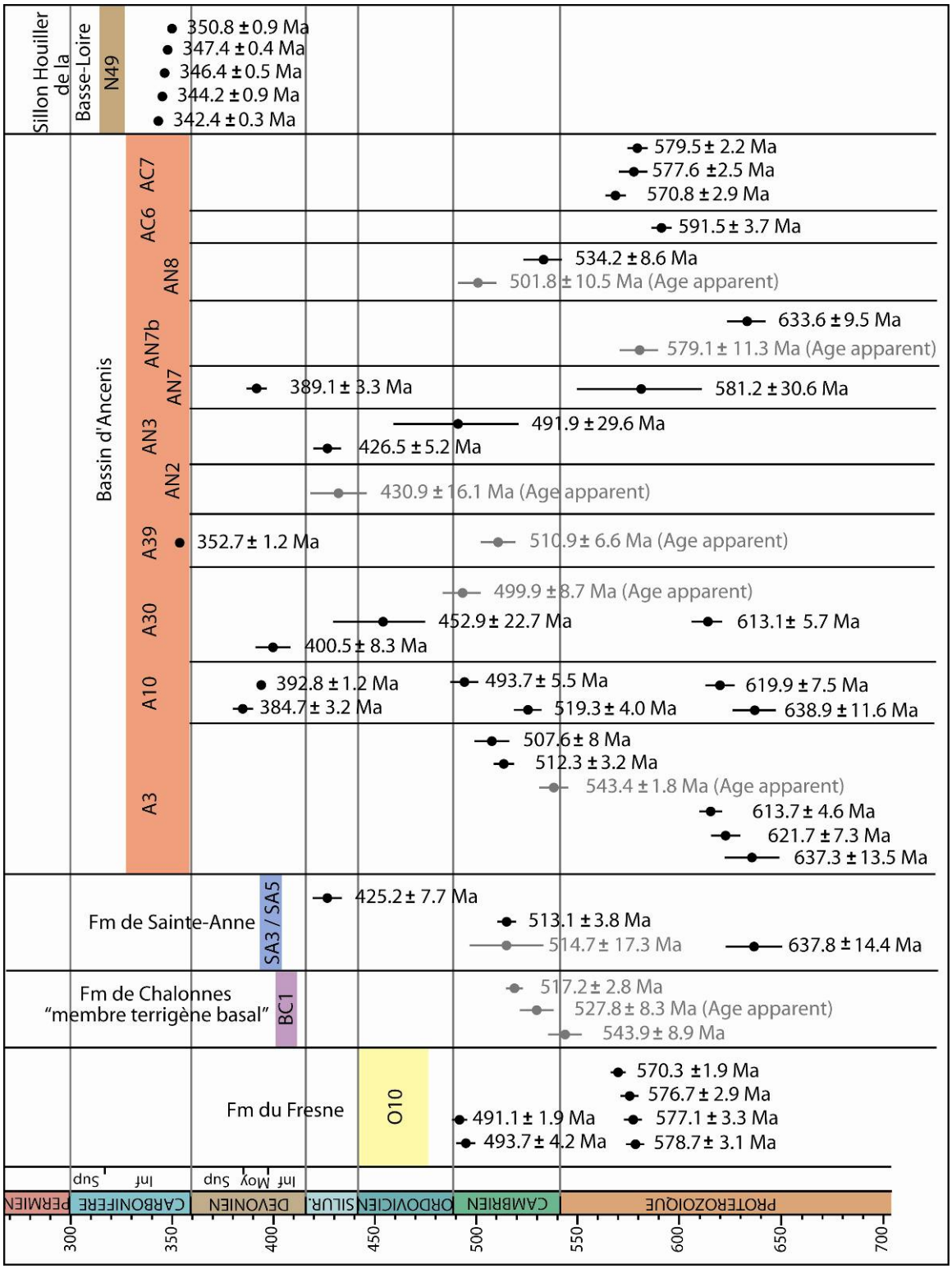


Figure VIII-10. Synthèse des âges obtenus (erreur à 1σ) pour les muscovites détritiques de chaque échantillon. L'âge de la sédimentation de chaque échantillon est représenté par la barre de couleur. Les âges obtenus sont représentés avec leur barre d'erreur à 1σ. Les âges reportés en gris sont des âges apparents, des pseudos âges plateau où des âges dont la signification est discutée dans le texte.

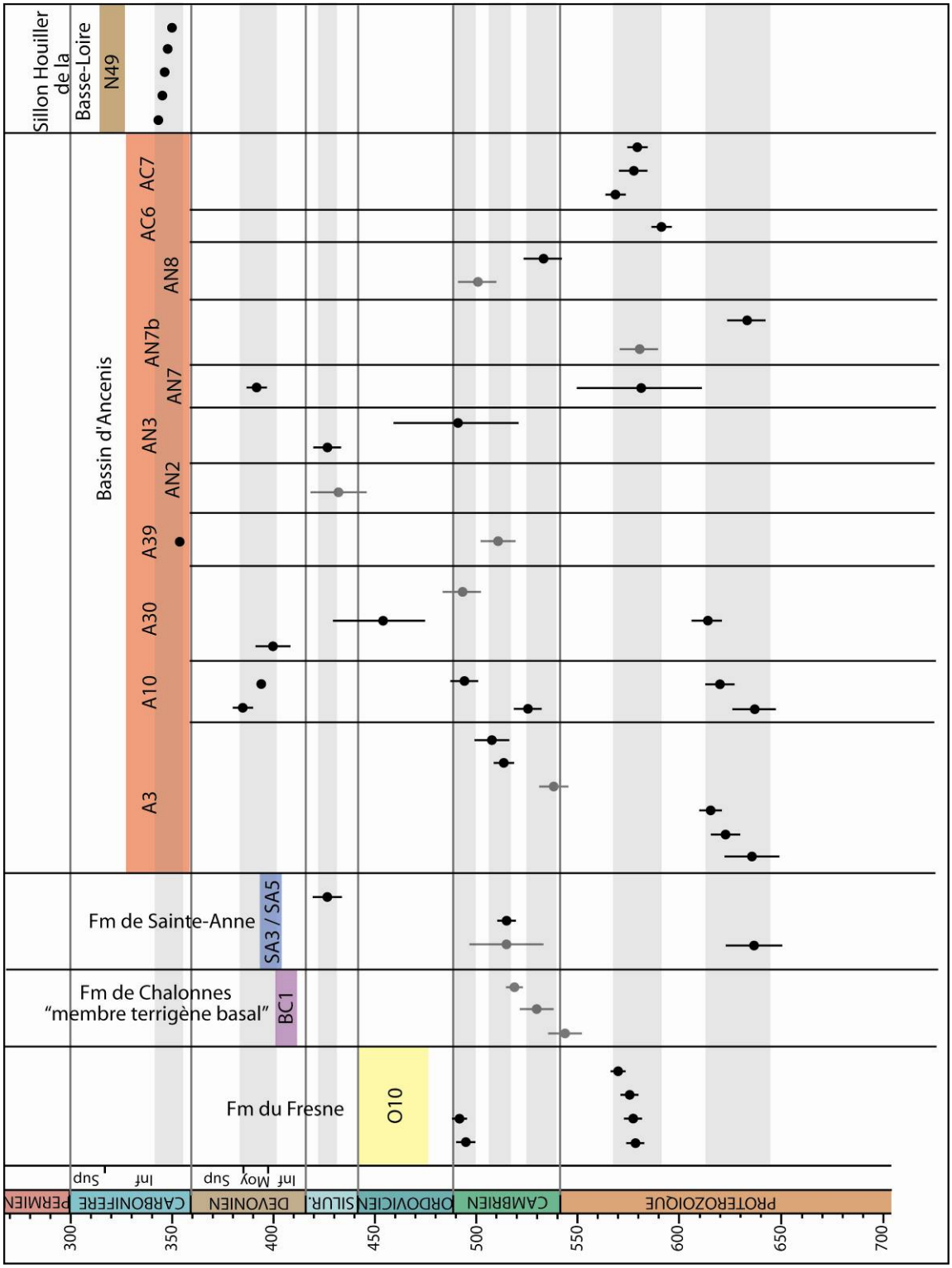


Figure VIII-11. Synthèse des âges obtenus pour les muscovites détritiques de chaque échantillon (même légende que pour la Fig. VIII-10). Les rectangles en grisé représentent les différentes populations qui peuvent être identifiées et qui sont discutées dans le texte.

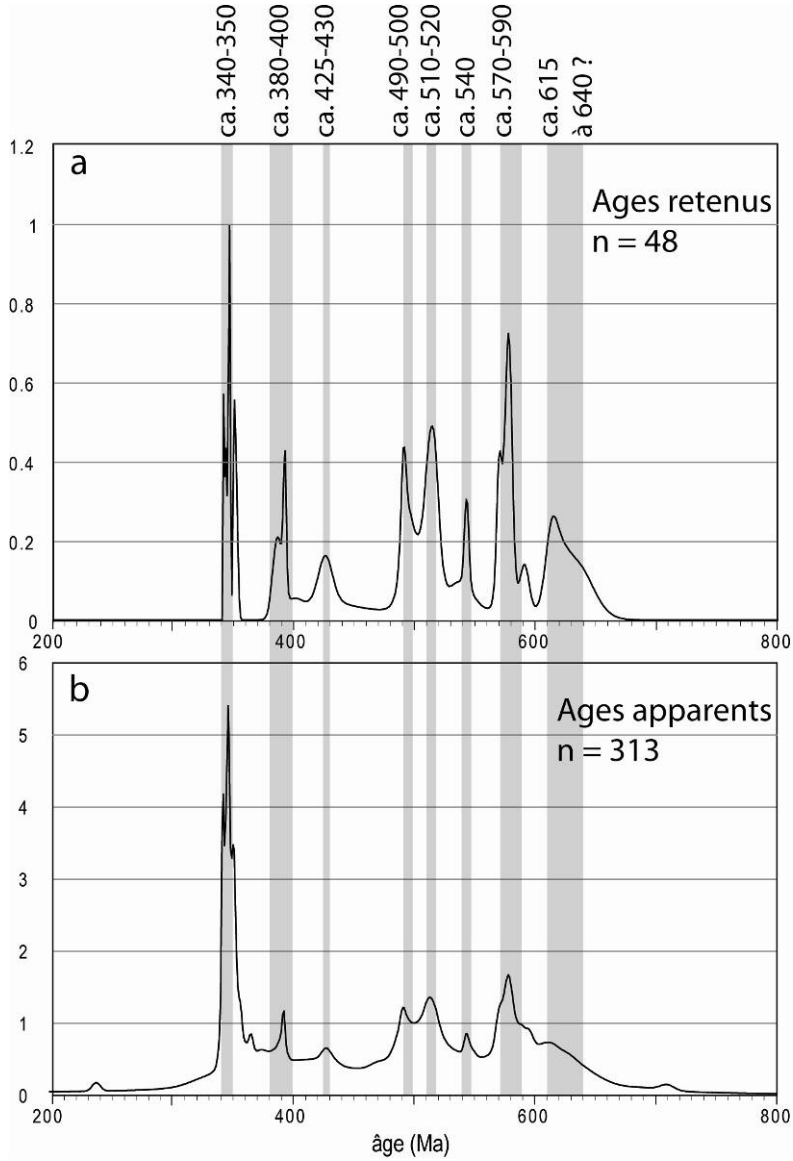


Figure VIII-12. Distributions de densité de probabilité obtenues avec l'ensemble des mesures effectuées sur tous les échantillons : a) à partir des âges retenus (reportés dans les figures VIII-10 et VIII-11) et b) à partir des âges apparents obtenus pour chaque étape des analyses

Une premier groupe d'âge Néoprotérozoïque est défini autour de **610 -640 Ma**. Ce groupe d'âge est absent des échantillons O10, d'âge Ordovicien et BC1 d'âge Dévonien inférieur (Praguien à Emsien). Il apparaît dans un échantillon de la Formation de Sainte-Anne (SA3) et est largement représenté dans quatre échantillons des séries détritiques du Bassin d'Ancenis. Trois de ces échantillons proviennent de la Coupe du Planty à Ancenis (A3, A10 et A30) alors que le quatrième provient de la Coupe de Saint-Vincent à Chalonnes (AN7b).

Une **deuxième groupe** de muscovites d'âge Néoprotérozoïque, plus jeunes, est identifié autour de **570 - 590 Ma**. Ce groupe est bien représenté dans l'échantillon de la Fm du Fresne d'âge Ordovicien (O10), et dans les échantillons du Poudingue d'Ingrandes (AC6 -

AC7). Il est également présent dans les séries détritiques du Bassin d'Ancenis : dans l'échantillon AN7 (Fourneau-du-Lion) mais l'âge plateau calculé est peu précis ainsi que dans l'échantillon AN7b (Coupe de St-Vincent) mais il s'agit alors seulement d'un âge apparent.

Plusieurs muscovites ont livré un âge **Cambrien (ca. 490 - 540 Ma**). Ces âges cambriens sont bien représentés dans presque tous les échantillons. Il est probablement possible de différencier plusieurs groupes. En effet, certains âges sont regroupés autour de 490 - 500 Ma. C'est le cas des analyses faites sur les muscovites de l'échantillon O10 et de quelques analyses de muscovites des échantillons du bassin d'Ancenis (A10, A30 et AN3). Ces muscovites appartiennent probablement à un groupe distinct. Les autres âges cambriens (entre ca. 510 et 540 Ma) sont plus dispersés et il est difficile de déterminer s'il existe un seul groupe, mal défini, ou plusieurs groupes, tels qu'ils se détachent sur les distributions de densité de probabilité (Fig. VIII-12) : un premier groupe à ca. 510 - 520 Ma et un second à ca. 540 Ma.

Il faut noter que sur toutes les analyses effectuées, aucune n'a fourni un âge ordovicien, à l'exception d'une analyse (z677, échantillon A30) pour laquelle l'âge mesuré est peu précis (452.9 ± 22.7 Ma).

Un groupe d'âge Silurien est représentée par trois muscovites, dont les âges se situent vers **425 - 430 Ma,** présentes dans la Fm de Sainte-Anne (échantillon SA5) et dans les séries détritiques du bassin d'Ancenis (échantillons AN2 et AN3). Cependant, l'âge de la muscovite de l'échantillon AN2 n'est pas validé par un âge plateau mais uniquement par un âge apparent. Cette population pourrait donc n'être définie que par deux âges.

Un groupe d'âge Dévonien inférieur à moyen (**entre 380 et 400 Ma**) est identifié uniquement dans les séries détritiques du Bassin d'Ancenis (échantillons A10, A30 et AN7).

Enfin, un dernier groupe de muscovites d'âge Carbonifère inférieur est bien défini dans l'échantillon du Sillon Houiller de la Basse-Loire (N49) dont toutes les muscovites ont fourni des âges compris entre **340 et 350 Ma**. Une muscovite provenant de la Coupe du Planty (séries détritique du Bassin d'Ancenis) a également donné un âge similaire.

Plusieurs groupes d'âges sont identifiés et leurs correspondances avec des sources identifiées ou non-identifiées doivent être discutées. La présence ou l'absence de populations d'âges U/Pb sur zircons similaires aux groupes identifiés en ^{39}Ar-^{40}Ar sur muscovites pourrait permettre de distinguer différentes sources possibles. Ainsi, la signification des groupes d'âges identifiés avec les deux méthodes sera discutée conjointement ci-après.

Chapitre 9 :

Analyse U-Pb sur zircons de la série magmatique du Bassin d'Ancenis (Granite de Mésanger)

Emplacement age of the felsic magmatism (granitic to rhyolitic) in the Ancenis Basin (Armorican Massif, France). Implications for the Carboniferous sedimentary series

Age de mise en place du magmatisme acide (granitique à rhyolitique) du bassin d'Ancenis (Massif Armoricain, France). Implications pour les séries sédimentaires carbonifères

Ducassou Céline[1], Poujol Marc[1], Bruguier Olivier[2], Ballèvre Michel[1]

[1] Université de Rennes1, Géosciences Rennes (UMR CNRS 6118), F-35042 Rennes Cedex, France
[2] Université de Montpellier II, Géosciences Montpellier (UMR CNRS 5243), Place E. Bataillon, 34 095 Montpellier, France

Abstract

During the Carboniferous times, the paroxysm of the Variscan Orogeny is emphasized by several granitic intrusions known in most of the European Palaeozoic regions. In the southern part of the Armorican Massif, hypovolcanic magmatic series (Mésanger Granite) intrude the detrital carboniferous series of the Ancenis Basin. The 319.3 ± 3.1 Ma obtained age (U/Pb on zircon) dates for the first time this plutonic complex and allow to assess an upper limit for the end of the detrital sedimentation in this basin. Moreover, the emplacement of this hypovolcanic intrusion is coeval with the sedimentation of the Namurian coal-bearing basins located north of the Ancenis Basin along the Nort-sur-Erdre Fault. As a consequence, the Mésanger Granite and its related filonian complex could respectively represent the magmatic chamber and the alimentation conduits of the volcano-sedimentary layers encountered in the Namurian basins. At last, this magmatic series presents an alcaline sodi-potassic composition that contrasts with the contemporaneous, mainly aluminous, granites known in the Armorican Massif.

Résumé

Durant le Carbonifère, le paroxysme de l'orogenèse varisque est accompagné de la mise en place de nombreuses intrusions granitiques dans la plupart des terrains paléozoïques européens. Au sud du Massif Armoricain, une série magmatique hypovolcanique (Granite de Mésanger), intrude les séries détritiques carbonifères du bassin d'Ancenis. Une analyse U/Pb sur zircons permet, pour la première fois, de proposer un âge à 319.3 ± 3.1 Ma pour cette série magmatique. Cet âge permet de fixer une borne supérieure à l'âge de la fin de la sédimentation dans le Bassin d' Ancenis. De plus, la mise en place de cette intrusion hypovolcanique est contemporaine de la sédimentation dans le Sillon Houiller de la Basse Loire, d'âge Namurien, situé directement au Nord du Bassin d'Ancenis, le long de la Faille de Nort-sur-Erdre. Le granite de Mésanger et son cortège filonien sont donc interprétés comme représentant respectivement la chambre magmatique et les conduits d'alimentation associés aux niveaux volcano-sédimentaires intercalés dans les bassins Namuriens. Enfin la composition alcaline sodi-potassique de cette série magmatique contraste avec la composition, principalement alumineuse, des granites contemporains connus dans le Massif Armoricain.

Keywords : Variscan, granite, U/Pb on zircons, Carboniferous

Mots-clés : Varisque, granite, U/Pb sur zircons, Carbonifère

1. Geological setting

The Armorican Massif is a part of the Variscan belt, divided in three main domains separated by shear zones (Jégouzo, 1980) (Fig. IX-1A). The South Armorican Domain is located south of the South Armorican Shear Zone which is divided in two branches. Between these two branches, the Nort-sur-Erdre Fault separates the northern Lanvaux Domain from the southern Mauges Domain (Ballèvre et al., 2009). The Mauges Domain consists of a stack of nappes corresponding to, from bottom to top: the Mauves Unit, the Champtoceaux Complex and the Mauges Unit. The Mauges Unit is mainly made of deformed Proterozoic sediments, and unconformably overlain by Palaeozoic sediments Cambrian in age to the South (Choletais area, Cavet et al., 1966; Thiéblemont et al., 2001) and Ordovician to Devonian in age to the North (Ancenis-Chalonnes area, Cavet et al., 1971). An Early Carboniferous (Cavet et al., 1978; Rivière, 1977a) clastic sedimentation is preserved on top of the Mauges Unit in a narrow area elongated along the Nort-sur-Erdre Fault (the Ancenis Basin, Fig. IX-1B). These detrital series are now tilted toward the North. This basin is supposed to be linked to a sinistral motion along the Nort-sur-Erdre Fault (Diot, 1980; Dubreuil, 1980; Dubreuil, 1986), and opened as a pull-apart basin.

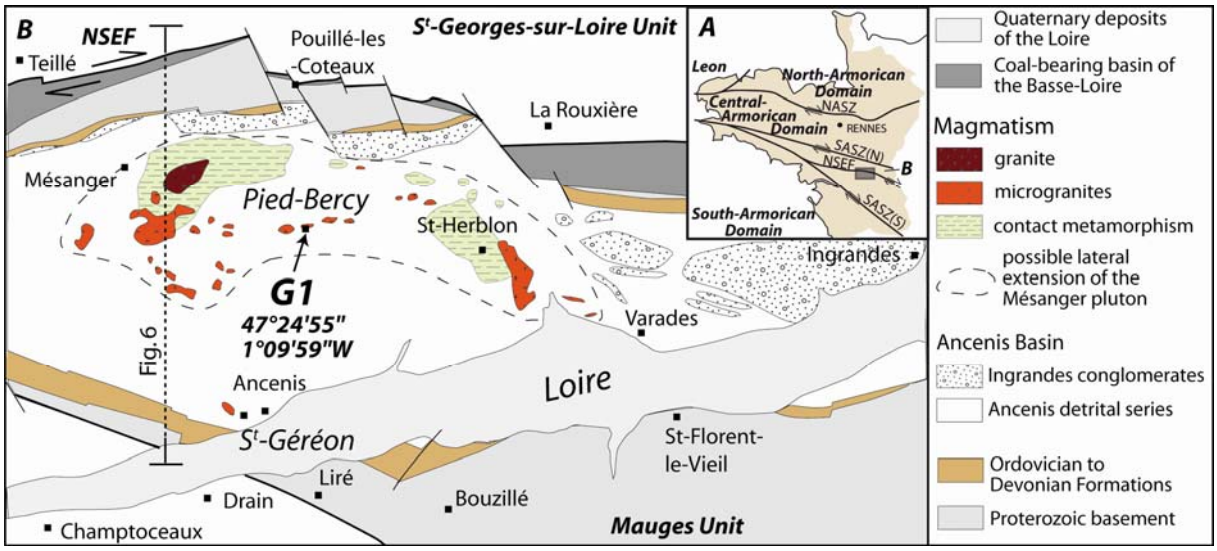


Fig. IX-1. A) Localisation of the Ancenis Basin in the Armorican massif and B) Schematic geological map of the Ancenis Basin and localisation of the recorded magmatism (modified, after Riviere, 1977b). The localisation of the analysed sample and its coordinates are reported as G1.
Fig. IX-1. A) Localisation du Bassin d'Ancenis dans le Massif Armoricain et B) Carte schématique du Bassin d'Ancenis et localisation du magmatisme enregistré (modifié d'après Rivière, 1977b). La localisation de l'échantillon analysé et ses coordonnées sont reportées sur la carte (G1).

The coal basin of the Basse-Loire ("Sillon Houiller de la Basse-Loire"), Namurian in age (Bureau, 1910; Carpentier, 1918), is located along the Nort-sur-Erdre Fault. This basin is supposed to be synchronous with the dextral displacement along the Nort-sur-Erdre Fault (Barthet, 2005; Diot

and Blaise, 1978). Moreover, it contains large amount of volcanoclastic rocks (Bureau, 1910, Arnaud and Brossé, 1981).

In the Ancenis Basin, some granites and microgranites occur as small plutons (Mésanger granite), dikes, or sills (Fig. IX-1B) and have been attributed to a hypovolcanic tardi-orogenic magmatism (Nicolas in Cavet et al., 1967) of "alcaline sodi-potassic" composition (Allon, 1980). The Mésanger pluton and its related dyke complex intrude the sedimentary series of the Ancenis basin (Rivière, 1977b). On the basis of the gravimetric data and the observed contact metamorphism (Fig. IX-1B), Rivière, (1977b) proposed that the Mésanger granite could be prolongated toward the East (Fig. IX-1B). This is also in agreement with the magnetic anomaly observed in the Ancenis Basin (Gumiaux, 2003).

2. The felsic magmatism within the Ancenis Basin.

2-1. Structural and petrological description

The Mésanger granite can be subdivised in 3 concentric facies as shown by Allon (1980) (Fig. IX-2A). In the core, a granite of granular texture, mainly made up of quartz, potassic feldspar, sodic plagioclase, biotite, is surrounded by porphyric migrogranites and then by granophyres. The granite is well preserved in an abandoned quarry south of the Queteraie (or Quétraye) Mill. There, it shows a large amount of pink potassic feldspars that give its color to the granite.

Dikes and sills consist of microgranites that can present an aphanitic texture or a porphyric texture with phenocrysts of quartz, potassic feldspar and plagioclase in a pink to grey mesostase (Allon, 1980; Rivière, 1977b). In the Pied-Bercy area (GPS coordinates of the sample location are given on Fig. IX-1), one or more probably several sills have been mined in several little quarries; the best preserved being the southernmost, nearly 10 meter-thick sill (Fig. IX-2B). The central part of the sill presents a porphyric texture. Quartz phenocrysts have either idioblastic hexagonal shapes or more rounded outlines, in which case they frequently display corrosion gulfs. Potassic felspar and plagioclase phenocrysts show anti-rapakivi and locally rapakivi textures. The mesostase consists mainly of feldspars and rare quartz and is largely alterated, but a microgranular texture is still discernable. The margin of the sill is made of a finer-grained rock with rare phenocrysts. Magmatic lineation is locally present, marked by dark minerals (oxydes?).

An exceptional occurrence of a *rhyolitic dyke* is found in an abandoned quarry at Saint-Géréon (Fig. IX-2C). The pale pink aphanitic rock displays conspicuous columnar jointing, the latter being subhorizontal and diverging from the center of the former quarry. It is therefore interpreted as a neck.

2-2. Chemical analyses

Chemical analyses will be performed on samples from

(i) the Mesanger granites,

(ii) the Pied-Bercy microgranite,

(iii) the rhyolitic dyke of Saint-Géréon

(iv) the volcanosedimentary series from the Roc quarry (in Ardenay, 49)

3. U-Pb data on zircons

3-1. Analytical procedure

U-Pb analyses o, zircons were performed on a sample from the central part of the Pied-Bercy sill. Zircons were hand-picked from the least paramagnetic concentrates. Selected crystals were then embedded in epoxy resin and polished to expose the internal structure. They were examined using cathodoluminescence (CL) at the University of Rennes 1 in order to chose the zircon for the analyses and avoid inclusions and inherited cores. The zircon were later used for U–Pb analyses at the University of Montpellier II using a CompEx 102 Excimer laser generating 15 ns duration pulses of radiation at a wavelength of 193 nm. For analyses, the laser was coupled to a Finnigan Element XR ICPMS and analytical procedures followed those outlined in Bruguier et al. (2001).

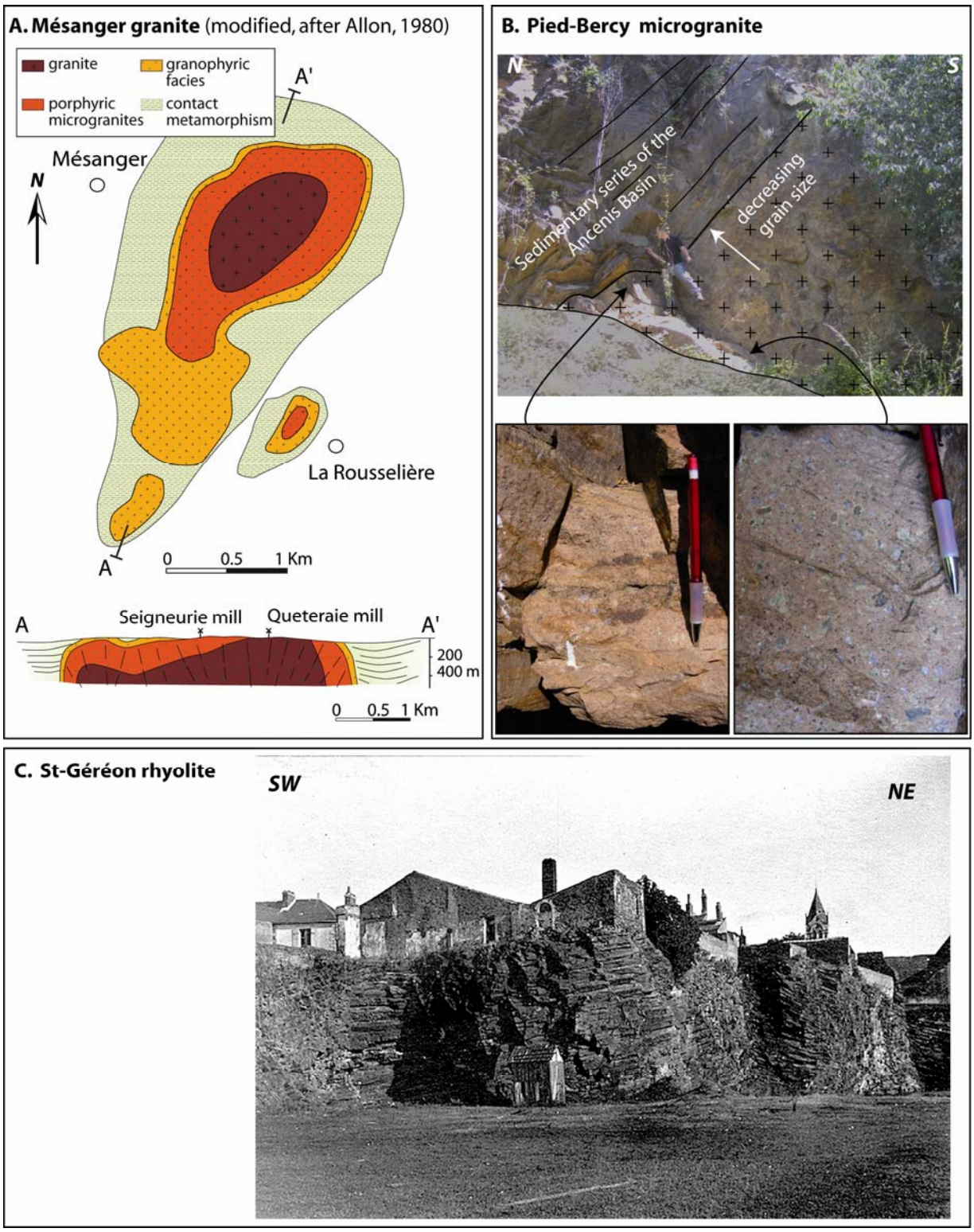


Fig. IX-2. A) Schematic map and cross-section of the Mésanger Granite and its concentric facies (modified after Allon, 1980) B) Photography of the Pied-Bercy sill showing a central porphyric facies and a finer border facies. C) Photography of the Saint-Gereon rhyolithe showingsub-horizontal columnar jointing. Localisation of these outcrops is reported on Fig. IX-1.

Fig. IX-2. A) Carte et coupe schématiques du Granite de Mésanger et ses faciès concentriques (modifié d'aprèsr Allon, 1980) B) Photographie du sill de Pied-Bercy et détail des faciès porphyrique (au centre) et à grain fin (sur la bordure). C) Photographie de la rhyolite de Saint-Gereon et ses prismes de refroidissement sub-horizontaux.

Ablation experiments were conducted under ultrapure He, which enhances sensitivity and reduces Pb–U fractionation (Günther and Heinrich, 1999). The He gas stream and particles from the samples were then mixed with Ar before entering the plasma. The laser was fired at an energy density of 15 J/cm^2 at a frequency of 4 Hz. The spot size of the laser beam was 26 µm. Data were acquired in digital mode and each element was measured using peack jumping mode with a variable dwell time: 5 ms on ^{202}Hg, ^{204}Hg+Pb, ^{208}Pb and ^{232}Th; 10 ms on ^{206}Pb, ^{238}U, and 40 ms on ^{207}Pb. Unknowns were bracketed by measurements of the 91500 standard (Wiedenbeck et al., 1995), where the ratio of unknown to standard was 5:4. Standard measurements were used for mass bias and inter-element fractionation corrections. For mass bias, all standard measurements performed during one session were averaged, whereas for Pb–U fractionation, only the 4 standards bracketing the five unknowns were used for each batch of analyses. The calculated bias factors and their associated errors were then added in quadrature to the individual errors measured on each unknown. In the course of this study, the zircon standard 91500 (Wiedenbeck et al., 1995) was analysed twelve times and gave a ^{207}Pb/^{206}Pb weighted average of 0.07526 ± 0.00058 (2σ), which corresponds to an age of 1075 ± 15 Ma. Reproducibility of the measured ^{206}Pb/^{238}U ratios was 2.00% (1σ). In order to check the presence of common lead, a correction threshold based on the limit of detection has been defined by Bruguier et al. (2001) and corresponds to three times the standard deviation of the intensity in cps of the ^{204}Pb in the blank. Correction for common lead were not applied to these data, the calculated ^{204}Pb being lower than the treshold value.

3-2. Zircon morphology.

Observed zircons are colourless to brownish, transparent and in most cases euhedral, although some are broken or rounded (Fig. IX-3). They contain small inclusions of elongated minerals. When they are not broken, their length ranges between 100 and 400 µm. Their morphology, when observable, is characterized by a well developed [100] prismatic face, a poorly developed to nearly absent [110] prismatic face and a [101] pyramidal face with some rarely discernable [211] pyramidal face. Extracted zircons were not numerous enough to provide a statistical analysis on their typology. Nevertheless, zircons with discernable faces are clearly located in the right lower part of the typological classification of Pupin (1980) with most of them in the P5 or S25 typological group (Fig. IX-3). Most of the zircons have a rectangular prismatic face with an L/l ratio higher than 2/1 or higher than 3/1 for some of them. Under cathodoluminescence the zircon show a magmatic zoning and some of them have preserve an inherited core (hj7, hj8, Fig. IX-4). Analyses were performed on the zircon rims in order to avoid inherited core.

3-3. U-Pb results

Among the analysed zircons, only 8 are concordant (90% < C < 110%) and 7 are discordant (Tabl. IX-1). Concordant zircons give quite homogeneous chemical compositions for the Pb, ranging between 22.5 and 37 ppm, and less homogeneous chemical compositions for the Th and U, ranging respectively from 258 to 454 ppm and 394 to 686 ppm. All the analyses uncorrected for the common lead were plotted on a Tera-Wasserburg diagram (Fig. IX-5A). Concordant analyses yield a concordia age (Ludwig, 1998) of 319.3 ± 3.1 Ma with a MSWD of 1.4 (Fig. IX-5B). Among the discordant analyses, four analyses (hj7, hj10, hj12 and hj13) show a high $^{207}Pb/^{206}Pb$ ratio that could imply presence of common lead. The analyses hi10, hi6 and especially hj14 present low $^{238}U/^{206}Pb$ ratio and a high $^{207}Pb/^{206}Pb$ ratio which could be consistent with a lead loss from common lead rich zircons.

4. Interpretation and conclusion

Nature and age of the felsic magmatism

The felsic magmatism within the Ancenis Basin is distinct from most other occurrences in the Armorican Massif because it has a sub-alkaline to alkaline affinity. This is shown by:

(i) its bulk-rock chemistry : an alkaline sodi-potassic composition was attributed to the Mésanger Granite (Allon, 1980) whereas most of other plutonism occurrences known in the southern part of the Armorican Massif are peraluminous muscovite-bearing granites (Carron et al., 1994) and calc-alkaline granites (Dhoste, 1983) (Fig. IX-6);

(ii) the type of mineralization associated to the intrusive rocks which consists mainly of molybdenite. The only known occurrences of this kind of mineralization associated to a Variscan granite being those of the Mésanger Granite and the Beauvain Granite (Normandy, Callier, 1989);

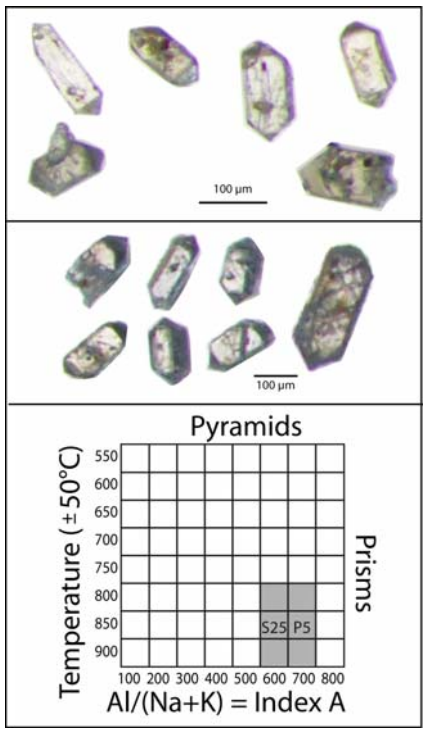


Fig. IX-3. Photography of the hand-picked zircons under binocular microscope and their distribution in the typological classification of Pupin (1980).
Fig. IX-3. Photographies des zircons séparés sous loupe binoculaire et leur distribution dans la classification typologique de Pupin (1980).

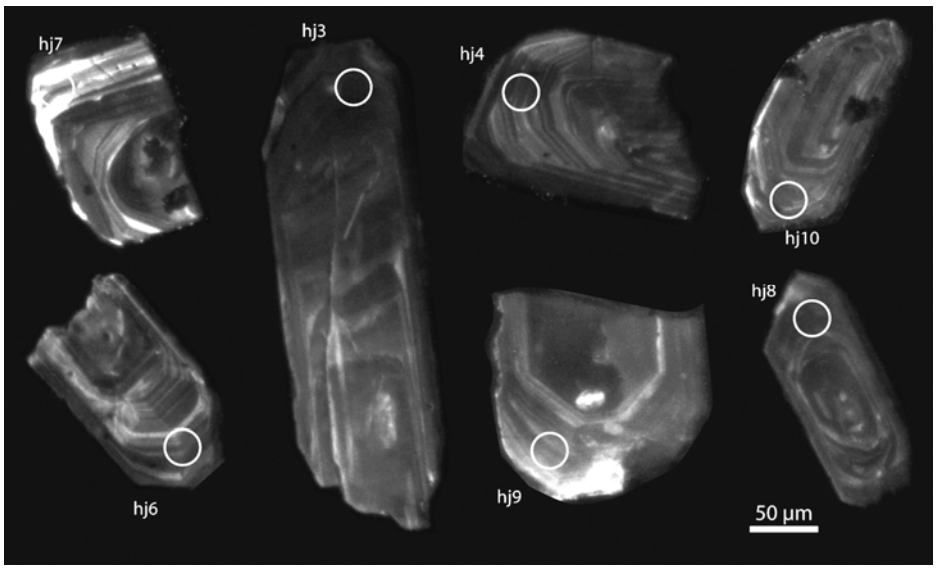


Fig. IX-4. Cathodoluminescence imagery of some analyzed zircons and localisation of the spot analyses.
Fig. IX-4. Images en cathodoluminescence de quelques zircons analysés et localisation des analyses.

Analyses	Concentrations (ppm)			Th/U	Isotopic ratios						Rho	Apparent ages						Con (%)
	Pb*	Th	U		$^{207}Pb/^{235}U$	± (1σ)	$^{206}Pb/^{238}U$	± (1σ)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	± (1σ)		206/238	± (1σ)	207/235	± (1σ)	207/206	± (1σ)	
hi10	32.1	416.2	595.0	0.7	0.4243	0.0310	0.0474	0.0010	0.0650	0.0046	0.28	298	6	359	22	773	155	39
hi2 ☻	**30.7**	**364.6**	**575.5**	**0.6**	**0.3613**	**0.0055**	**0.0497**	**0.0006**	**0.0527**	**0.0006**	**0.73**	**313**	**3**	**313**	**4**	**315**	**24**	**99**
hi3 ☻	**25.7**	**348.0**	**455.4**	**0.8**	**0.3723**	**0.0064**	**0.0513**	**0.0006**	**0.0527**	**0.0006**	**0.70**	**322**	**4**	**321**	**5**	**314**	**28**	**103**
hi4 ☻	**22.5**	**285.1**	**394.0**	**0.7**	**0.3733**	**0.0054**	**0.0517**	**0.0005**	**0.0524**	**0.0006**	**0.63**	**325**	**3**	**322**	**4**	**303**	**26**	**107**
hi5 ☻	**29.0**	**257.6**	**570.1**	**0.5**	**0.3598**	**0.0061**	**0.0492**	**0.0005**	**0.0530**	**0.0007**	**0.58**	**310**	**3**	**312**	**5**	**330**	**31**	**94**
hj6	26.2	348.7	478.2	0.7	0.4183	0.0304	0.0471	0.0007	0.0645	0.0046	0.22	296	5	355	22	757	157	39
hj7	13.9	250.3	227.4	1.1	0.5111	0.0176	0.0502	0.0008	0.0738	0.0023	0.44	316	5	419	12	1036	64	31
hi8 ☻	**37.5**	**454.4**	**685.7**	**0.7**	**0.3718**	**0.0081**	**0.0505**	**0.0003**	**0.0534**	**0.0011**	**0.24**	**318**	**2**	**321**	**6**	**346**	**49**	**92**
hi9 ☻	**31.6**	**296.2**	**597.3**	**0.5**	**0.3692**	**0.0055**	**0.0513**	**0.0005**	**0.0522**	**0.0006**	**0.70**	**322**	**3**	**319**	**4**	**295**	**24**	**109**
hj10	31.1	403.7	540.4	0.7	0.4300	0.0100	0.0501	0.0005	0.0623	0.0013	0.40	315	3	363	7	683	46	46
hi11 ☻	**30.5**	**294.6**	**559.8**	**0.5**	**0.3742**	**0.0087**	**0.0516**	**0.0009**	**0.0526**	**0.0008**	**0.73**	**324**	**5**	**323**	**6**	**311**	**36**	**104**
hj12	25.1	273.9	476.2	0.6	0.3955	0.0090	0.0495	0.0005	0.0579	0.0012	0.41	312	3	338	7	526	46	59
hj13	54.9	780.6	879.3	0.9	0.5230	0.0167	0.0533	0.0005	0.0712	0.0022	0.31	335	3	427	11	963	63	35
hj14	30.5	626.7	590.1	1.1	0.3206	0.0080	0.0413	0.0005	0.0563	0.0012	0.51	261	3	282	6	465	48	56
hj15 ☻	**30.5**	**328.6**	**545.2**	**0.6**	**0.3761**	**0.0045**	**0.0521**	**0.0005**	**0.0524**	**0.0004**	**0.82**	**327**	**3**	**324**	**3**	**301**	**16**	**109**

☻ concordant analyses used for the calcul of a concordant age
Pb* : radiogenic lead concentration corrected for the blank and the standard
Th : thorium concentration corrected for the blank and the standard
U : uranium concentration corrected for the blank and the standard
Isotopic ratios are corrected for the blank, for the inter-element fractionation and mas bias with the standard
Apparent ages are calculated with Isoplot (Ludwig, 2000)
Errors are quoted at 1σ confidence level
Concordance is calculated as [207/206] * 100 / [206/238]

Tabl. IX-1. Sample G1 U-Pb analytic results.
Tabl. IX-1. Données analytiques U-Pb de l'échantillon G1.

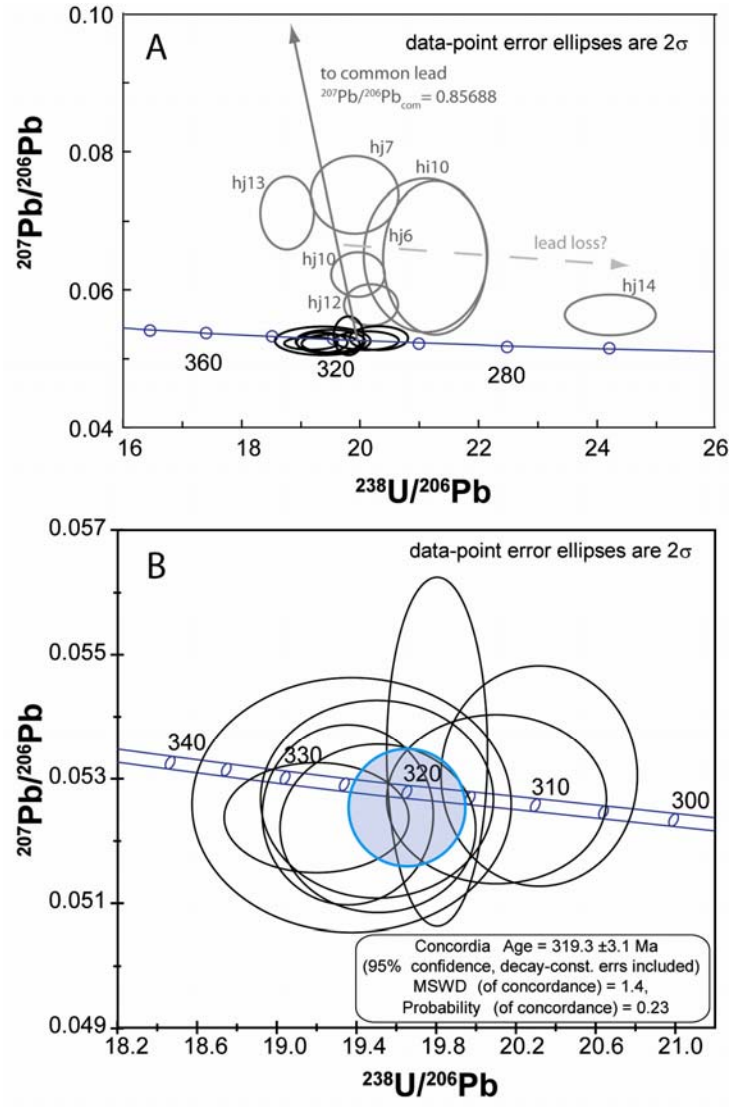


Fig. IX-5. Tera-Wasserburg diagram for sample G1; A) All the analyses and B) Concordant analyses for which a concordia age is calculated.
Fig. IX-5. Diagrames de Tera-Wasserburg dans lesquels les données non corrigées du plomb commun sont reportées; A) Toutes les analyses et B) Analyses concordantes sur lesquelles un âge concordant a été calculé.

(iii) The shape of the zircons of the microgranite of Pied-Bercy, mainly belonging to the group P5 (Pupin, 1980), which is typical of high-temperature (800-900°C) alkaline granites.

The age of 319.3 ± 3.1 Ma is interpreted as representing the emplacement age of the sill because (i) zircons display typical features of crystals having grown in magma, like their idioblastic shape, and their internal oscillatory zoning; (ii) only one population has been found, suggesting that they are not inherited through partial melting of a metasedimentrary source.

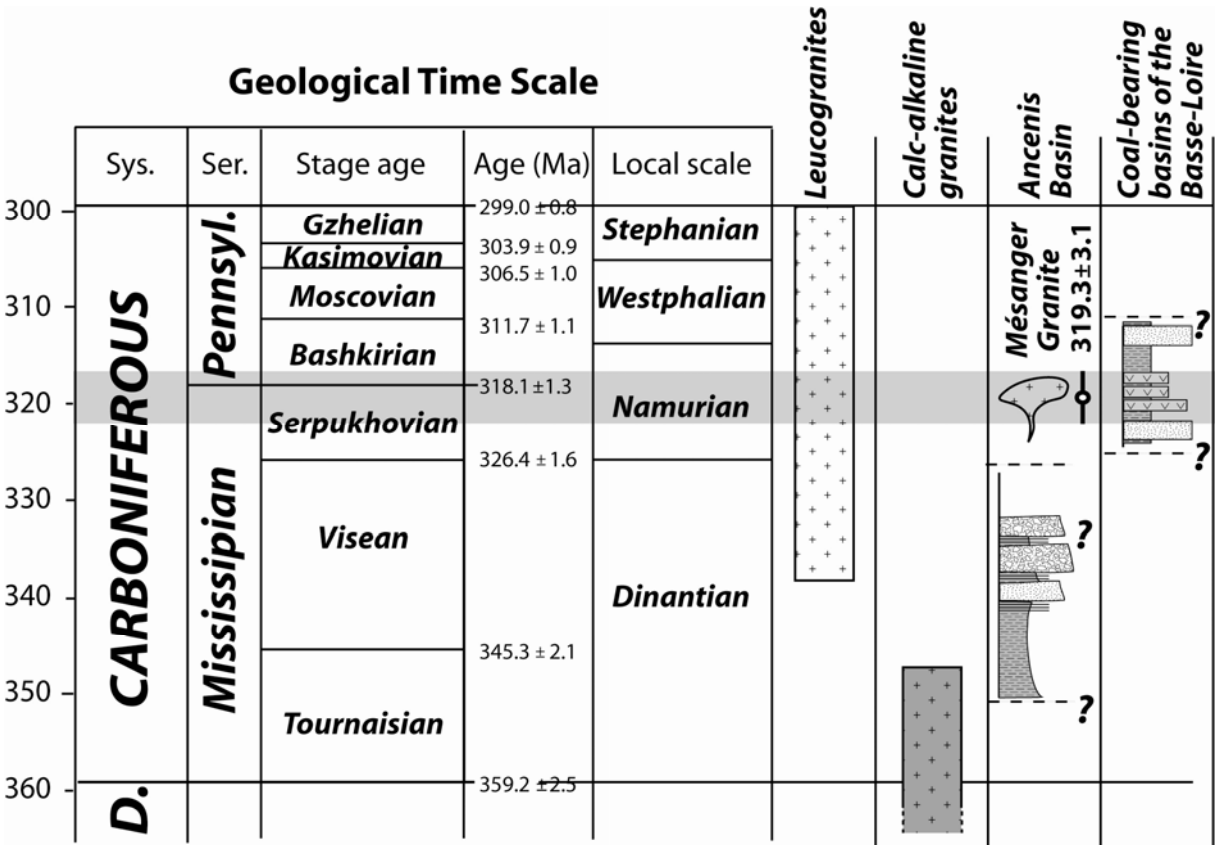


Fig. IX-6. Position of the isotopic age obtained for the Mésanger Granite by U/Pb on zircons in the geological time scale. The carboniferous magmatism recorded in the South-Armorican Domain (with mainly leucogranites, (Carron et al., 1994) and some calk-alcaline granites of Upper Devonian to Lower Carboniferous age (Dhoste, 1983)) and the Carboniferous sedimentation in the Ancenis Basin and the Coal-bearing basins of the Basse-Loire are also reported.
Fig. IX-6. Position de l'âge obtenu pour le granite de Mésanger dans l'échelle des temps géologiques. Le magmatisme carbonifère enregistré dans le sud du Massif Armoricain et la sédimentation carbonifère dans le bassin d'Ancenis et le Sillon houiller de la Basse-Loire sont également reportés.

Moreover, the sill of Pied-Bercy might belong to the dyke complex associated to the Mésanger Granite because the zircons are consistent with an alkaline composition as proposed for the Mésanger Granite. U/Pb analyses on zircons from this granite would potentially confirm the contemporaneity of these intrusions.

Timing of Early Carboniferous sedimentation in the Ancenis Basin

The ca. 320 Ma age of the Pied-Bercy microgranite corresponds to the emplacement of an intrusion in the Ancenis Basin after the sedimentation of the Carboniferous series. This age allows to give a maximum age for the detrital sedimentation of the Ancenis Basin. Indeed, these series lack marine fauna and the age of this sedimentation only rely on the flora content. The flora gives an imprecise

Dinantian age (i.e. Tournaisian to Visean age, Beaupère, 1973). The ca. 320 Ma age postdate the sedimentation of the Ancenis Basin which is in agreement with the palaeobotanical considerations.

Timing of the tilting of the Ancenis Basin

If the emplacement of the magmatic rocks in the Ancenis Basin is proved to have occurred after the tilting of the sedimentary series, the 320 Ma age obtained for the magmatism could give a maximum age for this tilting. Conversely, the 320 Ma age would give a minimum age for the tilting. The Saint-Géréon rhyolite is located 6.5 km south of the Mésanger granite. Moreover, the bedding in the Carboniferous rocks is from South to North: dipping 45° to the North for at least 3.5 km and then sub-horizontal but affected by folds. In a first hypothesis, for which intrusion of the magmatic rocks pre-date the northward tilting, the Saint-Géréon rhyolite would be located at least 2.5 km deeper than the Mésanger Granite. This would be inconsistent with the texture observed for these two rocks. Indeed, the St-Géréon rhyolite suggests crystallization not far from the surface, whereas the Mésanger granite could have crystallized deeper. In consequence, these observations support that the tilting of the Ancenis occurred before the emplacement of the magmatic rock (Fig. IX-7). This conclusion would be in agreement with the sub-horizontal (i.e. not tilted) columnar jointing observed for the Saint-Géréon rhyolite.

Source of the Namurian explosive volcanism

Immediately North of the studied Ancenis Basin are found Carboniferous deposits that essentially consists of coarse- to medium-grained detrital sediments that contain a few coal seams as well as numerous interbedded tuffites, known as the “Pierre carrée”. The explosive, subaerial nature of the tuffites is well displayed because they locally fossilize soils, while preserving standing trunks and their rooting systems of Lepidodendrales (Carpentier, 1932). In some cases, reworking of the volcanoclastic material by semi-permanent lakes or rivers is shown by occurrences of sedimentary ripples.

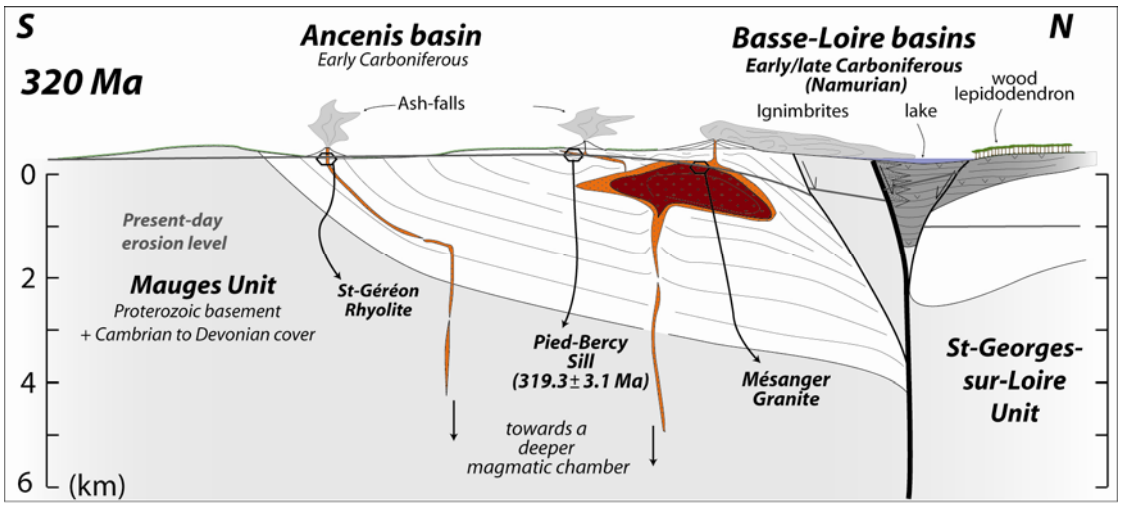


Fig. IX-7. Schematic cross-section the Ancenis area during the Serpukhovian (320 Ma). Volcanism is recorded in both the Ancenis Basin (Mésanger Granite) and the coal-bearing basins of the Basse-Loire.
Fig. IX-7. Coupe schématique de la région d'Ancenis durant le Serpukhovien (320 Ma)

The source of the Namurian volcaniclastic rocks has been a matter of debate. Due to their abundance and to the coarse agglomerates sometimes found, a proximal source has generally been accepted. However, the feeding dykes have never been identified. Some authors have hypothesized an origin in the rhyolitic lavas from the Saint-Georges-sur-Loire Unit, located to the North of the Namurian basin (Mathieu, 1975). Other authors have considered that the granitic-microgranitic intrusions in the Ancenis Basin were much younger than the Namurian volcaniclastic rocks (Shelley and Bossière, 2000; Shelley and Bossière, 2001). The new U-Pb age indicates that they are contemporaneous (Fig. IX-6), and therefore solve the problem of the location of the volcanoes responsible for the explosive deposits found in the Namurian basins. The Mésanger granite and the associated microgranites and rhyolites would then represent a hypovolcanic series that provided the volcanic material recorded in the Namurian coal-bearing basins (Fig. IX-7).

Chapitre 10 :

Analyses U-Pb sur zircons (LA-ICPMS), Echantillons complémentaires

Métadacite éclogitique de l'Unité du Cellier

(Complexe de Champtoceaux)

&

Tuffite de la Carrière du Roc

(Sillon Houiller de la Basse-Loire)

Analyse U-Pb sur zircon (LA-ICPMS), Echantillon FAY47
Métadacite de Fay-de-Bretagne

Contexte géologique- historique

Strucure

Le **Complexe de Champtoceaux** chevauche l'Unité de Mauves-sur-Loire et est composé de différentes unités métamorphiques superposées et limitées par des chevauchements ductiles (Marchand, 1981) (Fig. X-1). Il comporte de la base au sommet :

- L'allochtone inférieur surmonte l'Unité de Mauves et comprend plusieurs unités (Fig. X-1): (1) l'Unité du Cellier composée essentiellement de leptynites (gneiss leucocrates) contenant de nombreuses lentilles d'éclogites, surmontée par (2) des micaschistes à grenat et chloritoïde ou à grenat, chloritoïde et chlorite; (3) l'Unité de Saint-Mars-du-Désert, composée de gneiss leucocrates très déformés et surmontée de (4) métapélites à grenat et staurotide. Les gneiss leucocrates sont dérivés de plutons granitiques alcalins datés de l'Ordovicien Inférieur (U/Pb sur zircons, Paquette et al., 1984, Ballèvre et al., 2002).

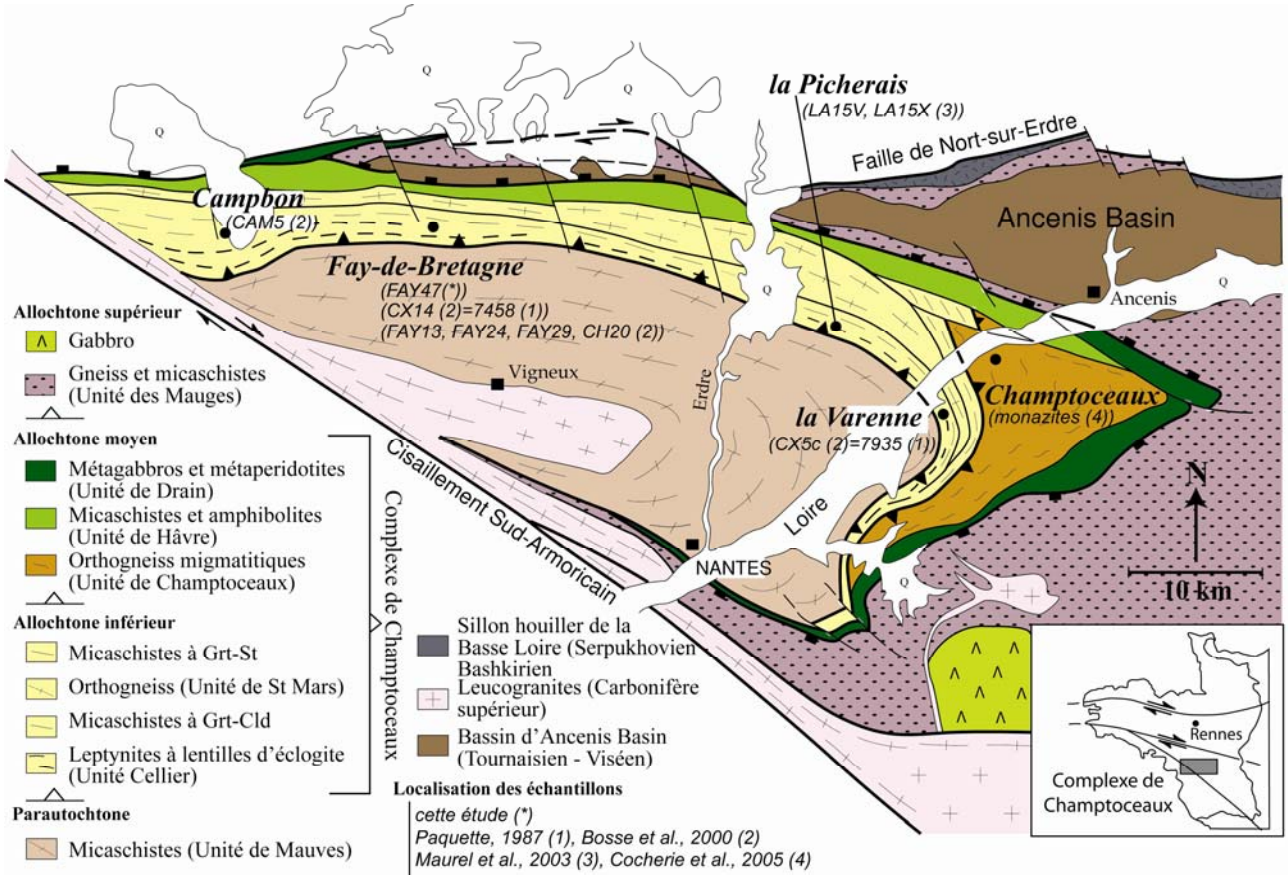


Fig. X-1. Carte structurale du Complexe de Champtoceaux (modifié d'après Bosse et al., 2000) et localisation de l'échantillon daté dans le cadre de cette étude et des échantillons datés discutés dans le texte.

o L'allochtone moyen (Fig. X-1) regroupe : (1) l'Unité de Champtoceaux, composée d'orthogneiss migmatitiques avec des lentilles d'éclogites très mal préservées, (2) l'Unité du Hâvre composée de métavolcanites et de métasédiments, et (3) l'Unité de Drain, qui comprend des métagabbros déformés et quelques péridotites serpentinisées.

o L'allochtone supérieur comprend l'Unité des Mauges et sa couverture paléozoïque (Fig. X-1).

Histoire tectonique

La déformation dans le faciès éclogitique n'est que rarement conservée dans les lentilles d'éclogites et ne peut pas être utilisée pour déterminer le mode de déformation à l'échelle régionale. Ainsi, seuls trois événements majeurs, subséquents à cette étape, ont pu être préservés. (i) Le premier est une déformation ductile bien marquée par une foliation et une forte linéation d'étirement. Elle est associée au chevauchement à vergence ouest, du Complexe de Champtoceaux sur l'Unité de Mauves. Une étude récente sur le métamorphisme inverse a permis de dater ce dernier à ca. 330 - 340 Ma (méthode $^{39}Ar/^{40}Ar$, Pitra et al., 2009) (ii) Le deuxième événement est la déformation ductile associée à l'exhumation du complexe de Champtoceaux par rapport à l'unité des Mauges par l'intermédiaire d'un grand détachement ductile. (iii) Enfin le dernier événement correspond au plissement des structures précédentes (foliation, linéations, chevauchements, détachement) selon un axe est-ouest et plongeant fortement vers l'est, interprété comme synchrone du mouvement dextre le long du CSA. Des leucogranites syntectoniques associés au jeu du CSA ont été datés à 313 ± 19 Ma par Rb-Sr sur roche totale (Guineberteau, 1986, recalculé dans Bosse et al., 2000). Enfin, des études de sismique profonde à travers le Domaine de Champtoceaux, ont permis de mettre en évidence de grands chevauchements à vergence nord qui sont interprétés comme contemporains du plissement des structures et donc du jeu dextre le long du CSA (Bitri et al., 2003 ; Martelet et al., 2004).

Histoire métamorphique

De nombreuses études ont porté sur l'histoire métamorphique du Complexe de Champtoceaux et malgré cela, des désaccords subsistent sur l'âge du pic métamorphique dans le faciès éclogitique.

Une première datation du métamorphisme éclogitique, effectuée par Paquette et al. (1985) en U-Pb sur population de zircons a été obtenue sur une méta-dacite (échantillon CX14 = 7458) provenant de l'Unité du Cellier (Fig. X-1). Les analyses s'alignaient sur une discordia dont l'intercept haut à 2208 ± 39 Ma a tout d'abord été interprété comme le protolithe volcanique et dont l'intercept bas à 413 ± 16 Ma (recalculé à 413 ± 44 Ma par Bosse et al., 2000) a été interprété

comme l'âge de l'épisode métamorphique dans le faciès éclogite. Cependant, cette interprétation a rapidement été discutée (Paquette, 1987). Tout d'abord, sur la base d'analyses géochimiques, l'interprétation de l'âge à 2208 Ma comme étant celui de la mise en place du protolithe magmatique a été remise en question et la présence d'un héritage d'anciens zircons (soit par contamination, soit d'origine détritique) a été envisagée. Ensuite, un échantillon de métabasite de la Varennes (CX5c = 7935) provenant de la même unité (Unité du Cellier) a livré un âge à 358 ± 2 Ma (U/Pb sur zircons, recalculé à 356 ± 8 Ma par Bosse et al., 2000), mais cette fois sur un intercept haut. Ce résultat était alors cohérent avec les âges obtenus en Rb-Sr (340 ± 8 Ma, Peucat, 1983), Sm-Nd (339 ± 15 Ma, Paquette, 1987) interprétés comme des âges de refroidissements. L'âge à 356 ± 2 Ma a alors été interprété comme l'âge minimum de l'épisode métamorphique de haute pression (Paquette, 1987).

Plus récemment, Bosse et al., (2000) ont daté par les méthodes ^{39}Ar-^{40}Ar (sur phengites), Rb-Sr (isochrones sur phengites et roche totale) et Sm-Nd (isochrones sur grenat, clinopyroxène et roche totale) des échantillons de cette même unité : CX5c à la Varennes, FAY13, FAY24, FAY29 et CH20 à Fay-de-Bretagne et CAM5 à Cambon. Tout d'abord les âges obtenus en Sm-Nd (362 ± 25 Ma, 371 ± 7 Ma et 359 ± 7 Ma) sont cohérents avec l'âge à ca. 360 Ma. De plus, les datations en ^{40}Ar/^{39}Ar s'échelonnent entre 352,0 ± 1,6 Ma et 340,5 ± 1,4 Ma et les datations en Rb-Sr (336 ± 5 Ma et 320 ± 6 Ma) sont interprétées comme des âges de refroidissement traduisant l'exhumation des roches de haute pression, en accord avec un âge de métamorphisme éclogitique à ca. 360 Ma. De plus, des arguments pétrologiques (zircons en inclusion dans le glaucophane, le grenat et le clinopyroxène) appuient cette interprétation. Les travaux de Maurel et al. (2002) en ^{39}Ar-^{40}Ar sur biotites sur le métagranite de la Picherais viendront par la suite appuyer cette interprétation. Ce granite avait été daté à 423 ± 10 Ma en U-Pb sur zircon (Vidal, 1980), âge interprété comme celui du protolithe magmatique. Par la suite, Paquette (1987), avait conclut avec réserve à un âge de mise en place du protolithe granitique à 480 Ma suivi d'un épisode métamorphique à 360 Ma. A partir d'une cartographie des âges sur les biotites, Maurel conclut que certaines biotites (LA15V) gardent en leur cœur l'âge du magmatisme (avec un âge minimum à 416 ± 4 Ma) alors que leurs bordures sont attribuées à l'épisode métamorphique (à 360 Ma). Enfin d'autres biotites (LA15X) enregistrent des âges de refroidissement (354 ± 8,4 Ma) similaires à ceux calculés par Bosse et al. (2000).

Enfin, Cocherie et al. (2005) ont daté les migmatiques de l'unité sus-jacente (Unité de Champtoceaux ou Allochtone Supérieur du Complexe de Champtoceaux) par la méthode U-Th- Pb (EMPPA) sur monazite. Un âge à 387 ± 6 Ma Ma a été obtenu et interprété comme l'âge de la migmatisation. Sur ce résultat, Faure et al. (1997, 2008) a alors réfuté l'âge à ca. 360 Ma comme étant l'âge du métamorphisme, qui selon eux, devait être plus vieux que l'âge de migmatisation.

Comme l'ont précisé Ballèvre et al., (2009), l'âge à 390 Ma et l'âge à 360 Ma ayant été obtenus sur des échantillons provenant d'unités différentes, respectivement l'allochtone moyen et

l'allochtone inférieur du Complexe de Champtoceaux, il n'existe aucun argument qui permette de réfuter l'âge à ca. 360 Ma comme étant l'âge du métamorphisme éclogitique, d'autant plus que cet âge est appuyé par des arguments pétrologiques.

Une nouvelle tentative de datation des séries méta-volcaniques de l'unité du Cellier a été réalisée afin de savoir s'il était possible, grâce à des méthodes récentes (LA-ICPMS), d'établir l'âge du volcanisme et l'âge du métamorphisme éclogitique.

Description des zircons

FAY 47 est une métavolcanite (métadacite) à grenat provenant de Fay-de-Bretagne (44) dans l'unité du Cellier (allochtone inférieur du Complexe de Champtoceaux). Les zircons sont pour la plupart allongés et semblent avoir préservé un habitus magmatique (par exemple FAY10-a, FAY10-b, FAY 14-a, Fig. X-2A); cependant les faces sont corrodées et quelques zircons sont ovoïdes (FAY8-a, FAY15-e, Fig. X-2A). Ils sont incolores à jaune pâle voire jaune orangé. En cathodoluminescence (Fig. X-2B), ils présentent un coeur peu luminescent avec parfois des zonations magmatiques préservées et une bordure très luminescente, non zonée. L'intensité de la CL intrinsèque semble être liée à la cristallinité primaire du zircon (Hoffman & Long, 1984), c'est-à-dire à la concentration de défauts dans le système cristallin. Ces défauts peuvent être liés à l'incorporation d'éléments traces dans le réseau ou aux dommages liés aux radiations créées lors de la décroissance radioactive. Ainsi, lors d'une augmentation de température (métamorphisme haute pression), la cristallinité du zircon est améliorée (perte d'éléments traces, rétablissements des dommages liés aux radiations) et l'intensité de la CL est généralement élevée (Nasdala et al., 2003). Cette bordure recoupe les zonations et semble parfois pénétrer vers le coeur du cristal à la faveur de fractures (FAY19-e, Fig. X-2B). Enfin certains zircons présentent des perturbations des zonations magmatiques (FAY9a, FAY14-b, FAY15-c, Fig. X-2B). Les images en cathodoluminescence pourraient donc indiquer que ces zircons ont été affectés par un épisode métamorphique entrainant des perturbations et la formation des surcroissances très luminescentes.

Les zircons de l'échantillon CX14 sont décrits pas Paquette et al. (1985) comme une population homogène de couleur jaune orangée. L'habitus magmatique est préservé et une zonation est parfois présente mais les zircons sont souvent fragmentés et généralement très corrodés. L'observation au microscope n'a pas révélé la présence de cœurs hérités ni de bordures mais aucune observation n'a été faite en CL ou en BSE. Par contre les zircons de l'échantillon CX5c sont de teinte jaune claire, de forme ovoïde et ni zonage ni cœurs n'est observable en CL (Paquette, 1987).

A l'exception des surcroissances, les zircons de l'échantillon FAY47 sont donc semblables à ceux de l'échantillon CX14 décrits par Paquette et al. (1985). De plus, aucun zircon ne c orrespond à la description faite par Paquette (1987) des zircons de l'échantillon CX5c.

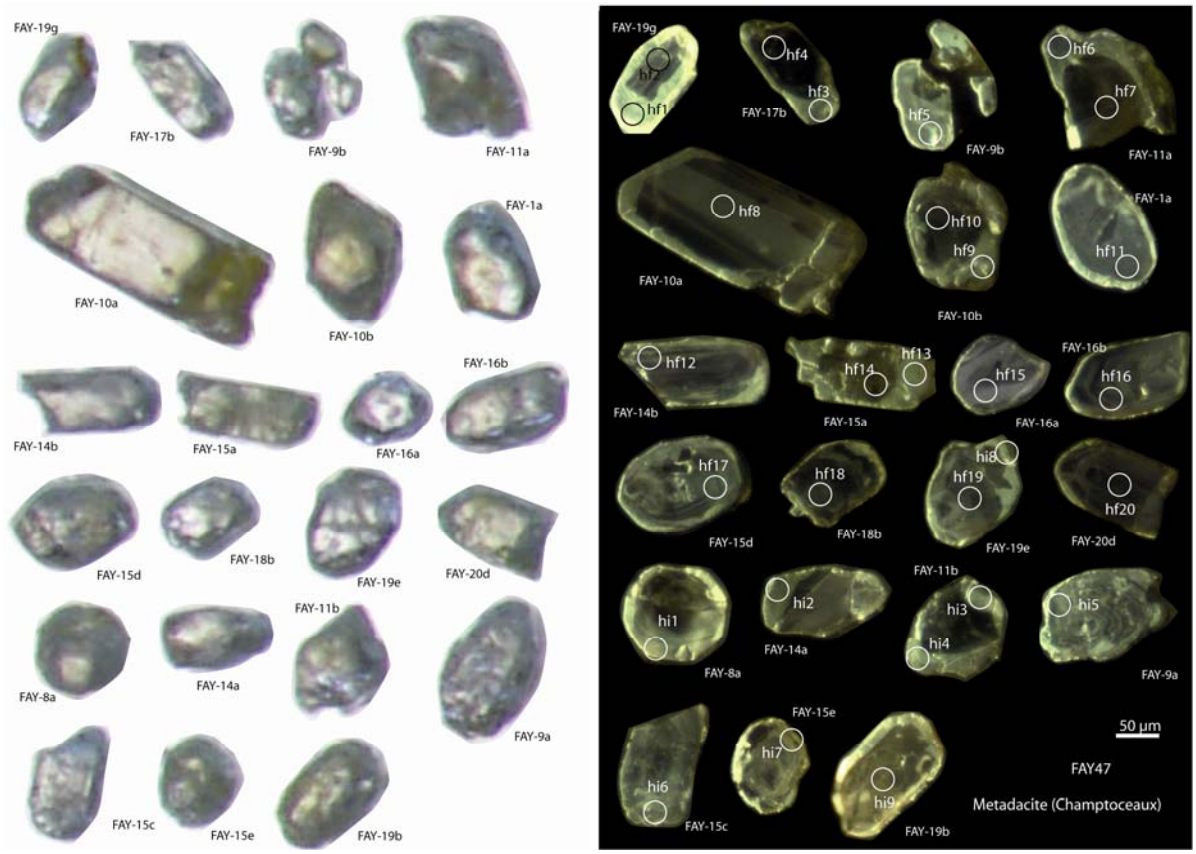


Figure X-2. A) Images sous loupe binoculaire et B) en cathodoluminescence des zircons analysés. La localisation des analyses et le numéro leur numéro est reporté pour chaque analyse.

Analyses

Les analyses ont été faites sur les bordures luminescentes lorsqu'elles étaient assez larges et également sur les coeurs des zircons (Tabl. X-1), cependant après vérification en cathodoluminescence après les analyses, certains spots analytiques dépassent plus ou moins sur les cœurs (hf3, hf9, hf13, hi1, hi2, hi4) ou sur la résine (hi8). Les concentrations en Pb varient entre 0,3 et 94 ppm pour les bordures et entre 7 et 116 ppm pour les cœurs ; les concentrations en U varient entre 5 et 337 ppm pour les bordures et entre 68 et 649 ppm pour les cœurs ; enfin les concentrations en Th varient entre 0,1 et 120 ppm pour les bordures et entre 26 et 255 ppm pour les cœurs (Tabl. X-1).

Tabl. X-1. Données analytiques U-Pb sur l'échantillon FAY47

Analyses	Concentrations (ppm)			Th/U	Isotopic ratios						Rho	Apparent ages						Con (%)
	Pb*	Th	U		$^{207}Pb/^{235}U$	± (1σ)	$^{206}Pb/^{238}U$	± (1σ)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	± (1σ)		206/238	± (1σ)	207/235	± (1σ)	207/206	± (1σ)	
hf1 ●	2.5	4.3	29.3	0.148	1.261	0.366	0.081	0.005	0.113	0.032	0.227	502.8	31.8	828.1	152.4	1843.4	439.4	27
hf2	12.9	97.2	154.7	0.628	0.632	0.010	0.079	0.001	0.058	0.001	0.768	489.4	5.7	497.6	6.2	535.4	22.0	91
hf3 ●	9.7	1.9	104.7	0.018	0.867	0.020	0.104	0.002	0.060	0.001	0.889	640.7	12.8	634.1	11.1	610.6	23.2	105
hf4	61.9	100.1	218.5	0.458	3.470	0.038	0.266	0.002	0.095	0.001	0.606	1521.6	9.0	1520.5	8.6	1518.9	16.3	100
hf5 ●	1.1	0.1	28.6	0.003	0.546	0.032	0.053	0.001	0.075	0.004	0.302	332.3	5.8	442.1	20.9	1063.0	109.2	31
hf6 ●	0.3	0.1	4.8	0.022	1.053	0.196	0.062	0.003	0.124	0.022	0.281	385.1	19.5	730.3	92.8	2015.4	287.4	19
hf7	116.5	198.2	306.6	0.647	5.784	0.118	0.337	0.006	0.124	0.001	0.923	1873.1	30.4	1944.0	17.4	2020.4	13.8	93
hf8	15.7	102.2	137.0	0.746	0.838	0.017	0.101	0.002	0.060	0.001	0.822	620.7	9.6	618.2	9.1	608.7	24.1	102
hf9 ●	94.1	75.5	261.3	0.289	7.222	0.121	0.337	0.005	0.155	0.001	0.886	1874.2	24.2	2139.2	14.9	2404.4	13.2	78
hf10	77.0	60.6	152.8	0.397	10.962	0.210	0.471	0.008	0.169	0.002	0.866	2488.5	34.1	2519.9	17.7	2545.3	16.0	98
hf11	24.3	26.1	68.1	0.383	5.361	0.109	0.334	0.006	0.117	0.001	0.857	1855.7	28.0	1878.7	17.2	1904.2	18.7	97
hf12	76.0	59.5	101.6	0.586	21.710	0.419	0.638	0.010	0.247	0.003	0.796	3180.9	38.4	3170.8	18.5	3164.5	18.4	101
hf13 ●	27.2	119.7	337.2	0.355	0.716	0.013	0.077	0.001	0.068	0.001	0.569	475.5	4.6	548.1	7.4	862.6	29.5	55
hf14	58.2	254.8	648.9	0.393	0.810	0.019	0.088	0.002	0.067	0.001	0.762	541.6	9.3	602.4	10.7	838.3	31.5	65
hf15	20.8	69.8	71.2	0.981	3.476	0.088	0.219	0.005	0.115	0.001	0.871	1275.3	25.3	1521.8	19.7	1883.8	22.1	68
hf16	113.6	101.5	185.4	0.548	12.885	0.304	0.511	0.011	0.183	0.001	0.939	2660.5	48.1	2671.3	22.0	2679.5	13.3	99
hf17	7.4	42.2	80.7	0.523	0.701	0.008	0.087	0.001	0.058	0.001	0.561	537.4	3.2	539.4	4.6	548.1	20.0	98
hf18	46.7	95.6	144.6	0.661	4.306	0.099	0.277	0.006	0.113	0.001	0.920	1576.6	29.4	1694.4	18.7	1843.4	16.2	86
hf19	40.7	26.9	72.4	0.372	15.118	0.393	0.481	0.011	0.228	0.002	0.917	2533.5	49.7	2822.7	24.5	3036.3	16.6	83
hf20	17.4	42.4	183.8	0.231	0.796	0.008	0.095	0.000	0.061	0.001	0.387	584.3	2.1	594.4	4.5	633.0	19.6	92
hi1 ●	6.6	31.9	64.6	0.494	0.857	0.027	0.096	0.002	0.065	0.001	0.756	590.6	13.6	628.3	14.8	766.4	43.3	77
hi2 ●	11.9	79.6	136.7	0.582	0.625	0.021	0.078	0.002	0.058	0.001	0.916	487.1	14.7	493.1	13.3	521.1	29.9	93
hi3 ●	21.9	15.4	115.8	0.133	2.568	0.108	0.174	0.007	0.107	0.001	0.965	1032.0	38.6	1291.5	30.3	1753.5	19.9	59
hi4 ●	54.2	24.3	213.4	0.114	4.020	0.149	0.252	0.009	0.116	0.001	0.975	1449.8	46.7	1638.3	29.6	1889.6	14.6	77
hi5	16.0	183.5	149.5	1.227	0.705	0.011	0.086	0.001	0.060	0.001	0.509	529.6	3.9	542.0	6.3	594.6	28.0	89
hi6	49.2	26.7	90.3	0.295	16.572	1.998	0.353	0.024	0.341	0.034	0.555	1948.2	111.6	2910.4	109.3	3665.6	145.3	53
hi7	71.2	63.5	144.5	0.439	10.188	0.182	0.434	0.006	0.170	0.002	0.797	2323.4	27.7	2451.9	16.3	2560.3	17.9	91
hi8 ●	77.0	39.0	218.6	0.178	8.063	0.457	0.322	0.017	0.182	0.004	0.927	1797.7	81.9	2238.2	50.0	2669.6	34.8	67
hi9	22.0	82.3	224.3	0.367	1.357	0.142	0.080	0.002	0.123	0.012	0.240	497.5	12.0	870.6	59.3	1995.6	169.9	25

● analyses sur la bordure plus luminescente des zircons

Pb* : concentration en Pb radiogénique corrigé du blank et corrigé par rapport aux standards

Th : concentration en thorium corrigé du blank et corrigé par rapport aux standards

U : concentration en uranium corrigé du blank et corrigé par rapport aux standards

Rapports isotopiques corrigés du blank et corrigés du fractionnement interélémentaire et du biais de masse avec les standards

Ages apparents calculés avec Isoplot (Ludwig, 2000)

Les erreurs sont reportés à l'intervalle de confiance 1σ

Le calcul de la concordance est: [207/206] * 100 / [206/238]

Il a été montré que, dans une même roche, les zircons et les surcroissances métamorphiques ont des concentrations plus élevées et des rapports Th/U plus faibles que les zircons magmatiques (Williams & Claesson, 1987 ; Poujol et al., 2005). Dans les diagrammes de [U] versus Th/U et [Th] versus Th/U (Fig. X-3), les analyses sur les bordures luminescentes et celles des cœurs se positionnent d'une manière générale dans deux domaines différents, les bordures ayant des rapports Th/U plus faibles que les cœurs (Fig. X-3A). On note que les analyses de bordures pour lesquelles le spot dépassait sur le cœur du zircon, présentent un rapport Th/U équivalent voire supérieur à certaines analyses de cœurs (par exemple hi7, hi1, hi2, Tabl. X-1). Par contre, aucune corrélation ne peut être faite entre l'âge calculé et le rapport Th/U (Fig. X-3B). Ces résultats indiquent que les bordures des zircons semblent bien correspondre à des surcroissances métamorphiques, mais que les analyses faites sur les bordures ne correspondent pas aux âges calculés les plus jeunes.

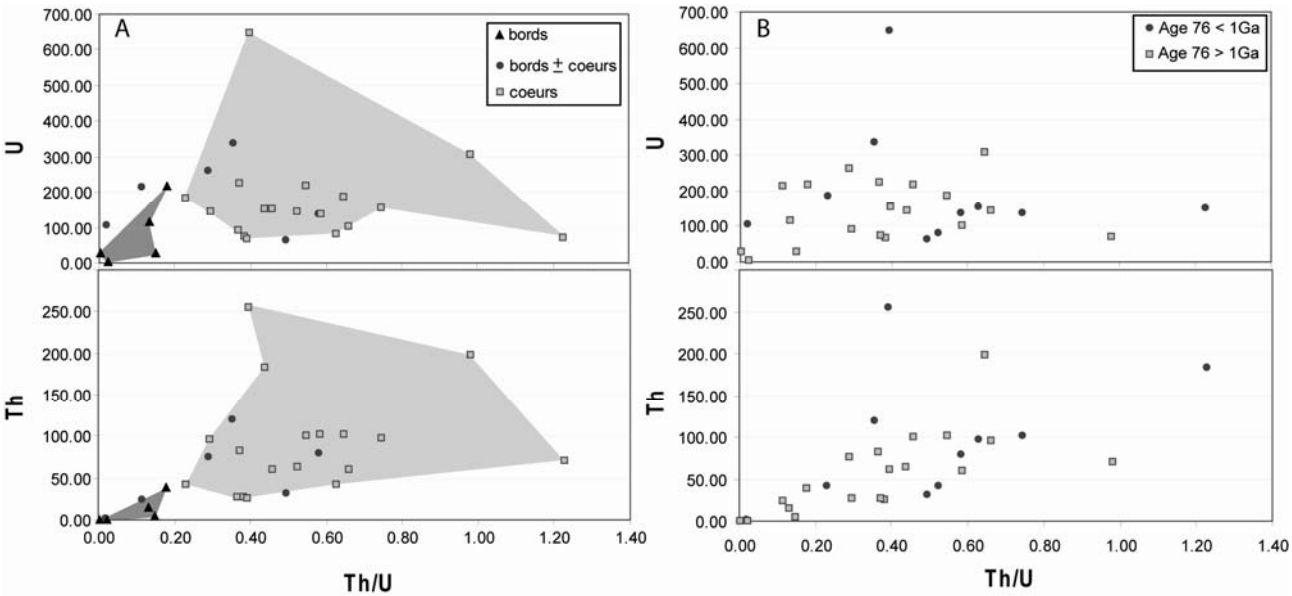


Figure X-3. Diagrammes [U] et [Th] versus Th/U des zircons analysés en fonction de (A) la localisation sur le bordure ou sur le cœur du zircon de l'analyse et (B) de l'âge calculé sur le rapport $^{207}Pb/^{206}Pb$.

Les résultats présentent une grande variabilité des âges calculés et peu d'âges concordants. Les âges concordants sont compris entre environ 480 Ma (hf2, hi2) et 3,2 Ga (hf12). Il faut noter que l'âge mesuré le plus jeune est plus vieux que l'âge supposé du métamorphisme, qu'il soit considéré à ca. 360 Ma ou à ca. 413 Ma. De plus, la distinction entre les cœurs et les bordures n'est pas représentée par les rapports isotopiques : par exemple le rapport $^{207}Pb/^{206}Pb$ varie entre 0.058 et 0.182 pour les bordures et entre 0.058 et 0.341 pour les cœurs. Ces disparités pourraient traduire un héritage avec plusieurs sources. En effet, malgré la grande dispersion des données, trois discordias semblent se distinguer (Fig. X-4). La première discordia n'est calculée qu'avec 3 analyses, dont 2 effectuées sur le même grain (hi8 et hf19 étant respectivement la bordure et le coeur du grain, Fig.

X-2B) et présente un intercept haut à 3167 ± 40 Ma et un intercept bas à 1025 ± 180 Ma avec un MSWD de 0.28 (Discordia 1, Fig. X-4A). La deuxième discordia est calculée avec 4 analyses dont 2 effectuées sur le même grain (hf9 et hf10 étant respectivement la bordure et le coeur du grain, Fig X-2B) et présente un intercept haut à 2640 ± 180 Ma et un intercept bas à 979 ± 1000 Ma avec un MSWD de 8 (Discordia 2, Fig. X-4A). La troisième discordia est calculée avec 6 analyses dont 2 ont été effectuées sur les bordures d'un même grain (hi4 et hi3, Fig X-2B) et présente un intercept haut à 1968 ± 110 Ma et un intercept bas à 370 ± 400 Ma (Discordia 3, Fig. X-4B). Ces discordias ne permettent pas de conclusions quant à l'âge du métamorphisme et du volcanisme car (i) elles sont calculées avec peu d'analyses et pourraient n'avoir aucune signification géologique, (ii) les erreurs calculées sur les intercepts sont de plus très grandes (entre 40 et 1000 Ma).

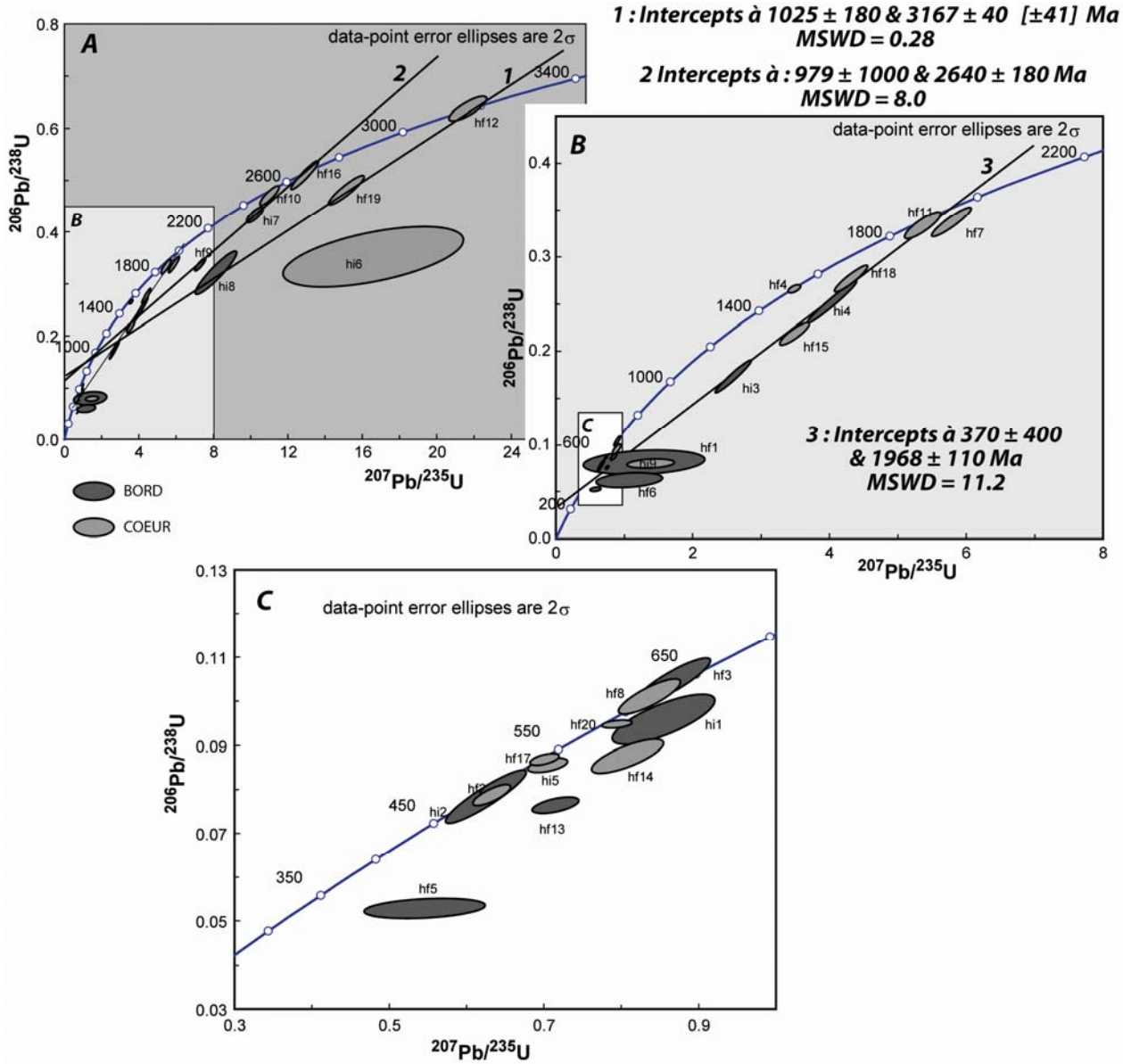


Figure. X-4. Diagrammes concordia des résultats U-Pb

De plus, les analyses utilisées pour le calcul des discordias ont été sélectionnées en fonction de leur position dans le diagramme concordia, et parfois parce que les analyses provenaient d'un même grain. Cependant, les grains ne proviennent pas forcément d'une même source et un mélange n'est pas exclu. Ainsi, pour la première discordia, les analyses hf19, et hi8 proviennent d'un même grain mais l'analyse hf12 pourrait provenir d'une source différente. Pour la deuxième discordia, les analyses hf10 et hf9 sont effectuées sur un même grain, mais les analyses hf16 et hi7 pourraient provenir de sources d'âge proche, mais différent.

Enfin parmi les âges les plus jeunes (<1Ga) (Fig. X-4C), les âges les plus concordants s'alignent sur une discordia qui présente un intercept haut à 618 ± 51 Ma et un intercept bas à 336 ± 140 Ma avec un MSWD de 1,19 (Fig. X-5). Encore une fois, ces résultats peuvent n'avoir aucune signification géologique et les gammes d'erreurs ne permettent aucune conclusion sur l'âge du métamorphisme et du volcanisme.

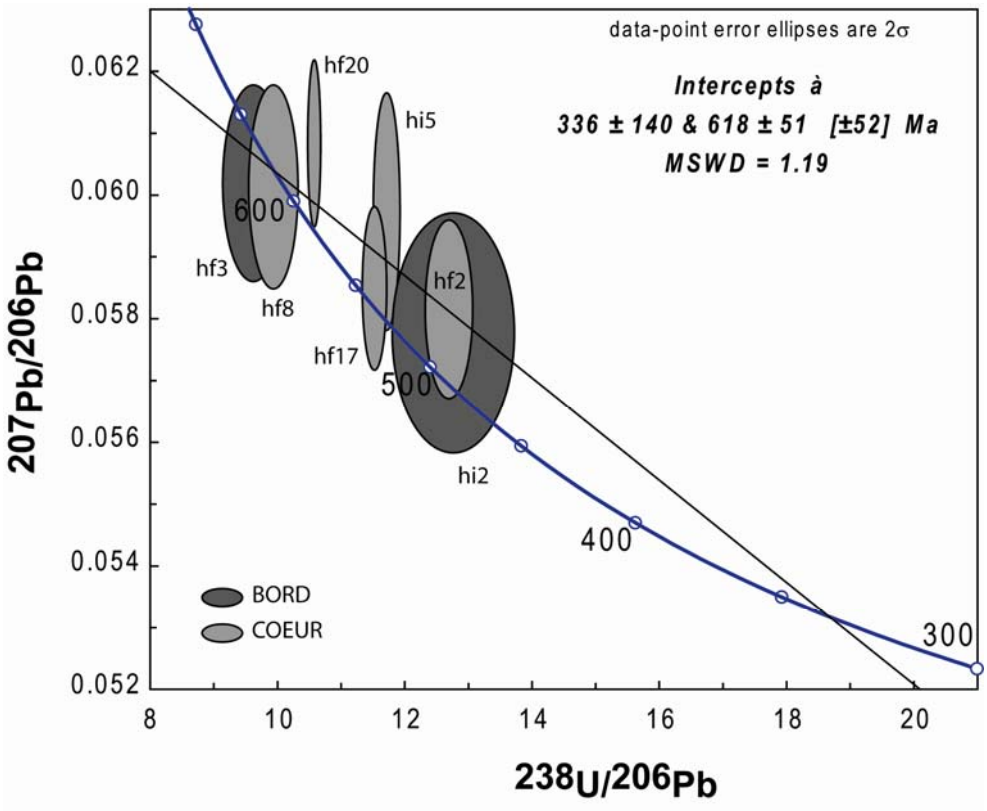


Figure X-5. Diagramme Tera-Wasserburg des âges concordants inférieurs à 1Ga.

Interprétation

Les zircons datés présentent pour la plupart une bordure plus luminescente et un cœur préservant localement des zonations magmatiques qui pourraient traduire qu'un évènement métamorphique a affecté l'échantillon, en accord avec les rapports U/Th mesurés qui sont plus

élevés sur les cœurs que sur les bordures. Cependant, les âges mesurés présentent une grande disparité et ne permettent d'établir ni l'âge du métamorphisme éclogitique ni l'âge du magmatisme. Plusieurs raisons semblent se conjuguer. Tout d'abord, ces résultats montrent la présence d'un fort héritage; soit parce que le magma a une forte composante crustale et que de nombreux zircons ont des coeurs hérités, soit parce que cet échantillon a un protolithe volcano-sédimentaire avec une forte charge détritique et qu'une partie des zircons est d'origine détritique, soit parce que ces deux raisons sont couplées. De plus, le fait qu'aucune distinction entre les cœurs et les bordures ne soit marquée dans les rapports isotopiques et dans les âges mesurés pourrait être dû au fait que la bordure est traversée trop rapidement par le laser lors de l'analyse et qu'un mélange entre le signal « bord » et le signal « coeur » est enregistré. En effet, il est possible que la méthode utilisée, pour laquelle la profondeur d'ablation est importante, ne soit pas appropriée car elle n'offre pas une résolution spatiale suffisante.

Conclusion

Les résultats des analyses U-Pb en LA-ICPMS de l'échantillon FAY47 mettent en évidence la difficulté, même en analyse ponctuelle, de dater proprement des roches ayant une histoire compliquée (héritage avec des sources diverses, magmatisme, métamorphisme). Ainsi, l'âge à 413 ± 44 Ma, obtenu sur le même type d'échantillon pourrait également avoir un fort héritage avec des sources variées et ne pas avoir de signification géologique. Il semble donc raisonnable de lui préférer un âge intercept haut à 360 Ma. En effet cet âge a été établi sur un échantillon bien contraint pétrologiquement ; les zircons ne présentaient ni zonations, ni bordure, ni coeurs (Paquette, 1987) ; et enfin cet âge a été appuyé par la suite par des datations en ^{39}Ar-^{40}Ar.

Cependant il pourrait être envisagé de dater les bordures des zircons en SIMS, méthode qui présente une meilleure résolution spatiale.

Analyse U-Pb sur zircon (LA-ICPMS), Echantillon Ard4a
Tuffite de la carrière du Roc

Introduction

Les formations détritiques du Sillon Houiller de la Basse-Loire qui jalonne la Faille de Nort-sur-Erdre contiennent des intercalations de tuffites cinéritiques. Une datation de ces intercalations volcaniques a été entreprise afin de déterminer l'âge du volcanisme contemporain à la sédimentation de ces bassins et afin de déterminer si le Granite de Mésanger qui intrude les séries détritiques du bassin carbonifère d'Ancenis et daté dans le cadre de ce travail à 319,3 ± 3,1 (méthode U-Pb sur zircons) pouvait être relié à ce volcanisme. Les résultats de ces analyses n'étant pas concluants, ils sont brièvement discutés ici.

Contexte géologique

Le Sillon houiller de la Basse-Loire jalonne la faille de Nort-sur-Erdre sur presque 100 km de long. Cette faille majeure du Massif Armoricain est considérée par de nombreux auteurs comme une zone de suture (Marchand, 1981 ; Ballèvre et al., 1992, Cartier et al., 2001). Le Sillon Houiller est interprété comme un bassin en pull-appart dans un régime en transtension dextre (Diot et Blaise, 1978 ; André, 2002 ; Barthet, 2005) et comprend, des roches volcano-sédimentaires (cinérites et tuffites : « pierre carrée »), des roches détritiques terrigènes continentales (conglomérats, grès, argilites) et des roches carbonées (houille, anthracite) (Barthet, 2005). La flore riche et diversifiée permet d'attribuer à ces formations un âge Namurien, mais certains niveaux pourraient atteindre le Westphalien inférieur (Bureau, 1910 ; Carpentier, 1928). La sédimentation dans le Sillon Houiller de la Basse-Loire se place donc dans un intervalle de temps allant du Serpukhovien au Bashkirien, soit entre 326,4 ± 1,6 Ma et 311,7 ± 1,1.

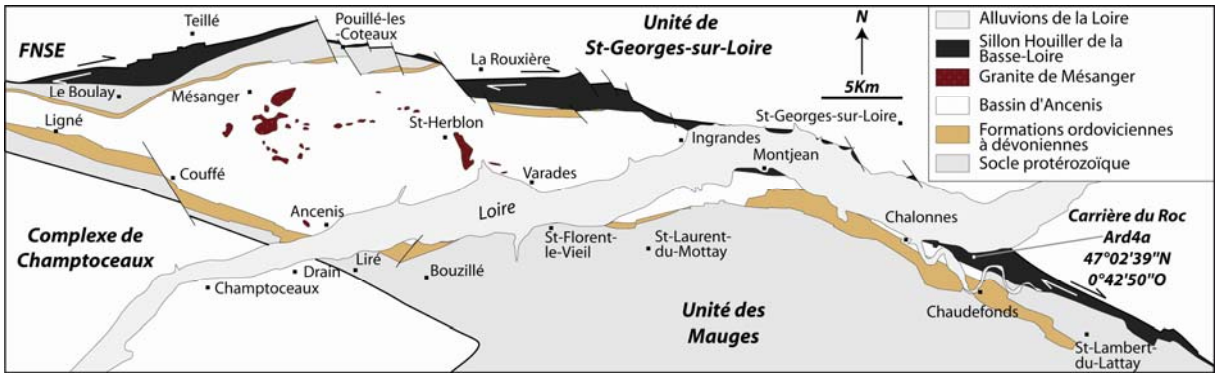


Fig. X-6. Carte schématique de la région d'Ancenis et localisation de l'échantillon Ard4a.

Description de l'échantillon

L'échantillon Ard4a provient de la carrière du Roc (commune d'Ardenay), située au nord-est de Chalonnes-sur-Loire (Fig. X-6). Cette carrière contient essentiellement des séries volcano-sédimentaires, bien litées, en bancs pluri-centimétriques à pluri-métriques, faiblement pentées vers le Nord (Fig. X-7). Le faciès le plus fréquent étant une tuffite cinéritique de couleur beige. Quelques niveaux plus grossiers s'intercalent. L'échantillon Ard4a est un niveau de tuffite à grain grossier essentiellement composé de fragments lithiques à grain fin de composition quartzo-feldspathiques et riches en paillettes de phylosilicates, de quartz pouvant présenter des golfes de corrosion et de feldspaths altérés.

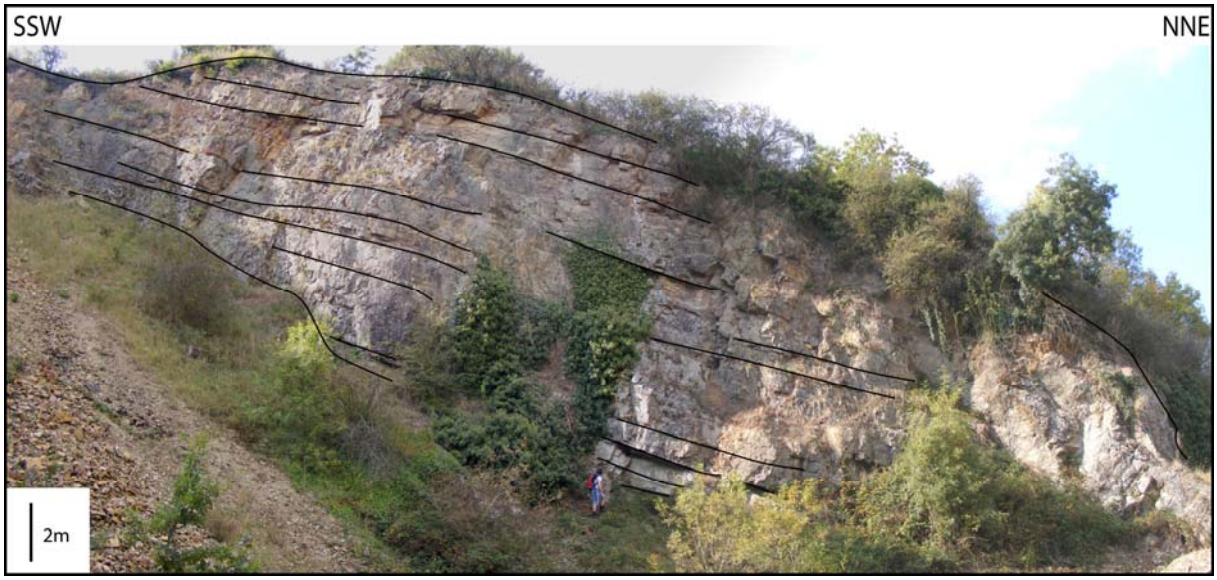


Fig. X-7. Photographie des séries volcano-sédimentaires du Sillon-Houiller de la Basse-Loire, Carrière du Roc, Ardenay (49)

L'échantillon analysé s'est révélé être pauvre en zircons ; Les zircons sont généralement de petite taille (< 100 µm) et présentent des formes variables (arrondis ou automorphes) et des teintes différentes (roses à incolores) (Fig. X-8A). Au microscope, des bordures et des cœurs (Ard-1c, Ard-11b et Ard-12c, Fig. X-8A) ainsi que des zonations magmatiques (Ard-1b et Ard-7c, Fig. X-8A) sont parfois décelables. En cathodoluminescence (Fig. X-8B), la plupart montrent des zonations magmatiques dont les espacements sont variables (resserrés pour Ard-1e, Ard3d et Ar-10e ou larges pour Ard-1a, Ard-3a), et ont des teintes de luminescence variables, bleues ou jaunes. Ces indications mettent en évidence la disparité des zircons dans cet échantillon et laissent supposer que plusieurs populations de zircons sont présentes.

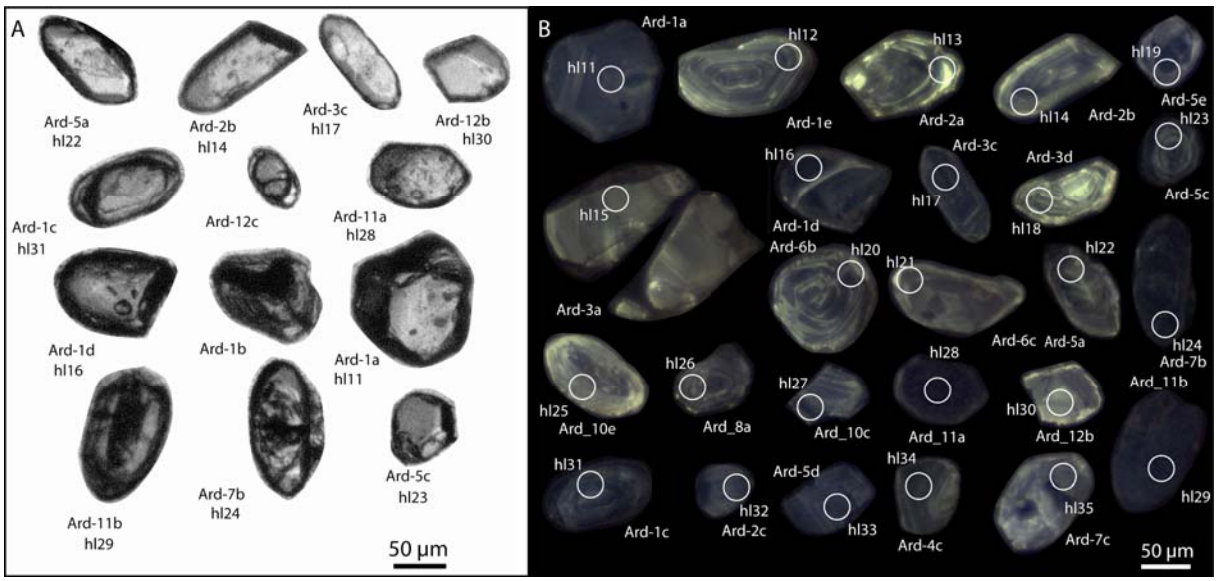


Fig. X-8. Images A) au microscope et B) en cathodoluminescence des zircons de l'échantillon Ard-4a et localisation des analyses.

Résultats

25 zircons (Fig. X-8B) ont été analysés en LA-ICPMS (cf protocole, Chap. 6). Seuls 13 analyses ont fourni un âge concordant (Tabl. X-2). Les résultats montrent une grande variété de concentrations et des rapports isotopiques : la concentration en Pb varie entre 10 et 310 ppm ; la concentration en U varie entre 71 et 574 ppm ; la concentration en Th entre 10 et 432 ppm ; le rapport $^{207}Pb/^{206}Pb$ varie entre 0,0572 et 0,4020 ; et le rapport $^{206}Pb/^{238}U$ varie entre 0,0802 et 0,5258 (Tabl. X-2). Parmi les âges concordants, deux groupes se distinguent (Fig. X-8A): le premier groupe se situe entre 2400 de 2700 Ma (Fig. X-9B), le deuxième groupe se situe entre 500 et 700 Ma (Fig. X-9C). Entre les deux, quelques âges concordants sont isolés entre 2000 Ma et 1400 Ma (Fig. X-9B). L'âge concordant le plus jeune est de 498,8 ± 17.2 Ma (âge calculé à partir du rapport $^{207}Pb/^{206}Pb$), soit beaucoup plus vieux que l'âge supposé de la sédimentation (i.e. Carbonifère).

Discussion / Conclusion

Les zircons analysés ont tous livré des âges plus vieux que l'âge de la sédimentation, et sont donc plus vieux que le volcanisme contemporain. L'échantillon analysé correspond vraisemblablement à une roche volcano-sédimentaire qui contenait une forte charge détritique. Ainsi, les zircons analysés proviendraient de terrains soumis à l'érosion lors de la sédimentation dans le Sillon Houiller de la Basse-Loire.

Tabl. X-2. Données analytiques U-Pb de l'échantillon Ard-4a

Analyses	Concentrations (ppm)			Th/U	Isotopic ratios						Rho	Apparent ages						Con (%)
	Pb*	Th	U		$^{207}Pb/^{235}U$	± (1σ)	$^{206}Pb/^{238}U$	± (1σ)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	± (1σ)		206/238	± (1σ)	207/235	± (1σ)	207/206	± (1σ)	
hl11	49.5	45.7	97.5	0.47	10.4535	0.2535	0.4583	0.0109	0.1654	0.0007	0.98	2431.8	48.1	2475.8	22.2	2512.1	7.5	97
hl12	34.3	171.6	365.0	0.47	0.7389	0.0156	0.0914	0.0019	0.0586	0.0003	0.97	563.8	11.0	561.8	9.0	553.7	10.6	102
hl13	22.5	10.1	235.1	0.04	1.1102	0.0484	0.0987	0.0011	0.0815	0.0034	0.27	607.0	6.7	758.3	23.0	1234.6	80.3	49
hl14	29.0	91.1	353.3	0.26	0.6950	0.0127	0.0860	0.0015	0.0586	0.0004	0.93	531.7	8.7	535.8	7.6	553.5	14.6	96
hl15	10.3	18.2	132.7	0.14	0.6324	0.0055	0.0802	0.0003	0.0572	0.0004	0.44	497.3	1.8	497.6	3.4	498.8	17.2	100
hl16	72.4	102.4	260.6	0.39	3.5503	0.0514	0.2638	0.0035	0.0976	0.0006	0.92	1509.2	17.9	1538.5	11.4	1579.0	10.6	96
hl17	33.4	124.1	315.8	0.39	1.4431	0.0994	0.0957	0.0007	0.1094	0.0075	0.11	589.2	4.2	907.0	40.5	1788.9	119.8	33
hl18	13.6	117.1	128.9	0.91	0.8090	0.0150	0.0920	0.0013	0.0638	0.0007	0.79	567.5	7.9	601.9	8.4	733.5	24.0	77
hl19	32.4	44.4	332.5	0.13	1.0045	0.0494	0.1030	0.0018	0.0707	0.0032	0.36	632.2	10.7	706.1	24.7	948.9	91.2	67
hl20	30.1	101.5	323.7	0.31	0.7665	0.0155	0.0925	0.0017	0.0601	0.0005	0.93	570.3	10.2	577.8	8.9	607.3	16.3	94
hl21	21.7	200.0	158.0	1.27	0.9466	0.0154	0.1112	0.0014	0.0617	0.0006	0.78	679.9	8.2	676.3	8.0	664.3	21.6	102
hl22	57.8	228.5	267.7	0.85	6.4566	0.8092	0.1165	0.0103	0.4020	0.0358	0.70	710.3	59.0	2040.0	104.6	3916.6	127.8	18
hl25	38.9	161.7	272.3	0.59	1.2516	0.0211	0.1302	0.0017	0.0697	0.0008	0.76	789.1	9.5	824.1	9.5	919.7	22.5	86
hl26	20.8	150.1	190.0	0.79	0.7606	0.0485	0.0990	0.0015	0.0557	0.0035	0.24	608.3	8.9	574.3	27.6	442.0	132.1	138
hl27	42.0	34.9	71.3	0.49	13.1257	0.2398	0.5258	0.0065	0.1810	0.0024	0.67	2723.9	27.3	2688.7	17.1	2662.4	22.2	102
hl28	127.9	223.6	367.1	0.61	4.6316	0.0841	0.3070	0.0053	0.1094	0.0007	0.94	1726.2	25.9	1755.0	15.1	1789.5	10.8	96
hl29	310.2	432.7	574.4	0.75	12.9042	0.8084	0.4295	0.0250	0.2179	0.0050	0.93	2303.6	112.0	2672.7	57.4	2965.1	36.4	78
hl30	19.7	130.4	131.5	0.99	3.3611	0.4934	0.0832	0.0015	0.2929	0.0427	0.12	515.3	8.8	1495.4	108.8	3433.3	209.7	15
hl31	115.4	84.6	202.7	0.42	11.7217	0.2697	0.4958	0.0102	0.1715	0.0018	0.89	2595.5	43.8	2582.4	21.3	2572.2	17.2	101
hl32	35.0	34.4	88.3	0.39	6.0798	0.1018	0.3711	0.0056	0.1188	0.0009	0.90	2034.7	26.2	1987.4	14.5	1938.4	13.2	105
hl33	80.1	151.6	119.9	1.26	12.2424	0.2326	0.4985	0.0090	0.1781	0.0010	0.95	2607.2	38.7	2623.2	17.7	2635.5	9.7	99
hl34	39.7	99.9	155.1	0.64	2.8754	0.0457	0.2346	0.0027	0.0889	0.0010	0.73	1358.5	14.2	1375.5	11.9	1402.0	20.7	97
hl35	17.8	77.0	202.7	0.38	0.7365	0.0101	0.0837	0.0006	0.0638	0.0007	0.55	518.2	3.8	560.4	5.9	735.4	24.1	70

Pb* : concentration en Pb radiogénique corrigé du blank et corrigé par rapport aux standards
Th : concentration en thorium corrigé du blank et corrigé par rapport aux standards
U : concentration en uranium corrigé du blank et corrigé par rapport aux standards
Rapports isotopiques corrigés du blank et corrigés du fractionnement interélémentaire et du biais de masse avec les standards
Ages apparents calculés avec Isoplot (Ludwig, 2000)
Les erreurs sont reportés à l'intervalle de confiance 1σ
Le calcul de la concordance est: [207/206] * 100 / [206/238]

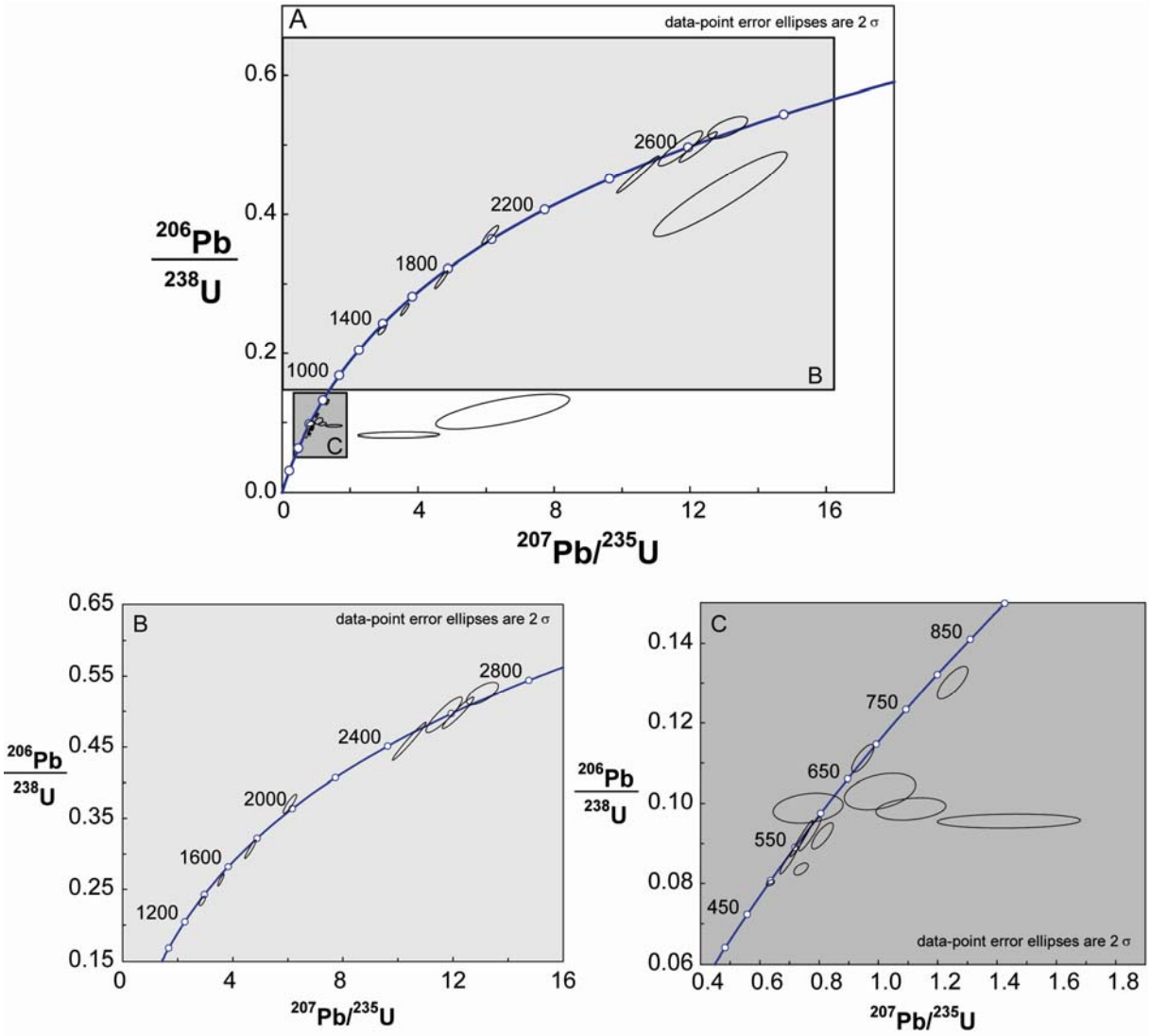


Figure X-9. Diagrammes concordia des analyses U-Pb sur zircons de l'échantillon Ard-4a. A) Toutes les données, B) Analyses donnant des âges concordant >1Ga et C) Analyses donnant des âges < 1Ga

Le nombre de zircons analysés (25) est insuffisant pour proposer une statistique sur les zircons détritiques, d'autant plus que seules 13 analyses donnent des âges concordants. Cependant, 2 gammes d'âges bien semblent se dégager : le premier entre 2,5 à 2,8 Ga et le deuxième entre 500-700 Ma. Ces deux gammes d'âge sont certes larges, mais elles ont également été retrouvées dans les séries détritiques du Carbonifère inférieur du Bassin d'Ancenis, en accord avec une origine détritique, pour ces zircons. Afin de dater des zircons d'origine volcanique et ainsi vérifier la contemporanéité de ce volcanisme avec la mise en place du Granite de Mésanger, il faudrait échantillonner, en grande quantité, des niveaux qui contiennent potentiellement une charge détritique moins importante, comme des niveaux de tuffites cinéritiques.

Chapitre 11 :

Sources potentielles des minéraux détritiques dans la sédimentation paléozoïque

Les sources potentielles des zircons et des muscovites détritiques analysés peuvent permettre d'identifier les roches soumises à l'érosion lors de la sédimentation des formations détritiques terrigènes étudiées. Cependant il faut toujours considérer qu'une partie des minéraux détritiques datés puisse provenir de l'érosion de roches sédimentaires dans lesquels ils sont remaniés. Les analyses en U-Pb sur zircons ont livré des populations d'âges plus anciennes que celles en ^{39}Ar-^{40}Ar sur muscovites. En effet, les âges plateaux les plus anciens obtenus par la méthode ^{39}Ar-^{40}Ar sur muscovites sont Néoprotérozoïques. Trois muscovites ont cependant fourni des âges plus anciens mais mal définis (i.e. pas d'âge plateau). Par contre, de nombreux zircons ont livré des âges Précambriens ; les âges les plus vieux obtenus avec les analyses U-Pb sur zircon sont Archéens. Ce résultat n'est pas surprenant car les zircons sont beaucoup plus résistants à l'altération (mécanique et chimique) et peuvent de ce fait être poly-recyclés. Les micas, bien que résistants à l'altération chimique ont, du fait de leur structure en feuillet, une forte propension à se débiter lors de leur érosion et de leur transport. Les âges Mésoprotérozoïques à Archéens obtenus sur les zircons détritiques sont donc ici discutés séparément.

1. Les âges Mésoprotérozoïques à Archéens (U/Pb)

Sur la Figure XI-1 sont représentés les diagrammes Concordia obtenus pour les trois échantillons analysés en U-Pb. Ces diagrammes permettent de mettre en évidence la répartition des analyses dans les gammes d'âges Protérozoïque à Archéen.

Le zircon le plus vieux obtenu pour cette série d'analyses provient de l'échantillon AN2 et a donné un âge discordant supérieur à 3 Ga (Fig. XI-1). Des zircons Archéens n'ont été obtenus que dans les échantillons du Bassin d'Ancenis. Ils sont plutôt représentés dans l'échantillon AN2 pour lequel sept analyses sont dispersées entre 2.4 Ga et 2.8 Ga. Pour l'échantillon AN1, les zircons analysés les plus anciens se placent à la limite Protérozoïque / Archéen, avec seulement quatre analyses dispersées, entre 2.2 Ga et 2.6 Ga. Une population d'âge Paléoprotérozoïque est bien définie pour les trois échantillons autour de 2 Ga et les âges calculés (concordia ou discordia) sont reportés pour chaque échantillon sur la Figure XI-1. Il faut noter que des roches de cet âge sont bien connues dans le Domaine Nord-Armoricain (Domaine du Trégor) où elles constituent le socle Icartien (Auvray et al., 1980 ; Calvez et Vidal, 1978). Ces roches seraient similaires à celles du socle Eburnéen du Craton Ouest Africain (Allègre & Ben Othman, 1980). D'autres zircons ont livré des âges Paléoprotérozoïques à environ 1.8 Ga (2 zircons pour SA5, 1 pour AN1 et pour AN2).

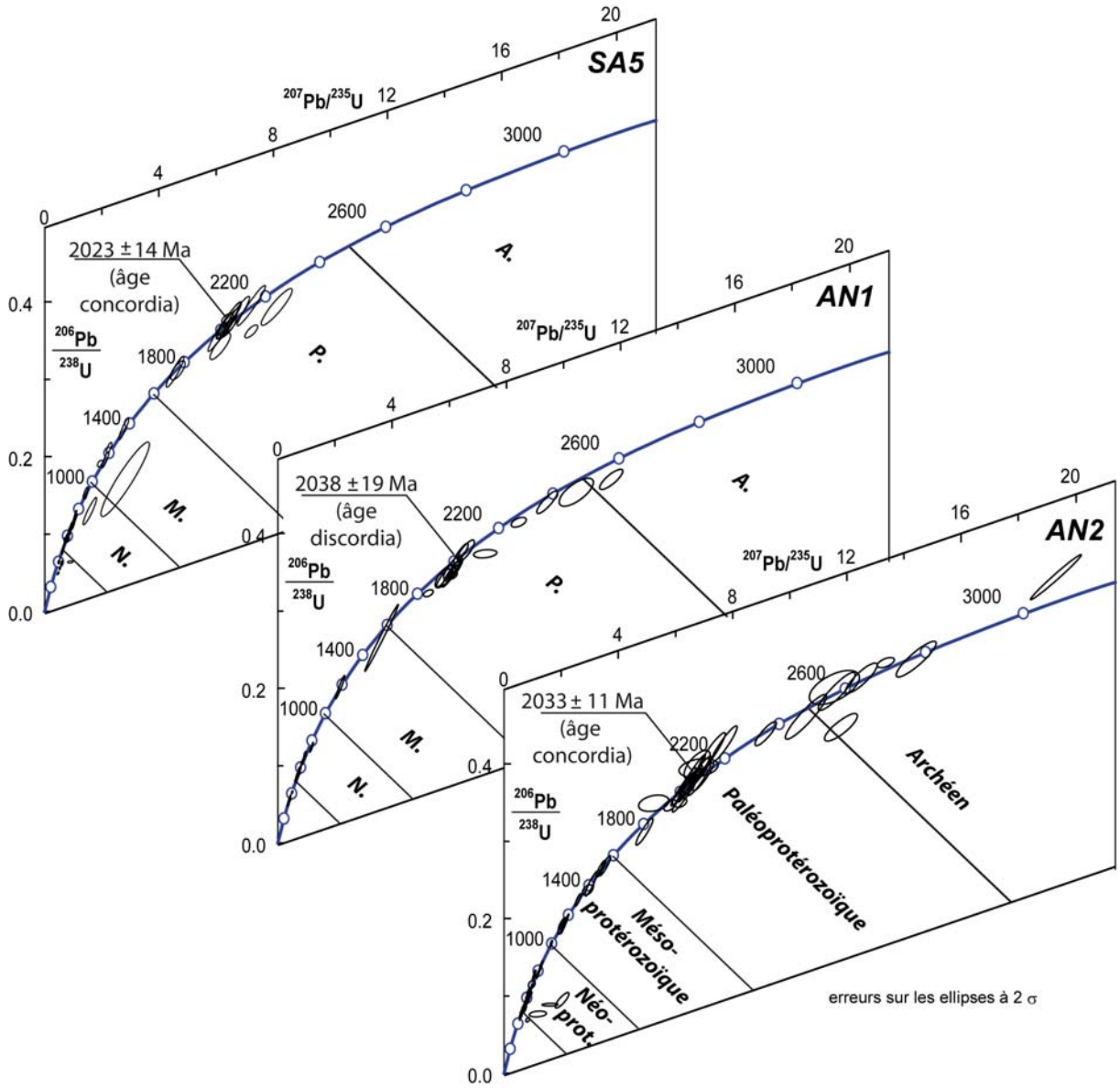


Figure XI-1. Diagrammes concordia des analyses effectuées en U-Pb sur zircons pour chaque échantillon.

Enfin une muscovite (Ech. AC6, conglomérats du Bassin d'Ancenis) a fourni des âges apparents autour de 1600 - 1800 Ma. Bien que cette analyse n'ait pas permis de calculer un âge plateau, elle pourrait impliquer un remaniement depuis une source d'âge Méso- à Paléoprotérozoïque.

Il faut noter que des populations Paléoprotérozoïques sont fréquemment obtenues dans le cadre d'analyses de zircons détritiques des sédiments Néoprotérozoïques à Paléozoïques dans le domaine Ouest Européen (Fig. XI-2).

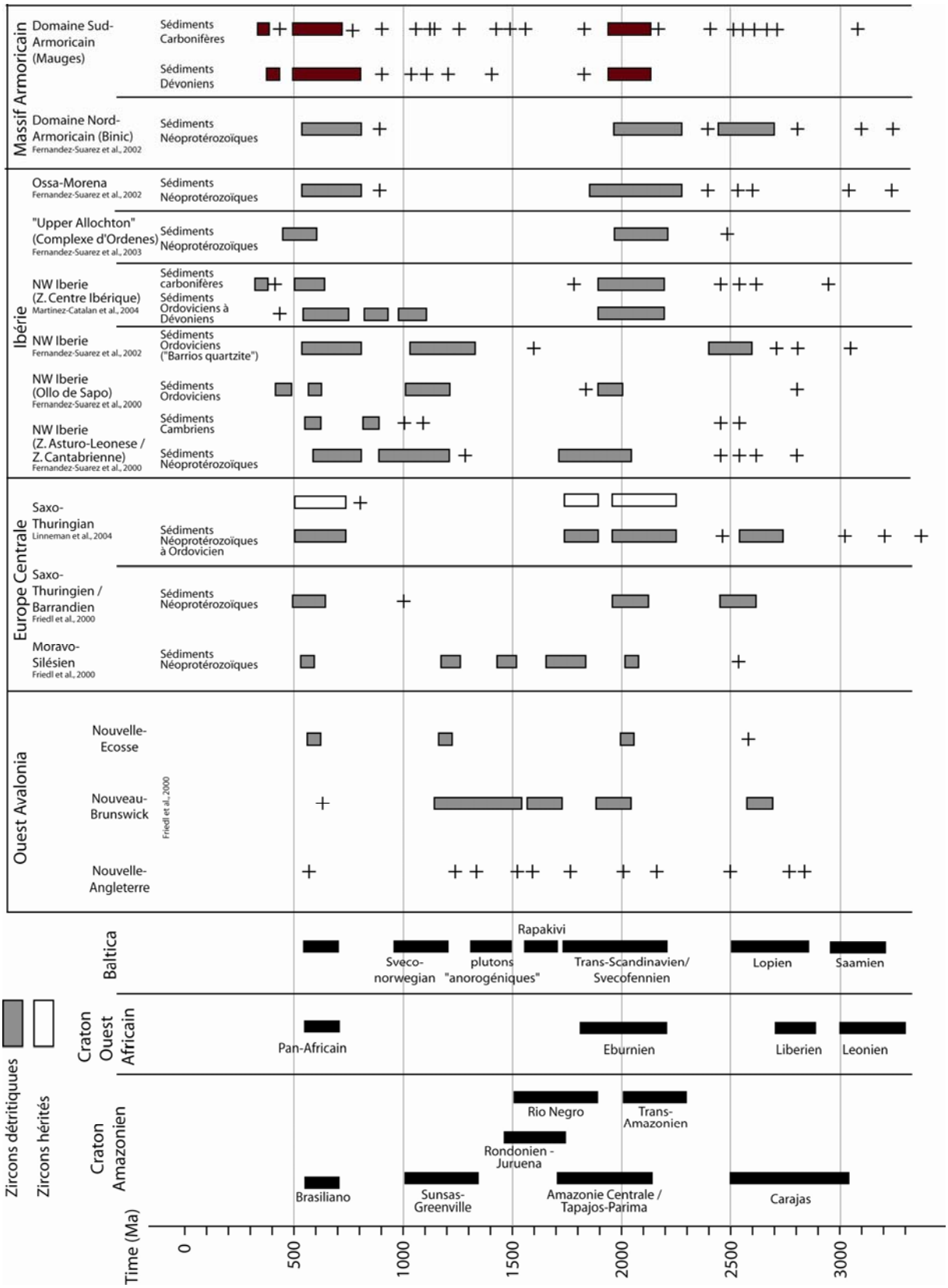


Figure XI-2. Synthèse des populations de zircons (et muscovites) détritiques et hérités publiés dans la littérature. Les données obtenues pour les zircons détritiques de cette étude sont reportées en rouge. Les sources des différents cratons (Amazonien, Ouest Africain et Baltique ; Linnemann, 2004) sont également reportées

De même, ces gammes d'âges sont également identifiées en tant que cœurs hérités dans les formations magmatiques (Linnemann et al., 2004 ; Melleton, 2009a, Guerrot, 1989). Enfin elles ont également été observées dans la métadacite éclogitique de Fay-de-Bretagne (intercepts hauts pour la plupart mal définis à ca. 3.1 Ga, 2.6 Ga et 2 Ga et une analyse isolée à ca. 1.5 Ga) et dans les tuffites Carbonifères (analyses autour de 2.6 Ga, 1 analyse isolée à 2 Ga et quelques analyses dispersées entre 1.4 Ga et 1.8 Ga) analysées au cours de cette étude (Fig. XI-3).

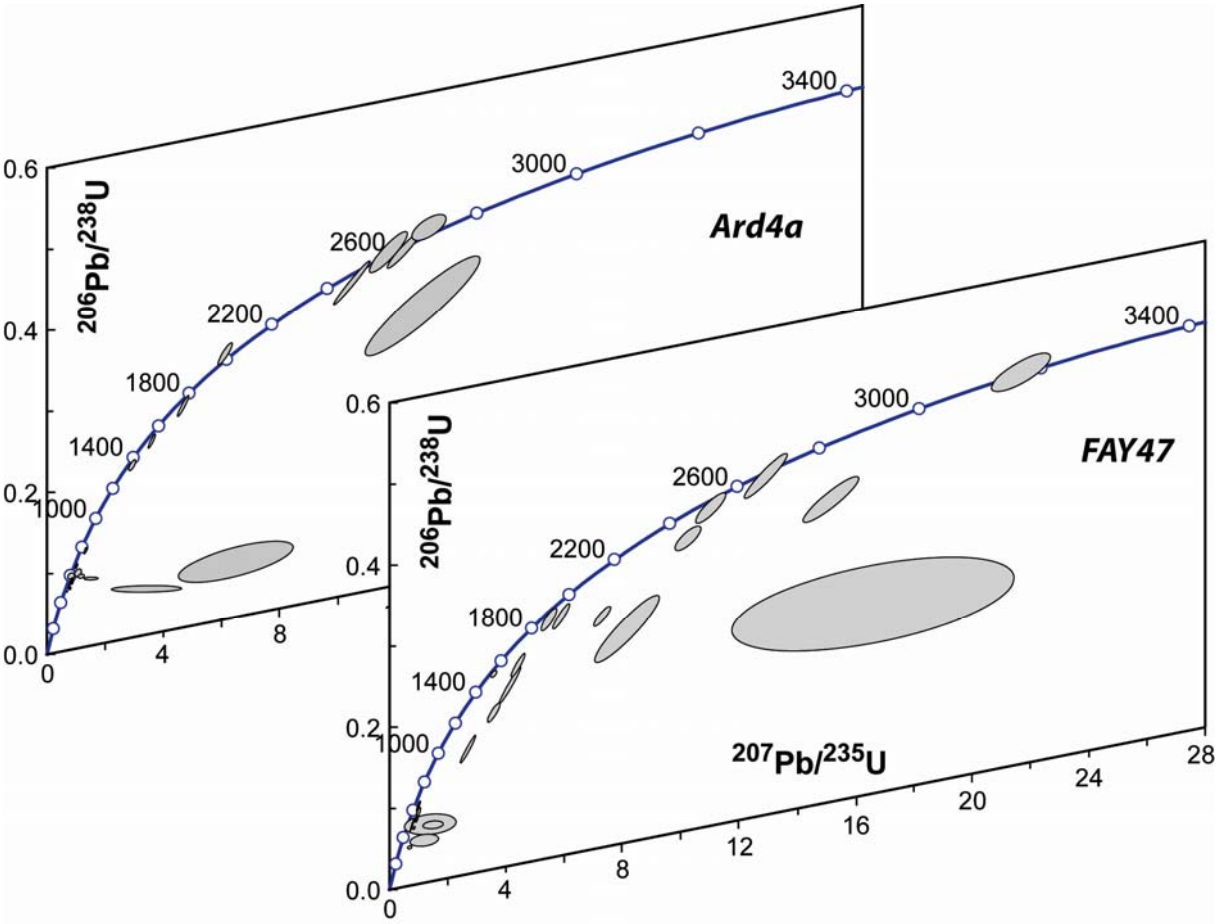


Figure XI-3. Diagrammes concordia des analyses effectuées en U-Pb sur zircons sur les échantillons Ard4a (tuffites carbonifères) et Fay47 (métadacite éclogitique de Fay-de-Bretagne).

La plupart des études de zircons détritiques des séries sédimentaires du Domaine Ouest Européen suggèrent que les zircons proviennent du Craton Ouest Africain. En effet, les âges Mésoprotérozoïques ne sont pas détectés dans la plupart des échantillons étudiés. C'est le cas pour les séries Néoprotérozoïques de la zone d'Ossa-Morena (Fernández-Suárez et al., 2002a) et de l'Allochtone supérieur (Complexe d'Ordenes ; Fernández-Suárez et al., 2003) en

Ibérie, des séries Néoprotérozoïques de la Formation de Binic dans le Domaine Nord-Armoricain (Fernández-Suárez et al., 2002a) et des séries Néoprotérozoïques à Ordoviciennes du Domaine Saxo-Thuringien (Linnemann et al., 2004) (Fig. XI-2).

Néanmoins, la présence de zircons d'âge Mésoprotérozoïque, et plus particulièrement Grenvilliens (1 - 1.4 Ga) dans certaines de ces séries sédimentaires a conduit plusieurs auteurs à proposer des relations avec le Craton Amazonien. C'est le cas notamment des séries sédimentaires Néoprotérozoïques à Ordoviciennes des Zones Asturo-Leonese et Centre-Ibérique (Fernández-Suárez et al. 2000 ; 2002b ; Martínez-Catalán et al., 2004) et des séries Néoprotérozoïques du Domaine Moravo-Silésien (Friedl et al., 2000).

Dans les échantillons dévoniens (SA5) et carbonifères (AN1 et AN2), des âges Mésoprotérozoïques ont également été obtenus en faible proportion. Ils ne définissent pas clairement une population et pourraient correspondre à des âges de mélange, sans aucune signification géologique. Étant donné que les âges Mésoprotérozoïques à Archéens identifiées dans cette étude, sont présents aussi bien dans les séries sédimentaires Néoprotérozoïques à Paléozoïques, que dans de nombreuses séries magmatiques paléozoïques, il est difficile d'identifier la source des zircons.

En effet, ils pourraient provenir (i) soit des roches dans lesquelles ces zircons ce sont formés et il faudrait alors proposer une origine Centre-africaine avec un apport modéré du Craton Amazonien, (ii) soit de roches sédimentaires dans lesquelles ils sont recyclés, (iii) soit de roches magmatiques ou métamorphiques dans lesquelles ils sont hérités.

Mise à part le groupe bien défini à environ 2 Ga, les âges obtenus sont très dispersés. De plus, ces zircons sont pour la plupart très arrondis laissant supposer un poly-recyclage. Enfin, la plupart de ces âges n'ont pas été observés dans les échantillons analysés avec la méthode ^{39}Ar-^{40}Ar sur muscovites. Par conséquent, il est fort probable que ces zircons proviennent d'un recyclage à partir de sources sédimentaires ou magmatiques.

2. Les âges Néoprotérozoïques à Paléozoïques inférieurs (Cambrien - Ordovicien)

ca. 900 – 1000 Ma (^{39}Ar-^{40}Ar & U/Pb)

Des groupes d'âges ^{40}Ar-^{39}Ar d'âge Néoprotérozoïque ont été obtenus. Les âges Néoprotérozoïques les plus anciens sont présents dans des échantillons carbonifères du Bassin d'Ancenis et, bien qu'ils soient mal définis, ils seraient au minimum de 920 - 960 Ma. Quelques âges U-Pb dans cette gamme ont également été obtenus dans les échantillons SA5 et AN2 (Fig. XI-4). De tels âges ne sont pas communs dans le domaine ouest européen même si

quelques zircons et muscovites détritiques (Fernández-Suárez et al., 2000 ; Gutiérrez-Alonso et al., 2005) ou des zircons hérités (Melleton, 2008, 2009a) autour de 900 – 1000 Ma ont déjà été identifiés. Il est donc difficile de conclure sur la source de ces muscovites, d'autant plus qu'elles ne proviennent pas nécessairement d'une source de cet âge (900-1000 Ma) mais pourraient avoir été recyclées.

ca. 700 – 500 : De l'Orogenèse Cadomienne au magmatisme Cambro-Ordovicien (U/Pb)

Une grande partie des analyses U/Pb sur zircons et ^{39}Ar-^{40}Ar sur muscovites fournissent des gammes d'âges comprises entre ca. 700 et 500 Ma (Fig. XI-4). Ces âges sont caractéristiques de l'orogenèse Cadomienne (ou Pan-africaine) et du magmatisme cambro-ordovicien qui sera détaillé ci-après. Cependant les analyses des zircons détritiques ne permettent en général pas d'identifier des populations distinctes, la répartition des analyses sur la concordia étant plus ou moins continue (Fig. XI-4). Les âges proposés pour les échantillons SA5, AN1 et AN2 par la méthode statistique BayesMix sont respectivement 563 ± 95 Ma, 557 ± 16 Ma et 577 ± 54 Ma (Maximum a posteriori). D'une manière générale, les zircons qui appartiennent à cette gamme d'âges (500 - 700 Ma) sont soit arrondis, soit appartiennent à un groupe typologique assez mal défini mais qui se place dans la partie gauche (500<A<700) et haute (600<T<800) de la classification typologique de Pupin (1980), traduisant une composition plutôt alcaline. Dans certains cas, la présence de plusieurs populations peut être discutée sur la base des critères typologiques. C'est le cas de l'échantillon AN1 pour lequel les deux populations proposées sont 524 ± 10 Ma pour les zircons automorphes et 601 ± 14 Ma pour les zircons arrondis. Malgré cette corrélation entre la forme et l'âge des zircons, la différentiation de deux populations dans ce cas reste discutable. Pour l'échantillon AN2, la distinction d'une population plus jeune, à 478 ± 7 Ma (âge concordia), a été proposée. Les zircons sur lesquels cet âge concordia a été calculé se placent tous dans le même groupe typologique (300<indice A<500 et 550<T<700). Les zircons ayant donné des âges plus anciens (entre 500 et 750 Ma) présentaient des formes soit arrondies soit automorphes. Bien que les zircons automorphes semblent appartenir à des groupes typologiques assez différents, certains présentaient des morphotypes similaires à ceux retenus pour la population à ca. 480 Ma.

ca. 650 – 615 Ma : socle pentévrien ou eo-cadomien (^{39}Ar-^{40}Ar)

L'essentiel du magmatisme (plutonisme et volcanisme) Cadomien est enregistré entre 615 et 570 Ma (Egal et al., 1996a). Or, une partie des âges ^{39}Ar-^{40}Ar Néoprotérozoïques obtenus sur les muscovites sont plus anciens (entre 615 et 640 Ma). Ce groupe d'âges pourrait provenir de

l'érosion d'un socle plus ancien. Un tel socle est connu en baie de Saint Brieuc (socle Pentévrien), et constituerait les reliques d'un arc Cadomien précoce dont les vestiges sont notamment constitués de l'orthogneiss de Port-Morvan dont le protolithe est daté à 746 ± 17 Ma ($^{207}Pb/^{206}Pb$, Egal et al., 1996a) et de galets de granodiorites datées à 667 ± 4 Ma et 656 ± 5 Ma (U/Pb sur zircons, Guerrot et Peucat, 1990) remaniés dans un conglomérat (Conglomérat de Cesson). La déformation de ce socle Pentévrien est estimée entre 650 et 615 Ma (Egal et al., 1996a ; 1996b ; Strachan et al., 1996), période qui correspond à la gamme d'âges obtenue pour les muscovites détritiques.

ca. 570 – 520 Ma : Orogenèse Cadomienne (^{39}Ar-^{40}Ar et U/Pb)

Les muscovites détritiques dont les âges ^{39}Ar-^{40}Ar sont à ca. 570 - 580 Ma pourraient provenir de l'érosion d'un socle cadomien. De tels âges sont connus dans le Domaine de Saint Brieuc, constitué essentiellement de formations métamorphiques d'origine sédimentaire, volcanique et plutonique. Le plutonisme calcoalcalin, interprété comme marqueur d'un contexte de subduction est daté autour de ca. 600 Ma. La fin de la déformation majeure et du refroidissement des derniers plutons sont néanmoins estimés à ca. 560-570 Ma (Dallmeyer et al., 1991), soit légèrement plus jeune que les âges obtenus sur les muscovites détritiques analysées. Dans les domaines de Guingamp, Saint-Malo et Fougères, les intrusions de granites sont plus récentes, autour de 520 - 550 Ma. Il faut noter la présence de migmatites et de leucogranites, dans le domaine de Saint-Malo, qui pourrait être une source potentielle pour des muscovites détritiques datées à ca. 520-540 Ma. En effet, la datation en U/Pb sur zircons des migmatites de Saint-Malo a permis à Peucat (1983) de proposer un âge à 541 ± 5 Ma pour l'épisode de fusion partielle. Le leucogranite de Plouisy a livré un âge U/Pb sur zircons à 523 ± 4 Ma (Egal et al., 1999) et le leucogranite de Cancale a été daté à 555 ± 16 Ma (Pb/Pb sur zircons; Egal et al., 1996a).

Les données sur le socle protérozoïque en Bretagne Nord sont relativement nombreuses. Or, plus au sud, le socle Protérozoïque que constitue l'Unité des Mauges est assez peu connu. Cette unité est constituée d'alternances gréso-pélitiques turbiditiques (Diot, 1980 ; Wyns et al., 1998) déformées et métamorphisées. Ni l'âge de la sédimentation ni celui de la déformation dans cette unité ne sont connus.

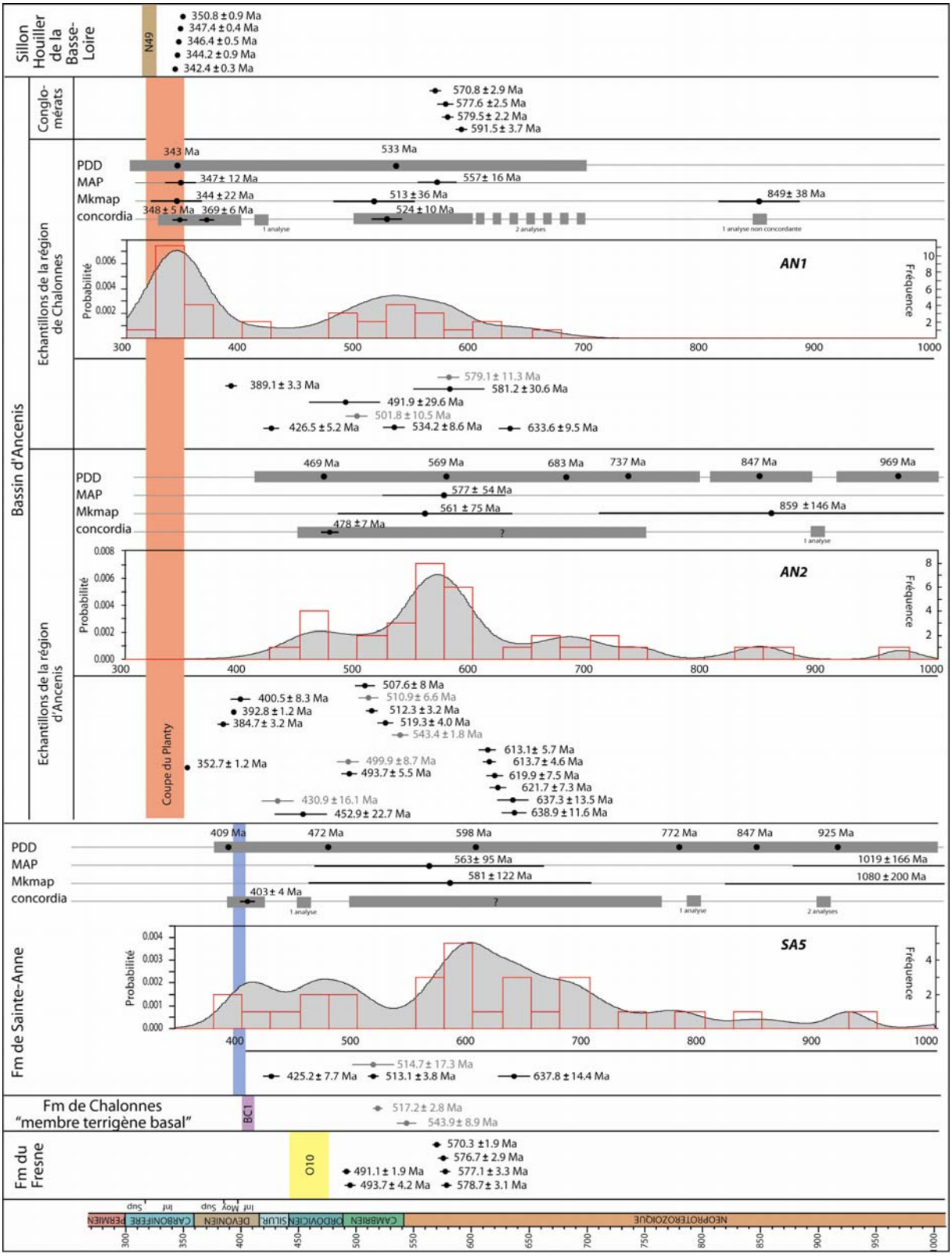


Figure. XI- 4 : Synthèse des âges U-Pb et ^{39}Ar-^{40}Ar obtenus pour tous les échantillons. Pour les âges U-Pb les résultats des différentes approches (PPD, BayesMix et Condordia) sont reportés.

Ces séries sédimentaires ont été rapportées au Protérozoïque car elles sont surmontées en discordance par une série sédimentaire d'âge Méso-Cambrien (Cavet et al., 1966). Dans la région de Cholet (au sud de l'Unité des Mauges), le microgranite de Thouars est daté à environ 519 +14/-10 Ma et la granodiorite de la Mouclerie a livré un âge similaire à 521 ± 4 Ma (U/Pb sur zircons, Thiéblemont et al., 2001). Ces intrusions recoupent la foliation des métasédiments de l'Unité des Mauges, donnant ainsi un âge minimum pour leur déformation. Ainsi, une partie des muscovites détritiques dont l'âge est supérieur à ca. 520 Ma pourraient provenir soit de l'érosion de l'Unité des Mauges, soit de l'érosion du socle Protérozoïque déformé tel qu'il est connu dans le Domaine Nord-Armoricain. Il faut noter que les muscovites datées dans les conglomérats du bassin d'Ancenis ont livré des âges autour de 570 - 590 Ma. Ces conglomérats sont constitués essentiellement de blocs et de galets protérozoïques pour lesquels une source proche est proposée (Chapitre. 5) et qui sont donc supposés provenir de l'Unité des Mauges. Par conséquent il semble cohérent de proposer cette unité comme source potentielle des muscovites détritiques datées à ca. 570 - 590 Ma. Cependant, en l'absence de datations sur les muscovites de l'Unité des Mauges, cette proposition reste hypothétique. Une étude des minéraux détritiques des métasédiments de cette unité pourrait permettre d'appuyer ou de réfuter cette hypothèse.

ca. 500 – 540 : Magmatisme Cambro-Ordovicien (U/Pb)

Nous avons vu que des sources d'origine cadomienne auraient pu fournir les minéraux détritiques datés à ca. 520 - 540 Ma. Cependant, une autre source potentielle pour ces derniers doit être considérée. En effet, un épisode magmatique daté du Cambro-Ordovicien est largement répandu dans les socles pré-mésozoïques européens. Il a été proposé que cet évènement se détache en deux groupes d'âge majeurs : un premier cambrien à ca. 520 – 540 Ma et un deuxième ordovicien à ca. 460 - 480 Ma bien que des âges intermédiaires soient également connus (e.g. Alexandrov et al., 2001 ; 2007 ; Melleton et al., 2009a).

Pour le magmatisme cambrien, on citera les intrusions de la région de Cholet (microgranite de Thouars et granodiorite de la Mouclerie), datées à ca. 520 Ma, qui sont caractéristiques de cet évènement. Cet épisode magmatique est également marqué par un volcanisme acide intercalé dans les séries sédimentaires cambriennes dans le Choletais mais également dans le Cotentin (Domaine Nord-Armoricain ; Doré, 1994). Dans les orthogneiss migmatitiques de l'Unité de Champtoceaux, un âge à 546 ± 63 Ma (Pb sur xenotime, Cocherie et al., 2005) est attribué à l'âge du protolithe magmatique. De même dans le Massif Central, de nombreuses intrusions métamorphisées durant l'orogenèse hercynienne (Groupe

leptyno-amphibolitique) ont donné des âges cambriens attribués aux âges des protholithes. C'est le cas des leptynites de Vergonzac (Limousin, Alexandrov et al., 2001), des orthogneiss de Tulle et Mulatet (Limousin, Bernard-Griffiths et al., 1977), des diorites des Picades (Lot, Pin & Lancelot, 1978). Enfin plus récemment, cette gamme d'âges a également été identifiée pour des zircons provenant de différentes séries métamorphiques (sédimentaires et plutoniques) du Limousin (Massif Centra) (Melleton et al., 2009a).

Le magmatisme ordovicien est également largement répandu dans le Massif Armoricain, du Domaine Nord-Armoricain (Paimpol, Auvray et al., 1980) au Domaine Sud-Armoricain (Paquette et al., 1984 ; Wyns et al., 1988 ; Janjou et al., 1998 ; Ballèvre et al., 2002) ainsi que dans le Massif Central (e.g. Alexandrov et al., 2001 ; Melleton et al., 2009a). Il est également bien représenté dans le Massif Ibérique où la Formation de Ollo de Sapo dont l'âge à ca. 480 Ma est établi (Montero et al., 2007) est généralement considérée comme un équivalent des Porphyroïdes de Vendée, en accord avec les résultats récemment obtenus sur ces dernières (Peucat dans Le Hebel et al., 2007).

Ainsi, parmi les zircons de la gamme (ca. 500-700 Ma) obtenus dans les trois échantillons analysés, certains pourraient provenir de sources magmatiques cambriennes qui correspondent à cet évènement. Ce magmatisme a une signature alcaline, en accord avec les groupes typologiques obtenus sur plusieurs zircons de la gamme d'âge 500-700 Ma. Enfin, seul un échantillon (AN2) a livré des âges plus jeunes que 500 Ma. Pour cet échantillon, une population à 478 ± 7 Ma (âge concordia) a été proposée. Cet âge correspondrait au magmatisme ordovicien qui ne serait alors identifié que dans cet échantillon.

ca. 490 – 500 Ma (^{39}Ar-^{40}Ar)

Les sources potentielles de la population identifiée autour de 490 - 500 Ma (Cambrien Moyen à Supérieur) par la méthode ^{39}Ar-^{40}Ar sur muscovites sont plus difficiles à déterminer. En effet, cette gamme d'âges est jusqu'alors peu représentée dans le Massif Armoricain. Ces âges sont représentés dans plusieurs échantillons provenant de différentes formations telles que O10 (Ordovicien), ou encore la plupart des échantillons du Bassin d'Ancenis (Carbonifère). Cette large répartition pourrait indiquer (i) un évènement important pour que les roches qui l'enregistrent soient disponibles à l'érosion durant une grande partie de l'évolution Paléozoïque, ou encore (ii) une forte production de muscovites qui sont recyclées par la suite dans les sédiments. Or aucun épisode tectono-métamorphique majeur de cet âge n'est identifié dans le Massif Armoricain, ou encore dans le Massif Central. Cette population d'âges paraît trop jeune pour être attribuée à l'orogenèse cadomienne sensu stricto dont la limite est

généralement placée autour de ca. 520 Ma. De même, le magmatisme cambro-ordovicien présente une signature alcaline et ne fournit généralement pas de muscovites. Si une cristallisation de muscovites par métamorphisme de contact lors de la mise en place des magmas peut être envisagée, elle ne permet pas d'expliquer qu'autant de muscovites détritiques de cet âge aient été obtenues.

Il faut cependant noter que cette gamme d'âges a déjà été identifiée dans le domaine Centre-Ibérique (Néoprotérozoïque de l'Allochtone supérieur) où elle est interprétée comme l'âge d'un épisode métamorphique de type Barrovien (Abati et al., 1999). En effet, l'Unité IP (IP pour « intermediate pressure ») des Complexes Allochtones Ibériques contient des faciès métamorphiques de haut grade (granulites) séparés des unités de bas grade (faciès schiste vert) par de grands détachements extensifs. L'unité IP contient également différentes intrusions, dont le Gabbro de Monte Castelo. L'âge de ces intrusions (par exemple : 499 ± 2 Ma, méthode U/Pb sur zircon pour le Gabbro de Monte Castello) est sub-contemporain du métamorphisme Barrovien (ca. 493 - 498 Ma) de l'Unité IP (Abati et al., 1999). Cet épisode métamorphique pourrait donc être une source potentielle pour les muscovites de la gamme d'âges 491-500 Ma. Or jusqu'à maintenant, cet épisode métamorphique n'est connu que dans les Unités Allochtones Centre-Ibériques.

Pourtant de fortes corrélations entre les Unités Allochtones Centre-Ibériques et l'empilement de nappes de Champtoceaux ont déjà été mises en évidence (Ballèvre et al., 2009, Abati et al. 2009). Selon ces corrélations, l'Unité des Mauges, de part sa position au sommet de l'empilement de nappes, serait l'équivalent de l'Unité IP des Complexes Allochtones Centre-Ibériques. Cette corrélation est appuyée par la similarité des faciès de ces unités, toutes deux constituées de turbidites déformées d'âge supposé Néoprotérozoïque. De même, le gabbro du Palet qui intrude l'Unité des Mauges pourrait correspondre à un équivalent du gabbro de Monte-Castelo. L'âge du gabbro du Palet est cependant inconnu, ce qui empêche d'associer avec certitude ces deux gabbros à un même évènement. Par contre, l'Unité des Mauges se distingue de l'Unité IP Centre-Ibérique par l'absence des faciès de haut grade et présente essentiellement un métamorphisme du faciès schiste verts. Etant donné que la déformation à l'origine de la foliation dans l'Unité des Mauges est antérieure à ca. 520 Ma il semblerait que l'épisode métamorphique à ca. 490 – 500 Ma ne soit pas enregistré dans cette Unité.

3. Les âges paléozoïques « supérieurs » (Silurien à Carbonifère)

ca. 425 - 430 Ma (^{39}Ar-^{40}Ar)

Des âges ^{39}Ar-^{40}Ar sur muscovites à ca. 430 Ma ont été obtenus pour des échantillons provenant des séries Carbonifères (2 voire 3 analyses si on considère l'âge à 453 ± 23 Ma comme appartenant à ce groupe d'âges) mais également dans les échantillons de la Fm de Sainte-Anne (1 analyse à 425 ± 8 Ma). Par contre, ces âges sont très peu représentés par la méthode U-Pb sur zircon. Seule une analyse pour SA5 (hg25 à ca. 440 Ma) a donné un âge proche de celui enregistré par les muscovites. Cependant, le zircon sur lequel a été obtenu cet âge présentait des critères typologiques similaires à la population de zircons plus jeune (à ca. 400 Ma) identifiée pour ce même échantillon (cf. discussion ci-après). De plus, l'analyse ayant été réalisée à cheval entre le cœur et la bordure du zircon, cet âge à ca. 440 Ma est plutôt interprété comme un âge de mélange entre l'âge du cœur hérité et l'âge de fermeture isotopique. Pour cette population à ca. 400 Ma, les âges sur zircons étant plus jeunes que les âges sur muscovites, ils peuvent difficilement être attribués au même évènement car la température de fermeture isotopique K-Ar des muscovites est plus basse que la température de fermeture isotopique U-Pb du zircon. L'absence de zircons de cette gamme d'âges semble plutôt indiquer que ces muscovites ont (re-)cristallisé lors d'un épisode métamorphique qui n'a pas été suffisamment important pour ré-ouvrir le système isotopique U-Pb du zircon. En effet, si ces muscovites avaient eu une origine magmatique, on se serait attendu à trouver des zircons du même âge, voire un peu plus anciens, du fait de la différence de température de fermeture entre les deux systèmes isotopiques.

Un épisode métamorphique dans le faciès éclogitique à ca. 420 - 400 est enregistré dans le Massif Central (Fig. XI-5) : éclogites de la Bessenoits (Paquette et al., 1995), de la Borie (Ducrot et al., 1983), trondhjémite de Marvejols (Pin et Lancelot, 1982). Or les âges ^{39}Ar-^{40}Ar à ca. 430 sont plus vieux que l'âge du métamorphisme éclogitique obtenu avec les méthodes U/Pb, Pb/Pb sur zircons, et Sm-Nd. Des âges plus anciens ont été obtenus localement mais les datations sont moins bien définies. En Vendée, des éclogites sont datées à 436 ± 15 Ma par la méthode U/Pb sur zircons (Fig. XI-5, Peucat et al., 1982) mais les âges Rb-Sr sont beaucoup plus jeunes (322 ± 30 Ma, Peucat, 1983). L'éclogite de la Borie (Massif Central) est datée à 432 +20 - 10 Ma par la méthode U/Pb sur zircons (Fig. XI-5, Ducrot et al., 1983). Etant donnée l'erreur calculée pour ces âges U-Pb, il est malaisé de conclure qu'ils sont plus anciens que ceux obtenus sur les muscovites détritiques. Ainsi, toute comparaison reste difficile et les hypothèses concernant les sources potentielles de ces âges restent

ouvertes. Dans le contexte géodynamique supposé pour cette époque (i.e. contexte de subduction) un épisode métamorphique lié à la subduction (formation d'un arc, épaississement dans un prisme d'accrétion) peut être envisagé. Cette hypothèse aurait l'avantage d'expliquer l'absence de zircons détritiques datant cet épisode par un grade métamorphique trop faible pour ouvrir le système isotopique. Enfin, il est également possible de considérer que ces micas aient incorporé de l'argon en excès et qu'ils n'ont aucune signification géologique. Cependant, il serait alors étrange de retrouver cette gamme d'âges à quatre reprises (au moins deux bien définies) et dans plusieurs échantillons.

ca. 400 Ma (U/Pb)

Une population à ca. 400 Ma est identifiée dans l'échantillon SA5 (403 ± 4 Ma). Les zircons datés à ca. 400 Ma ne présentent pas, sur les images en cathodoluminescence, de surcroissances ni de modifications de textures qui pourraient indiquer qu'ils ont enregistré un évènement métamorphique. Au contraire, ils présentent des zonations magmatiques laissant penser qu'il s'agit de zircons magmatiques. Aucune muscovite détritique de même âge n'a été obtenue dans cet échantillon. Cependant, seulement 4 analyses ont été réalisées et une éventuelle population de muscovites détritiques de cet âge aurait pu échapper aux analyses. Par contre des âges ^{39}Ar-^{40}Ar compris entre 380 et 400 Ma ont été obtenus dans les échantillons du Bassin d'Ancenis. Or ces derniers n'ont pas livré de zircons à ca. 400 Ma, ce qui laisse supposer que ces deux populations ne proviennent pas de la même source. Un autre argument permet de confirmer que ces deux populations d'âges sont différentes : l'échantillon SA5 qui a livré les âges à ca. 400 Ma provient de la formation de Sainte-Anne. L'âge de sédimentation de cette formation est établi à l'Emsien - Eifélien inférieur par son contenu faunistique et à l'Emsien par son contenu floristique. Les bornes de cet étage sont aujourd'hui datées à 407.5 ± 2.7 et 397.5 ± 2.7 (Gradstein et al., 2004). Ainsi, une source en cours d'érosion qui fournit des zircons datés à ca. 400 Ma, ne peut pas également fournir les muscovites détritiques à ca. 380 - 400 Ma dont certaines dateraient alors un refroidissement plus jeune que l'âge de la sédimentation. Cette population de zircons détritiques datés à 403 ± 4 Ma est contemporaine de la sédimentation des Grès de Sainte-Anne.

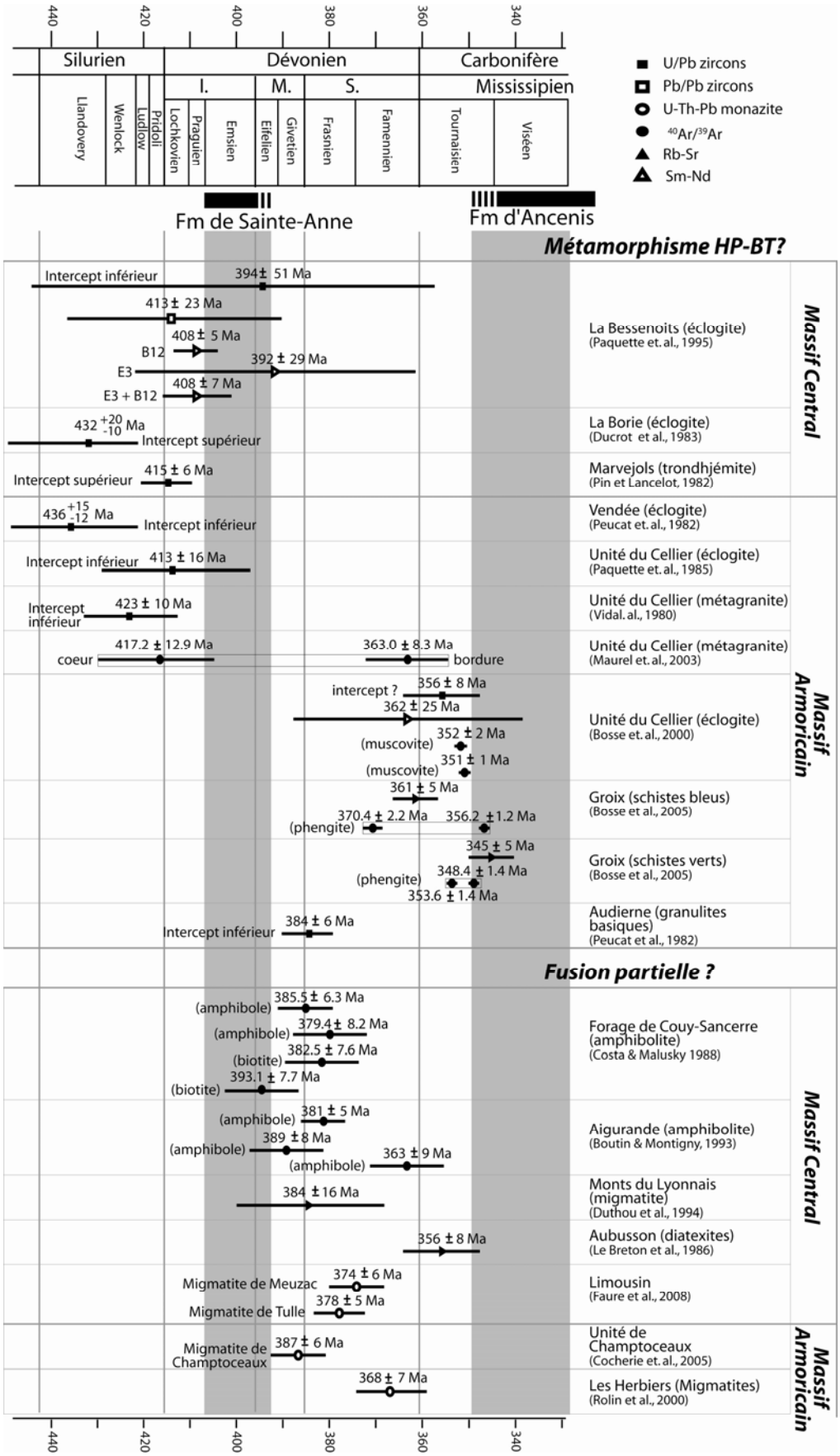


Fig. XI-5. Synthèse non exhaustive des âges Siluriens à Carbonifère inférieur dan Le Massif Central (MC) et le Massif Armoricain (MA)

Des âges de zircons détritiques similaires (ca. 391 - 411 Ma) ont été obtenus en Bohème (Fm de Srbsko dans le Barrandien) (Strnad & Mihaljevič, 2005) mais également en Espagne dans des niveaux volcaniques intercalés dans des séries sédimentaires jusqu'alors attribuées au Silurien inférieur (El Castillo, zone Centre-Ibérique, Guttiérez-Alonso et al., 2008). En Bohème ces âges à ca. 400 Ma sont interprétés comme le remaniement de zircons provenant du démantèlement d'un arc volcanique. Une origine similaire (volcanisme d'arc) peut également être proposée pour les zircons à ca. 400 Ma obtenus dans la Fm de Sainte-Anne. Le morphotype des zircons ayant livré des âges à ca. 400 Ma est assez mal défini mais présente les caractères de magmas assez alumineux (indice A < 500). Cependant, l'étude typologique faite dans le cadre de ce travail se limite à l'observation de quelques zircons (i.e. ceux qui ont été montés dans la résine epoxy). Il serait intéressant de faire une étude plus complète de la typologie afin de mieux préciser le morphotype de cette population. En effet, la source de cette population n'ayant jusqu'alors pas été identifiée, elle pourrait avoir disparu. Cette approche permettrait d'avoir des informations plus complètes sur le contexte de cristallisation de ces zircons.

ca. 380 - 400 Ma (^{39}Ar-^{40}Ar)

Un groupe d'âge à ca. 380 - 400 Ma a été identifié uniquement dans les échantillons des séries carbonifères du Bassin d'Ancenis. La plupart des échantillons qui ont fourni ces âges proviennent de la coupe du Planty (région d'Ancenis), supposée être localisée à la base de la série (cf. Chapitre 5). Cependant, une muscovite provenant de la région de Chalonnes (Ech. AN7), supposée être plus haut dans la pile sédimentaire, a fourni un âge similaire. Aucun âge U-Pb sur zircon qui pourrait correspondre à ces âges ^{39}Ar-^{40}Ar n'a été obtenu sur les deux échantillons analysés pour le Bassin d'Ancenis. Ainsi, il est possible de considérer que ces muscovites ont cristallisé durant un évènement métamorphique qui n'ait pas enregistré par le système isotopique des zircons.

Un épisode de fusion crustale est enregistré à ca. 390 et 370 Ma (Fig.XI-5 et références incluses), soit sub-contemporaine mais en partie plus jeune que les âges ^{39}Ar-^{40}Ar sur muscovites. Par conséquent, cet évènement ne être à l'origine que de la cristallisation des muscovites les plus jeunes. Les muscovites plus anciennes à ca. 400 Ma, il faut considérer plusieurs hypothèses : (i) elles cristallisent dans un contexte lié à cet épisode de fusion crustale, qui n'a pas été identifié ou a disparu (érosion, métamorphisme), (ii) elles cristallisent dans un contexte qui n'est pas connu mais n'a aucun lien avec la fusion crustale enregistrée

ou (iii) ces micas ont incorporé de l'argon en excès et ces âges n'ont aucune signification géologique.

ca. 380 - 350 Ma (U/Pb)

Des zircons appartenant à cette gamme d'âge ont été identifiés uniquement dans l'échantillon AN1 provenant du Bassin d'Ancenis. Les morphotypes des zircons qui ont livré ces âges à ca. 380 - 340 sont assez variés. Sur la base de leur typologie, deux populations ont été distinguées pour lesquelles les âges concordia calculés sont : 369 ± 6 Ma avec un MSWD de 6.0 et 348,3 ± 5 Ma avec un MSWD de 1.13. Cependant la distinction de deux populations reste discutable, la population plus ancienne à ca. 370 semblant présenter des morphotypes différents dont certains sont assez proches de la population plus jeune à ca. 350. Certains présentent des critères de magmas alumineux mais ce n'est pas le cas de tous les zircons appartenant à cette gamme d'âge. Compte-tenu du peu de données sur les morphotypes de ces différents zircons, la corrélation âge / morphotypes reste incertaine. Ces zircons pourraient avoir des sources variées, expliquant la dispersion des âges mais il est difficile de distinguer différentes origines.

L'épisode de fusion crustale qui est à l'origine de la formation de migmatites est daté entre 390 et 370 Ma (Fig. XI-5 et références incluses) et est contemporain du magmatisme (essentiellement calco-alcalin) enregistré dans le Domaine Sud-Armoricain et le Massif Central (i.e. Ligne tonalitique du Limousin *sensu lato*) au Dévonien supérieur - Carbonifère inférieur. La période entre 370 et 355 Ma serait marquée par un magmatisme basique à intermédiaire calco-alcalin associé à la genèse de termes plus alumineux (Cuney et al., 2001). Durant la période 355-330 Ma le magmatisme granitoïdique serait de nature plus diversifiée avec notamment des termes alumineux de type Guéret (Cuney et al., 2001). Enfin, les granites per-alumineux sont plus fréquents vers la fin du Carbonifère (330 - 295 Ma). Bien qu'il ne soit pas possible d'identifier des sources spécifiques, ces intrusions dévono-carbonifères sont des sources potentielles pour les zircons détritiques sédimentés dans le bassin d'Ancenis.

ca. 340 - 350 Ma (^{39}Ar-^{40}Ar)

Enfin une population à ca. 340 -350 a été identifiée principalement dans l'échantillon N49 qui provient du Sillon Houiller de la Basse-Loire. Un âge similaire a été obtenu dans un échantillon du Bassin d'Ancenis (Coupe du Planty) et pourrait appartenir à cette population. Parmi les sources possibles, la plus proche est le Complexe de Champtoceaux. En effet, plusieurs analyses ^{39}Ar-^{40}Ar sur phengites ont mis en évidence la présence de phengites

autour de 351-352 Ma qui proviennent de roches non déformées (Bosse et al., 2000) allant jusqu'à des phengites à ca. 336 - 332 Ma dans les roches déformées (Bosse et al., 2000 ; Pitra et al., 2009). Ces résultats sont interprétés comme représentant, i) le métamorphisme éclogitique pour les âges à ca. 350 Ma (Bosse et al., 2000 ; Pitra et al., 2009) et ii) le métamorphisme inverse lié à la propagation des chevauchements dans le Complexe de Champtoceaux (Pitra et al., 2009).

Une deuxième hypothèse serait de considérer que ces muscovites proviennent de leucogranites hercyniens. En effet, bien que la plupart des granites aient livré des âges plus jeunes (entre ca. 295 et 330 Ma ; e.g. Cuney et al., 2001) que ca. 340 - 350 Ma, certains ont livré des âges similaires voire plus anciens. Par exemple de l'intrusion du Valet, situé dans l'Unité des Mauges, dont les muscovites ont livré des âges à ca. 335, 337 Ma (Ruffet dans Gumiaux, 2003). Cet âge reste encore plus jeune que les muscovites détritiques analysées, mais d'autres granites datés par d'autres méthodes ont livré des âges plus vieux. Par exemple les granites de Lizio, Pontivy et Bignan ont fourni des âge Rb-Sr autour de 345 - 335 Ma (Bernard-Griffiths et al., 1985).

En considérant cette seconde hypothèse, il semble surprenant qu'aucun zircon daté à ca. 340 - 350 Ma n'ait été obtenu dans l'échantillon analysé en U/Pb provenant du Sillon Houiller de la Basse-Loire. En effet, seules des muscovites à ca. 340 - 350 Ma ont été obtenues dans l'échantillon N49, ce qui indique qu'il s'agit d'une zone source prépondérante lors de la sédimentation des séries carbonifères du Sillon Houiller de la Basse-Loire. Par contre, les analyses U/Pb n'ont livré que des zircons anciens (i.e. supérieurs à 500 Ma), tout comme ceux de l'échantillon analysé dans un échantillon du Complexe de Champtoceaux (Fay 47), et interprétés comme des zircons hérités. Cette observation va plutôt en faveur de la première hypothèse, selon laquelle les muscovites détritiques proviennent de l'érosion du Complexe de Champtoceaux. En contrepartie, aucune analyse ^{39}Ar-^{40}Ar sur muscovites n'a révélé la présence de muscovites plus jeunes que ca. 340 Ma. Ceci pourrait s'expliquer par le fait que seulement 5 analyses ^{39}Ar-^{40}Ar ont été réalisées, ce qui n'a pas permis d'identifier toute la gamme des âges présents à l'érosion. Sinon, il est possible que ces phengites plus jeunes (ca. 330 - 340) n'étaient pas encore soumises à l'érosion lors de la sédimentation dans le Sillon Houiller de la Basse-Loire.

L'hypothèse selon laquelle les muscovites détritiques à ca. 340 - 350 Ma proviennent du Complexe de Champtoceaux plutôt que des leucogranites hercyniens semble plus cohérente. Cependant, afin de lever complètement le doute sur leur origine, des analyses

chimiques de ces muscovites permettraient de déterminer s'il s'agit réellement de phengites ou de muscovites (pôle pur).

4. Synthèse - Conclusion

Parmi les âges obtenus sur les minéraux détritiques, la proportion d'âges protérozoïques est importante. Des âges Néoprotérozoïques ont été obtenus sur les muscovites et les zircons. Par contre les âges Mésoprotérozoïques à Archéens ne sont identifiés que sur les zircons et il est proposé ici qu'ils soient en grande partie recyclés depuis des sources sédimentaires ou hérités depuis des sources magmatiques et métamorphiques.

Il faut néanmoins noter l'existence d'une population bien définie à ca. 2050 Ma dans les 3 échantillons analysés. Bien que cette population soit probablement obtenue sur des zircons poly-recyclés, elle pourrait également traduire une empreinte régionale. Une comparaison de ces données avec d'autres populations de zircons détritiques à l'échelle de la chaîne hercynienne pourraient permettre d'établir des corrélations (par exemple, Sircombe & Hazelton, 2004). Cependant, pour réaliser cette comparaison et minimiser les biais dans les distributions de populations, il serait préférable de travailler sur des échantillons de même âge et d'effectuer systématiquement une analyse qualitative lors du tri manuel des zircons.

L'orogenèse cadomienne et le magmatisme cambro - ordovicien sont enregistrés par les zircons. Certaines muscovites analysées proviennent également de sources cadomiennes. La source des muscovites cambriennes reste incertaine. Les attribuer à l'épisode magmatique cambro-ordovicien est problématique, du fait de la (quasi-) absence de muscovite dans ce type de magmatisme. Un épisode métamorphique jusqu'alors uniquement connu en Ibérie (Abati et al., 1999) pourrait être envisagé comme source potentielle. Cependant, au vu des faibles contraintes paléogéographiques pour cette époque, il n'est pas possible de confirmer ni d'infirmer cette hypothèse.

Des âges « éo-hercyniens », intermédiaires entre le magmatisme cambro-ordovicien et les âges hercyniens *sensu stricto* (i.e. 380 - 300 Ma) ont été obtenus. Parmi ces âges, la population de zircons à ca. 400 Ma identifiée dans un échantillon de la Fm de Sainte-Anne semble confirmer la création d'un arc volcanique à cette époque. Cette population serait à corréler avec les populations de la même gamme d'âge déjà identifiées en Bohème, et potentiellement avec celles du Domaine Centre-Ibérique. Enfin deux populations à ca. 425-430 Ma et 380 - 400 Ma pourraient correspondre à des évènements métamorphiques dont la

nature reste incertaine mais pourrait être discutée à partir des évènements tectono-métamorphiques connus dans la chaîne hercynienne.

Enfin, dans les échantillons carbonifères étudiés (i.e. Bassins d'Ancenis et Sillon Houiller de la Basse-Loire) la présence de populations d'âge Dévonien supérieur à Carbonifère inférieur indique que des sources hercyniennes étaient en cours d'érosion à cette époque. Parmi les âges obtenus, une origine depuis le Complexe de Champtoceaux a été proposée pour les muscovites datées à ca. 340-350, tandis que les zircons obtenus à ca. 380 - 340 pourraient appartenir à plusieurs sources de roches magmatiques de type granite de Guéret, ou des migmatites de même âge, largement répandus dans le Domaine Sud-Armoricain (Vendée) et dans le Massif Central (Limousin).

Par conséquent, certaines populations d'âges obtenues sur les minéraux détritiques analysés peuvent être rattachées à des sources connues tandis que d'autres ne présentent pas d'équivalents dans la littérature. Ces dernières sont plus généralement des groupes d'âges obtenus avec la méthode ^{39}Ar-^{40}Ar. En effet, parmi les populations identifiées avec la méthode U-Pb sur zircons, seule une population à ca. 400 n'a pas de source actuelle connue. Par contre, les populations identifiées à ca. 490 Ma, ca. 430 Ma et ca. 380 - 400 Ma avec la méthode ^{39}Ar-^{40}Ar ne sont pas (ou peu) représentées.

Plusieurs hypothèses peuvent expliquer l'absence de ces populations dans la littérature. La première possibilité est que ces sources n'aient jamais été identifiées. Or dans le cas de la chaîne hercynienne de nombreuses datations ont été réalisées jusqu'alors. Une deuxième hypothèse est que ces âges n'aient aucune signification géologique. Or dans ce cas il est difficile d'expliquer que plusieurs muscovites aient livré le même âge. Enfin, une troisième possibilité est que ces sources n'existent plus actuellement, ce qui peut impliquer que les roches qui les enregistrent (i) ont été complètement érodées, ou (ii) ont subi une ré-ouverture du système isotopique (lors d'un évènement métamorphique). Dans ces deux cas, seule la préservation de ces minéraux dans des bassins sédimentaires permet de dater ces épisodes. Cependant, pour déterminer la nature des évènements datés des analyses complémentaires (analyses chimiques) sont nécessaires.

Le couplage des deux méthodes radiométriques utilisées présente un avantage majeur : il permet de discuter de la nature des sources. En effet, l'absence d'une population obtenue avec la méthode U/Pb sur zircons dans les muscovites du même échantillon pourrait impliquer que la source ne contient pas de muscovite. Inversement, étant donné la différence de température de fermeture de ces deux systèmes isotopiques, l'identification d'une population

par la méthode ^{39}Ar-^{40}Ar sur muscovite qui n'a pas d'équivalent en U/Pb sur zircons pourrait indiquer que la source a subi un évènement métamorphique trop faible pour ré-ouvrir le système isotopique du zircon. Néanmoins, une limite majeure de ce concept est la possibilité de ne pas identifier toutes les populations représentatives d'un échantillon. Ainsi, dans le cadre de cette étude, le nombre d'analyses U/Pb sur zircons effectuées par échantillon peut être considéré comme suffisant pour représenter les populations représentatives (Dodson et al., 1988). Or il n'en est pas de même pour les analyses ^{39}Ar-^{40}Ar sur muscovite pour lesquelles seules 2 à 5 muscovites par échantillon ont été analysées.

PARTIE IV :

Discussion

&

Conclusion

Chapitre 12 :

Naissance et origine des reliefs de la chaîne hercynienne au Dévono-Carbonifère

Selon l'interprétation qui prévalait jusqu'alors pour les séries sédimentaires paléozoïques préservées sur le socle protérozoïque de l'Unité des Mauges, une partie de ces séries étaient re-sédimentée sous forme de blocs (olistolithes) à la base d'un bassin sédimentaire d'âge Carbonifère, le Bassin d'Ancenis (Dubreuil, 1986). Deux implications majeures découlaient de ce modèle : la première implication directe était l'origine exotique de ces séries qui ne devaient alors plus être intégrées dans les reconstitutions paléogéographiques du Massif Armoricain, la seconde implication consistant à proposer une sédimentation catastrophique sur les bordures du Bassin d'Ancenis, probablement liée au jeu de failles (normales ou décrochantes).

Nos travaux changent radicalement la vision de l'enregistrement sédimentaire dans ce domaine. En effet, il n'est plus raisonnable de considérer la présence d'olistolithes du fait de l'absence de matrice carbonifère et de la continuité stratigraphique des séries (Chapitre 2). Un enregistrement de la sédimentation paléozoïque entre l'Ordovicien et le Carbonifère, avec néanmoins des lacunes, est préféré au modèle précédent. Ces séries sont cependant séparées en cinq « ensembles ».

Les deux premiers ensembles contiennent des séries d'âge Ordovicien à Dévonien inférieur à moyen préservées sur les bordures du bassin carbonifère d'Ancenis. Au moins une partie du Dévonien moyen est absent : le Givétien n'est pas connu dans ce domaine. En effet, les calcaires dévoniens (Formation de Chalonnes) doivent être maintenant rapportés à l'Emsien et non plus au Givétien (Dubreuil et Vachard, 1979). Cet âge, en accord avec la première proposition de Le Maître (1934), a été obtenu grâce à une datation des formations situées stratigraphiquement de part et d'autre du Calcaire de Chalonnes : (i) la base de la Fm de Chalonnes à partir de son contenu palynologique (Chapitre 3) a livré un âge Praguien à Emsien basal et (ii) la Fm de Sainte-Anne pour laquelle un âge Emsien a été proposé à partir de la flore (Chapitre 4, partie 1) tandis que la faune de brachiopodes indique un âge Emsien à Eifélien basal (Chapitre 4, partie 2).

Après cette lacune du Givétien, la sédimentation est à nouveau enregistrée au Dévonien supérieur, avec les calcaires essentiellement d'âge Frasnien mais pouvant atteindre le Famennien tels ceux de l'Ecochère et de Cope-Choux. Ces calcaires sont généralement associés à des lydiennes non datées et forment le deuxième ensemble. Ces niveaux ont été regroupés avec la Formation d'Ancenis d'âge Carbonifère sous le terme de « Culm Frasno-Dinantien » mais la continuité Dévonien / Carbonifère n'est pas établie. Au contraire, la présence d'une discordance du Carbonifère sur le Dévonien supérieur pourrait être envisagée.

Par conséquent, les séries carbonifères sont séparées de ces niveaux du Dévonien supérieur (ensemble 3) pour former un quatrième ensemble constitué de la Formation d'Ancenis et du Poudingue d' Ingrandes.

Enfin les séries carbonifères du « Sillon Houiller de la Basse Loire » constituent un cinquième ensemble. Ces séries, présentes le long de la faille de Nort-sur-Erdre, sont réputées continentales et renferment une flore caractéristique du Namurien (soit Serpukhovien à Bashkirien). Elles n'ont pas fait l'objet d'une étude sédimentologique et pétrologique détaillée lors de ce travail mais les analyses (essentiellement ^{39}Ar-^{40}Ar sur muscovites) faites sur ces séries apportent des informations sur l'évolution des reliefs.

1. Evolution dévonienne : enregistrement des premiers reliefs

Structure générale des séries sédimentaires

Les principaux points de la structuration des séries sédimentaires ordoviciennes à dévoniennes proposés dans le cadre de ce travail sont les suivants (Fig. XII-1).

1) Ces séries sédimentaires définissent deux unités cohérentes : l'Unité de Châteaupanne (au sud) et l'Unité du Tombeau Leclerc (au nord)

2) L'unité Sud (Châteaupanne) est constituée de sédiments ordoviciens (Arenig à Caradoc) recouverts en discordance par des calcaires dévoniens (Emsien) suivis de grès (Emsien-Eifélien).

3) L'unité Nord (Tombeau Leclerc) est constituée d'une série condensée d'âge Ordovicien supérieur (Ashgill) à Dévonien (Emsien) en polarité inverse.

4) L'unité Nord est séparée de l'unité Sud par un chevauchement à vergence sud.

Caractérisation de la discordance dévonienne

Le premier résultat important est l'identification d'une discordance entre l'Ordovicien supérieur et le Dévonien inférieur. Il s'agit d'une discordance angulaire qui implique un basculement des séries sous-jacentes d'environ 25° vers le nord (Chapitre 2). La lacune associée à cette discordance comprend l'Ordovicien terminal, la totalité du Silurien et la base du Dévonien. Le retour de la sédimentation a pu être daté du Praguien - Emsien terminal grâce à une étude palynologique (Chapitre 3).

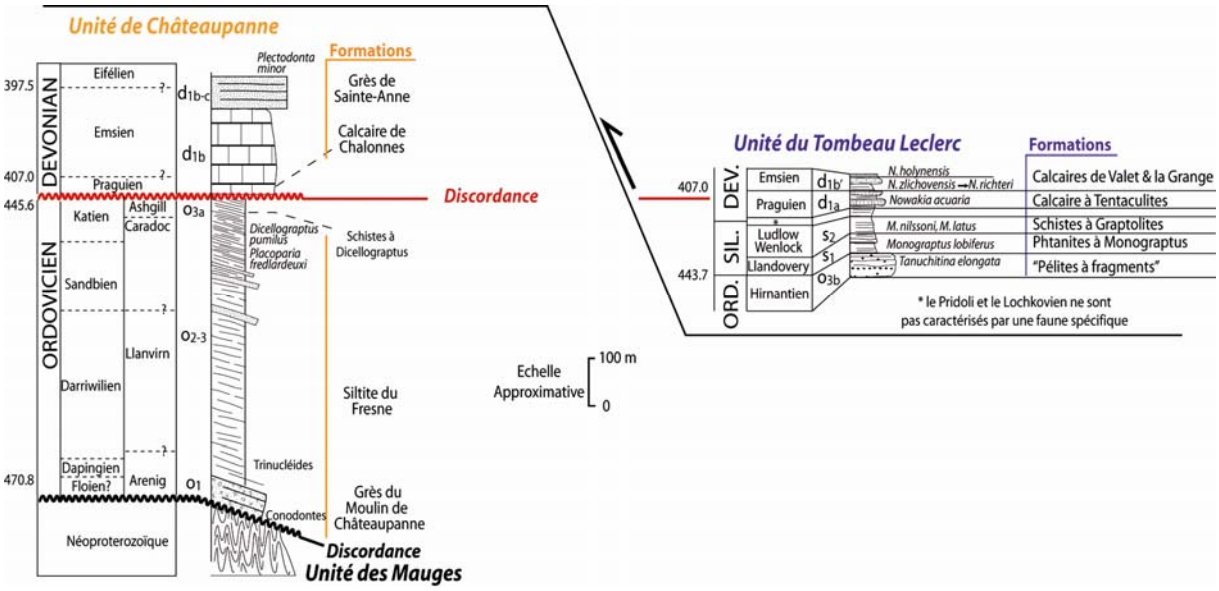


Fig. XII-1. Colonnes stratigraphiques synthétiques proposées pour les séries ordoviciennes à dévoniennes du Bassin d'Ancenis

Cette discordance est surmontée par un niveau gréseux (membre basal terrigène de la Fm de Chalonnes) interprété ici comme un niveau de sables transgressifs dont le matériel est continuellement remanié par l'action des vagues. Les éléments remaniés (quartz ronds et fragments d'argiles, ainsi qu'une partie des acritarches) sont caractéristiques des niveaux sous-jacents essentiellement d'âge Ordovicien terminal (Chapitre 3). Une étude géochronologique par la méthode ^{39}Ar-^{40}Ar sur les muscovites détritiques de ces grès a été entreprise (échantillon BC1). Cependant, les grains étaient de petite taille et seules deux muscovites ont pu être analysées dans l'échantillon préparé. Ces analyses ont livré des âges mal définis à ca. 510 - 540 qui pourraient traduire l'érosion de sources fini-cadomiennes (cf. discussion Chapitre 11). Le nombre réduit d'analyses ne permet pas de conclure sur la présence ou l'absence de matériel « éo-hercynien » à l'érosion. Une analyse de zircons détritiques sur ces niveaux gréseux pourrait apporter une réponse à cette question.

La présence de paléoflore bien conservée dans ce contexte indique la proximité d'une terre émergée soumise à l'érosion. Celle-ci correspondrait à la surface en érosion qui est progressivement immergée. Rapidement la sédimentation enregistre l'arrêt des apports détritiques avec la sédimentation de calcaires péri-récifaux qui forment l'essentiel de la Formation de Chalonnes. Ainsi ce niveau gréseux enregistre une transgression sur une terre émergée qui repasse sous le niveau de la mer et laisse place à une sédimentation carbonatée. Cet arrêt soudain des apports détritiques implique que le relief est totalement inondé ou que le milieu de sédimentation est protégé des apports détritiques.

Contexte géodynamique au Dévonien inférieur

Les calcaires péri-récifaux (Fm de Chalonnes) sont affectés par des failles normales (par rapport à la stratification) (Chapitre 2) conjuguées qui indiquent une direction d'extension environ N-S (NNE-SSW). Cette direction d'extension est similaire au basculement des séries sous la discordance. Par conséquent, cette discordance angulaire des calcaires emsiens sur les siltites ordoviciennes et ces failles normales sont interprétées ici comme résultant d'un même évènement extensif. De plus, la différence de faciès entre les calcaires emsiens péri-récifaux de l'unité Sud (Unité de Châteaupanne) et ceux pélagiques de l'unité Nord (Unité du Tombeau Leclerc) permet de préciser la polarité de cette paléomarge. Par comparaison avec les faciès identifiés au Dévonien dans les séries sédimentaires connues plus au nord (Unités de Saint-Georges-sur-Loire, de Lanvaux et Domaine Centre-Armoricain), il a été proposé de mettre en relation ce rifting avec l'ouverture d'un bassin arrière-arc dans l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire (Fig. XII-2, Chapitre 2). En effet, l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire renferme un volcanisme bimodal (rhyolites et basaltes en coussins) dont la chimie a révélé un contexte d'arc ou d'arrière-arc (Carpenter et al., 1982 ; Cartier, 2001). La datation de ce volcanisme a été entreprise par Carpenter (1982) sur un échantillon de roche basique (méthode Rb-Sr sur roche totale), et l'âge obtenu, peu précis, soit 399 +/- 98 Ma (recalculé avec Ludwig, 2000 et les même données que Carpenter, 1982), reste cohérent avec l'hypothèse d'une mise en place de ces laves durant le Dévonien Inférieur.

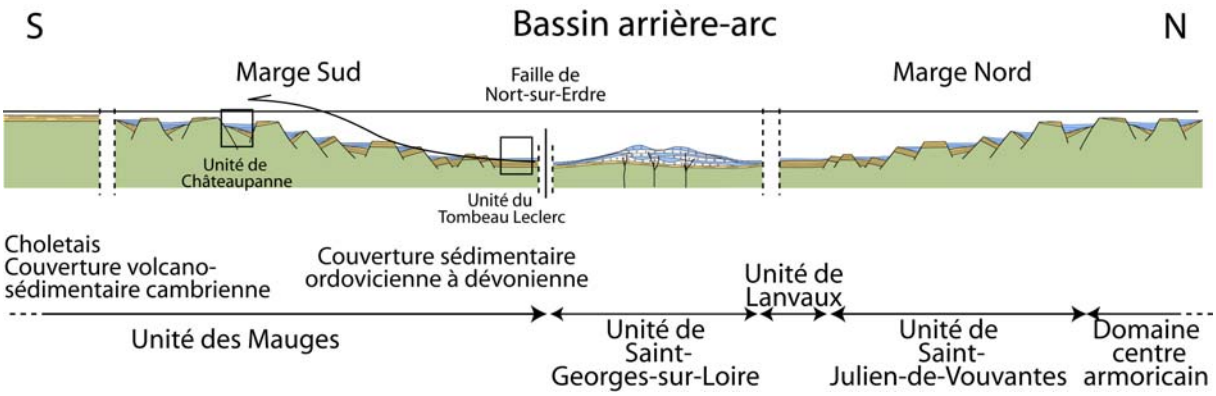


Fig. XII-2. Schéma synthétique de la paléogéographie au Dévonien inférieur (Praguien à Emsien)

Ainsi la discordance enregistre une surrection qui entraîne l'émersion et l'érosion des séries sédimentaires déposées antérieurement et qui est interprétée ici comme étant liée à un épisode extensif. L'âge de la surrection dans ce domaine est mal contraint étant donné que la lacune comporte l'ensemble du Silurien et le Dévonien inférieur. Cependant, les failles normales sont bien visibles surtout dans les calcaires dévoniens, indiquant que l'extension était encore active lors de la sédimentation des calcaires, soit à l'Emsien.

Un relief dévonien inférieur

La Formation de Sainte-Anne qui succède aux faciès carbonatés récifaux est constituée de grès mal triés, immatures, riches en fragments lithiques et en débris végétaux impliquant un fort apport continental et un approfondissement du milieu de dépôt. Les fragments lithiques sont essentiellement d'origine sédimentaire et volcanique impliquant une incision modérée des zones sources. La Fm de Sainte-Anne est caractérisée par une sédimentation dominée par les processus gravitaires, supposant un milieu de dépôt en aval d'un système deltaïque alimenté par des crues. Les mesures de paléocourants indiquent un transport des sédiments du sud vers le nord. Par conséquent, la sédimentation de ces grès immatures au-dessus de la Fm de Chalonnes implique la réactivation de zones sources continentales, ce qui suggère l'apparition d'un relief durant l'Emsien au sud de la zone d'étude (Fig. XII-3). Ce schéma est cohérent avec la précédente proposition de l'ouverture d'un bassin (de type arrière-arc) au nord de la zone d'étude et induit une certaine stabilité de la polarité de la paléomarge reconstituée pour le Dévonien inférieur. Ainsi, la Fm de Sainte-Anne pourrait enregistrer, à la fin du Dévonien inférieur, l'apparition de reliefs dont la signification est ici discutée.

Les analyses microsondes des fragments lithiques indiquent la présence de sources volcaniques acides et volcaniques intermédiaires à basiques dont l'origine remaniée ou sub-contemporaine reste discutable. Au vu du contexte d'arrière-arc précédemment proposé pour l'ouverture d'un bassin océanique, le contexte de création de relief ici pourrait être relié à l'émergence d'un arc volcanique. Des analyses ^{39}Ar-^{40}Ar ont été réalisées sur des muscovites détritiques provenant de deux échantillons de la Formation de Sainte-Anne. Sur les échantillons préparés, seules quatre muscovites ont pu être analysées. Trois d'entre elles ont livré des âges du Cambrien (ca. 510 - 520) et du Néoprotérozoïque (ca. 640) qui proviennent soit de l'érosion d'un socle cadomien, soit de roches sédimentaires dans lesquelles ces muscovites sont recyclées. On note néanmoins que ces âges ne sont pas présents dans

l'échantillon ordovicien analysé (O10) qui contient deux populations homogènes à ca. 490 Ma et ca. 570 - 580 Ma. Cette observation irait plutôt dans le sens d'une provenance directe depuis un socle néo-protérozoïque. Cependant, les populations identifiées dans un seul échantillon (O10) ne sont pas représentatives de l'ensemble des séries sédimentaires paléozoïques qui pourraient être érodées, et en l'absence de données plus complètes sur les muscovites détritiques de ces séries sédimentaires, il n'est pas possible de conclure sur l'origine de ces muscovites. Enfin, une dernière muscovite a fourni un âge plus jeune à 425 ± 7.7 Ma, qui pourrait indiquer l'érosion de sources ayant subi un épisode métamorphique éo-hercynien (Chapitre 11). Cependant, dans l'état actuel des connaissances et en l'absence de sources équivalentes connues, il est difficile de statuer sur l'origine de cette muscovite. Par contre, les analyses U/Pb sur les zircons détritiques, ont révélé la présence de zircons sub-contemporains de la sédimentation, sur lesquels un âge concordia à 403 ± 4 Ma a été calculé. Ces zircons présentent des zonations magmatiques indiquant plutôt une origine plutonique ou volcanique que métamorphique. L'étude pétrologique a révélé une prédominance des fragments d'origine sédimentaire et volcanique qui plaide en faveur d'une origine volcanique pour ces zircons. La présence de ces zircons pourrait indiquer que les fragments volcaniques identifiés dans la Fm de Sainte-Anne proviennent d'un volcanisme sub-contemporain de la sédimentation. Cette découverte est un argument en faveur de l'existence d'un arc volcanique Dévonien inférieur associé au bassin arrière-arc, au sud de la zone étudiée (Fig. XII-3, XII-4).

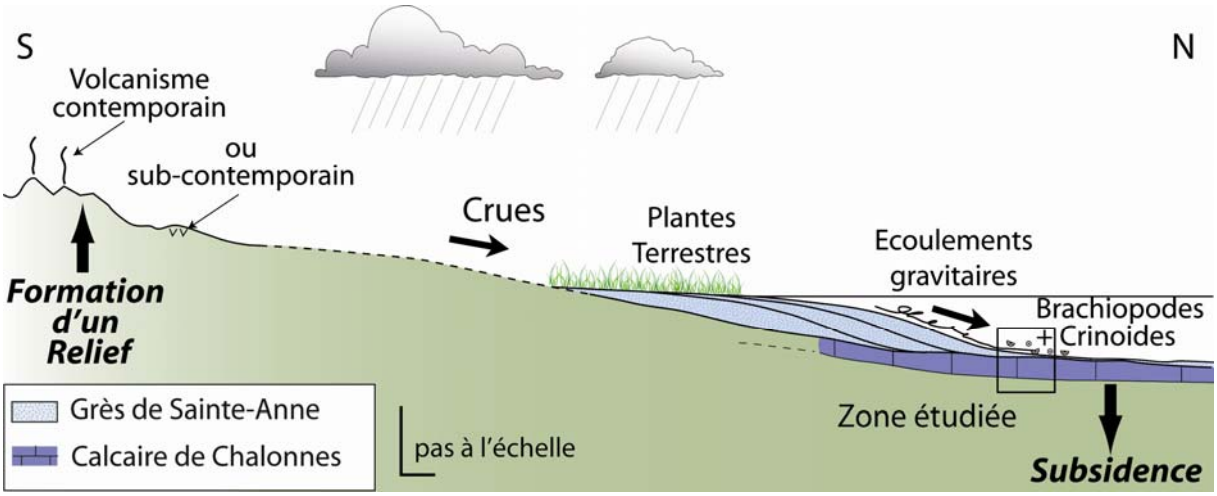


Fig. XII-3. Schéma synthétique de la paléogéographie au Dévonien inférieur (Emsien à Eifélien basal)

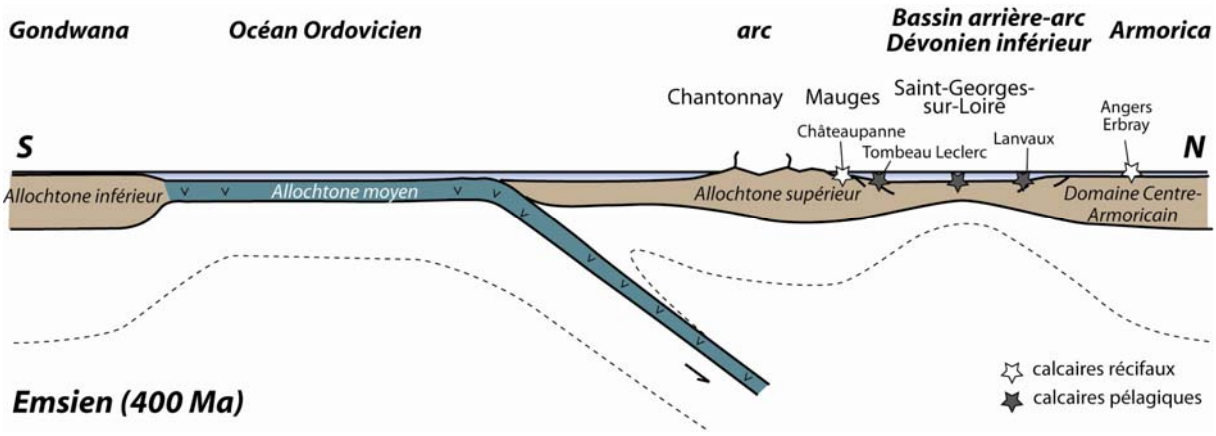


Fig. XII-4. Schéma synthétique de la paléogéographie de la chaîne hercynienne au Dévonien inférieur (Emsien) : la subduction d'un océan entraîne la formation d'un arc volcanique et l'ouverture d'un bassin arrière-arc (Saint-Georges-sur-Loire)

Paléogéographie dévonienne à l'échelle globale

A l'échelle globale, la paléogéographie de l'Europe occidentale au Dévonien inférieur/moyen (Emsien/Eifélien) peut être discutée sur les bases suivantes. La carte structurale (Fig. XII-5) est présentée aux coordonnées actuelles, et ne préjuge donc pas de la disposition relative des différentes unités au Dévonien, cette disposition étant largement conjecturale. Sur cette carte apparaissent les unités suivantes :

Au nord existe un domaine continental émergé, sur lequel se déposent les faciès fluviatiles ou lacustres des "Vieux Grès Rouges". Ce domaine, la Laurussia, résulte de la collision durant l'orogenèse calédonienne de Laurentia, Baltica et Avalonia.

La bordure méridionale de la Laurussia, de la Cornouaille au Massif schisteux rhénan, est actuellement interprétée comme une paléomarge passive (Oncken *et al.,* 1999), où la subsidence contrôle la sédimentation dévonienne. Vers le sud, les faciès distaux traduisent des zones où la croûte continentale était fortement amincie: ce sont ces secteurs qui voient se développer les faciès à faune pélagique (faciès "hercyniens") (Erben, 1953; Rabien, 1956; Weddige et al. 2005). Une discordance intra-dévonienne diachrone enregistre le retour progressif de la sédimentation marine à la fin de l'orogenèse calédonienne (Fig. XII-5).

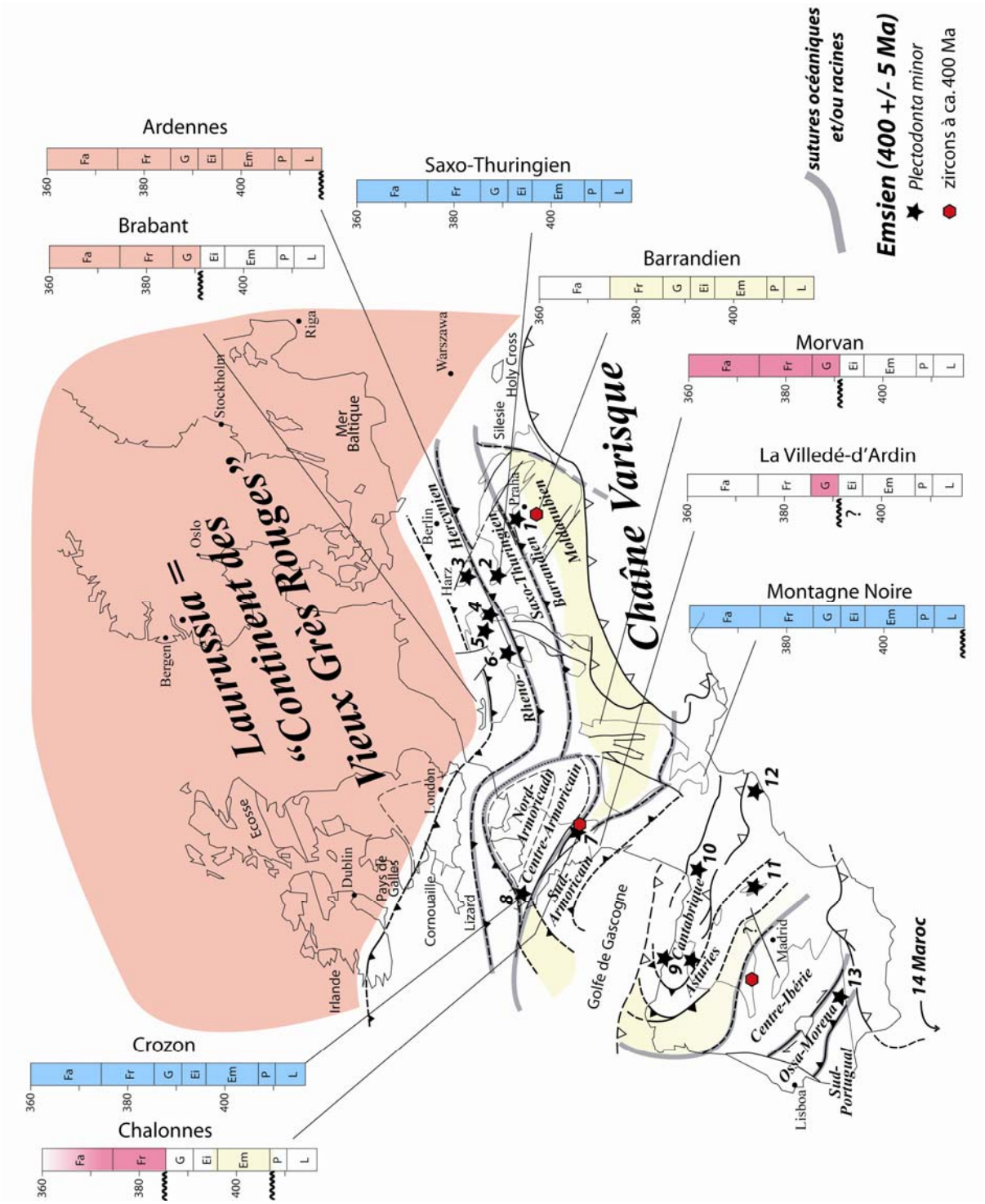


Fig. XII-5. Données paléogéographiques de la chaîne hercynienne ouest européenne au Dévonien inférieur. Les colonnes stratigraphiques schématiques représentent l'enregistrement sédimentaire dans différentes zones de la chaîne, et sont discutées dans le texte. La distribution des brachiopodes discutée dans le chapitre 4b et la position des séries sédimentaires dans lesquelles des zircons datés à ca. 400 Ma ont été identifiés, sont également reportées.

Un ou plusieurs domaines océaniques séparent Laurussia et sa marge passive (zone rhéno-hercynienne) de Gondwana. Un ou plusieurs domaines continentaux existaient certainement entre ces espaces océaniques, dont la géométrie est largement discutée (par ex. Ziegler, 1989 et 1990; Stampfli *et al.*, 2002; Cartier & Faure, 2004, Franke, 2000). Ces domaines continentaux pouvaient être totalement immergés (parce que la croûte continentale y avait été significativement amincie durant leur séparation de Gondwana), ou partiellement émergés. Ainsi, des périodes d'érosions intra-dévoniennes peuvent être suspectées en plusieurs localités dans le Massif Central du fait de (i) l'absence de sédimentation dans la plupart de ce domaine et/ou (ii) la présence de sédiments dévoniens en discordance (Givétien de la Villedé d'Ardin, Givétien et Frasnien du Morvan). Néanmoins l'absence de sédimentation ne permet pas de préciser si ces domaines étaient déjà en érosion au Dévonien inférieur ou s'ils ont été érodés plus tard lors de la collision. Pour ce qui est des discordances, elles indiquent une disparition des reliefs au Dévonien moyen et supérieur dans les domaines où elles sont identifiées. Cette disparition du relief est marquée par la reprise de la sédimentation marine (Fig. XII-5). Il faut noter que la présence d'une discordance à la Villedé-d'Ardin reste controversée, les relations des calcaires givétiens avec leur substratum n'étant pas documentées (par exemple, Faure et al., 1997). Par conséquent, le plus ancien témoin d'un domaine émergé à l'intérieur de la chaîne hercynienne est constitué par la Formation de Sainte-Anne, qui se serait déposée à la bordure septentrionale d'un domaine émergé. Le seul autre témoin d'un tel domaine émergé plus à l'Est, identifié par l'arrivée de faciès détritique terrigène (turbiditiques, Kukal & Jäger, 1988), est connu en Bohême, dans la région de Prague (Chlupáč et al., 1999). Cependant, le développement des faciès détritiques gréseux immatures, impliquant l'érosion d'un relief conséquent, ne sont pas synchrones dans ces deux localités (Emsien/Eifélien dans le Massif armoricain, Givétien dans le Massif bohémien).

Les domaines plus méridionaux (Montagne Noire, Pyrénées) enregistrent une sédimentation marine continue durant le Dévonien (Fig. XII-5) indiquant l'absence de reliefs dans ces domaines.

Géographie et origine de ce domaine émergé

L'identification de zones où une déformation et un métamorphisme sont datés du Dévonien inférieur ou moyen peut permettre de préciser l'origine, et/ou la géographie (extension, localisation) de ce domaine émergé. Les reliques d'éclogites peuvent constituer la

cible privilégiée d'une telle approche, bien que si ces éclogites se développent à partir de matériel océanique subducté, elles ne se situent pas nécessairement à l'aplomb d'un relief émergé. L'âge des éclogites de Champtoceaux, qui se situent structuralement au-dessous de l'unité étudiée, est situé aux environs de 360 Ma (Dévonien supérieur) (Paquette, 1987; Bosse *et al.,* 2000), comme d'ailleurs les schistes bleus de Groix (Bosse *et al.,* 2005). Ainsi, ces datations ne permettent pas de proposer un épisode d'épaississement crustal durant le Dévonien inférieur dans le Massif armoricain. Par contre, des éclogites de cet âge sont connues dans le Massif central (Paquette *et al.,* 1995), où elles sont datées aux environs de 400-405 Ma indiquant que la convergence avait débuté dès la fin du Dévonien inférieur dans la chaîne hercynienne. Un autre évènement métamorphique, daté à 385-375 Ma est la fusion partielle associée à un épaississement crustal et enregistrée notamment par des migmatites dans le Limousin et le Domaine Sud-Armoricain (Faure et al., 2008 ; Rolin et al., 2000). L'épaississement crustal serait donc plus récent que l'émergence du relief enregistrée par la Formation de Sainte-Anne. Ainsi, le domaine en relief identifié pourrait avoir comme origine la formation d'un arc volcanique associé à la subduction, vers le nord, d'un océan situé au sud (Fig. XII-5).

Une deuxième approche consiste à retracer les distances entre provinces fauniques sur la base de leur contenu paléontologique. Le brachiopode *Plectodonta* est largement répandu dans la chaîne hercynienne (Chapitre 4), depuis les faciès pélagiques de la zone rhéno-hercynienne jusqu'en bordure du domaine émergé (Chalonnes, Prague), en passant par la zone saxo-thuringienne où il semble particulièrement abondant, suggérant qu'aucune barrière géographique ne s'opposait à sa dispersion (via les larves planctoniques). Ainsi, de la marge sud-laurussienne au relief émergé en cours de construction au cœur de la chaîne, il n'y avait que la mer. De même la présence de *Plectodonta* de part et d'autre du relief dévonien proposé pour le Massif Ibérique semble indiquer que ce relief ne formait pas une barrière paléogéographique continue. L'hypothèse de la formation d'un arc volcanique dévonien localement émergé mais pas tout le long de la zone de subduction permettrait d'expliquer (i) la dispersion de cette espèce, mais également (ii) que peu de faciès terrigènes immatures associés à l'érosion de cet arc aient été préservés.

Enfin si l'approche qui a été suivie dans ce travail, est étendue à l'échelle de la chaîne hercynienne, il faut rechercher les témoins de l'érosion d'un relief émergé. Le relief lui-même ne doit plus être identifiable, la poursuite de la convergence étant probablement à l'origine de sa destruction. Par contre, dans les domaines qui bordaient le relief, la sédimentation a pu se poursuivre et enregistrer l'arrivée du matériel détritique issu de l'érosion de ce relief.

C'est précisément ce qu'indique la succession Fm des Calcaires de Chalonnes – Fm des Grès de Ste Anne. En toute probabilité, le domaine des Mauges n'était pas encore, au Dévonien inférieur, intégré au prisme orogénique, pouvant même se situer en bordure d'un bassin marginal (St-Georges-sur-Loire), et étant alors encore subsident (d'où l'augmentation observée de bathymétrie). Lorsqu'il est intégré dans le prisme orogénique, seule une faible fraction de sa couverture paléozoïque a été préservée de l'érosion. Cette faible préservation de la couverture paléozoïque lors de son intégration dans le prisme orogénique peut expliquer que peu de témoins de cet éventuel arc volcanique sont actuellement identifiés, une deuxième explication étant celle proposée ci-dessus qui consiste à considérer que cet arc n'était que localement émergé. Parmi les éventuels témoins de l'érosion d'un arc volcanique au Dévonien inférieur, la Fm de Srbsko, plus à l'est, peut être envisagée, d'autant plus qu'elle contient des zircons détritiques datés à ca. 400 Ma. Un autre témoin éventuel, plus à l'ouest cette fois, est située dans le Domaine Centre-Ibérique, et comprend des roches volcaniques intermédiaires à basiques (El Castillo) intercalées dans une sédimentation terrigène qui était jusqu'alors attribuée au Silurien inférieur. Ces roches volcaniques ont récemment livré un âge dévonien moyen (ca. 394.7 ± 1.4, Guitiérrez-Alonso et al., 2008).

L'extension possible de ce relief (dans sa configuration actuelle) reste très incertaine, mais est représentée en jaune sur la Figure XII-5. Elle tient compte de la disposition des roches métamorphiques de haute pression, de la disposition de migmatites et/ou du magmatisme essentiellement calco-alcalin enregistrés à ca. 385-375 Ma mais elle correspond également aux localités pour lesquelles des séries terrigènes dans lesquelles un volcanisme à ca. 400 Ma a été enregistré.

2. Destruction du premier relief (arc) au Dévonien supérieur

Lacune du Dévonien moyen / Discordances au Dévonien

La Formation de Sainte-Anne clôture l'enregistrement de la sédimentation dans l'Unité de Châteaupanne (Unité Sud). De même, dans l'Unité du Tombeau Leclerc, les séries sédimentaires identifiées ne dépassent pas l'Emsien. Or un retour à une sédimentation carbonatée est identifié durant le Frasnien et le Famennien (Chapitre 5). Ainsi une lacune du Givétien (et sûrement de l'Eifélien) est identifiée dans l'enregistrement sédimentaire de l'Unité des Mauges. Il en est de même pour l'Unité de Lanvaux (i.e. « flanc sud » de l'unité

de Saint-Julien-de-Vouvantes) située plus au nord où le Dévonien supérieur est discordant sur le Dévonien inférieur (Janjou et al., 1998) (Fig. XII-6). Plus au nord dans le Domaine Centre-Armoricain, une sédimentation continue est enregistrée jusqu'au Dévonien supérieur (région de Crozon, Babin et al., 1972; Guillocheau & Rolet, 1982; Morzadec, 1983; Morzadec et al., 1988). Plus au sud, une sédimentation carbonatée d'âge Givétien est connue (La Villedée d'Ardin en Vendée, Mathieu, 1937; Le Maître, 1937; Camuzard et al., 1969). Bien que ses relations avec les formations voisines ne soient pas établies, le calcaire givétien présente à sa base des faciès continentaux (Fig. 3 dans Colchen & Rolin, 2001) qui initieraient la sédimentation après une période d'émersion. Il en est de même dans le Morvan, au NE du Massif Central où la présence de Givétien est documentée.

Ainsi, un épisode d'émersion qui affecterait une partie du Domaine Sud-Armoricain (de la Vendée au sud, jusqu'à la partie sud du Domaine Centre-Armoricain) peut être envisagé durant cette période.

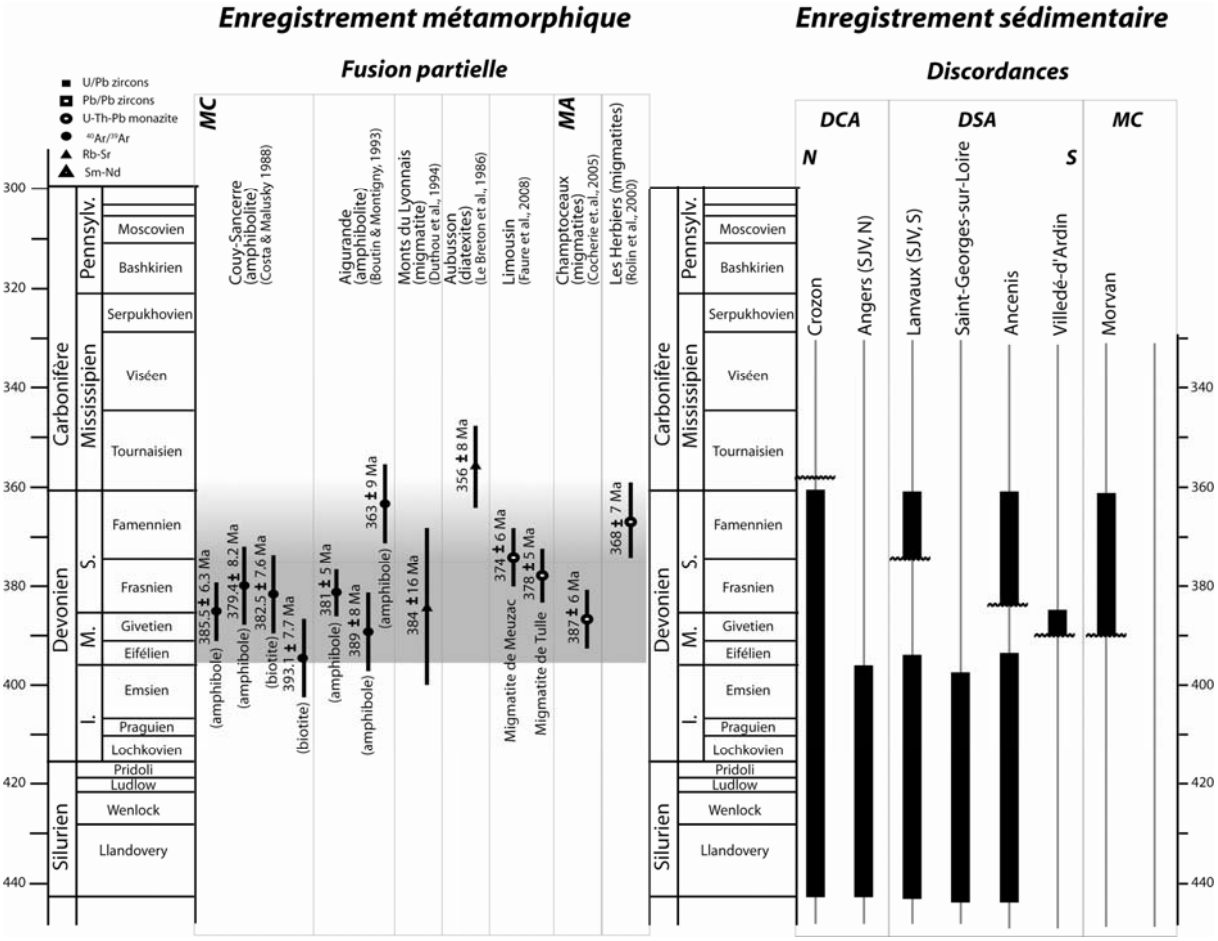


Fig. XII-6. Synthèse des évènements métamorphiques (fusion partielle) enregistrés dans le Domaine Sud-Armoricain et le Massif Central, et comparaison avec l'enregistrement sédimentaire dans le Massif Armoricain et le Massif Central (SJV : Saint-Julien-de-Vouvantes).

Cependant les discordances identifiées sont diachrones et semblent présenter un retour à la sédimentation plus précoce au sud (Vendée) qu'au Nord (Lanvaux, i.e. partie Sud de l'unité de Saint-Julien-de-Vouvantes).

Contexte tectono-métamorphique

La nature de l'évènement à l'origine de cette émersion n'est pas connue, mais deux hypothèses peuvent être proposées. Une première hypothèse serait que cette période d'émersion enregistre la fermeture du bassin arrière-arc de Saint-Georges-sur-Loire, ce qui expliquerait que la discordance du Frasnien / Famennien sur les séries antérieures soit enregistrée de part et d'autre (Unité de Lanvaux et Unité des Mauges). Néanmoins, l'âge de la mise en place des chevauchements et la déformation associée dans l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire (Ledru et al., 1986 ; Cartier, 2002) n'ayant pas pu être datée jusqu'alors il est impossible de confirmer ou d'infirmer cette hypothèse.

Une deuxième hypothèse serait de considérer que cette émersion est liée à la fusion partielle enregistrée dans le Domaine Sud-Armoricain et le Massif Central, dont elle est contemporaine (Fig. XII-6). Cette fusion partielle associée à une linéation NE-SW avec des sens de cisaillement du sommet vers le SW, est interprétée comme un témoin de l'exhumation des roches de haute pression (eg. Faure et al., 2009). Dans ces domaines, les premiers témoins du magmatisme calco-alcalin (Ligne tonalitique du Limousin), généralement interprété comme traduisant un contexte de subduction, serait contemporain de cet épisode de fusion partielle (e.g. Cuney et al., 2001). Ces deux hypothèses ne sont néanmoins pas contradictoires et il est possible que la discordance enregistrée traduise une période d'épaississement crustal au sud (Domaine Sud-Armoricain et Massif Central) contemporaine de l'inversion dans le Bassin de Saint-Georges-sur-Loire (au nord) et de la mise en place des nappes.

Il faut noter que dans les domaines les plus méridionaux, la reprise de la sédimentation (généralement carbonatée) suit de peu l'épisode de fusion partielle et impliquerait une exhumation rapide des roches métamorphiques et une disparition rapide du relief. C'est notamment le cas en Vendée et plus à l'Est dans le Morvan, où la reprise de la sédimentation a lieu au Givétien. De même, la nature des séries frasniennes et fameniennes préservées dans l'Unité des Mauges, mais également dans l'Unité de Lanvaux, à savoir des calcaires et des lydiennes, laissent supposer un faible apport de matériel détritique terrigène lors de leur sédimentation.

Ainsi, les discordances enregistrées dans le Domaine Sud-Armoricain, de l'Unité de Lanvaux à la Vendée, bien qu'indiquant une reprise de la sédimentation diachrone, pourraient se rattacher à un même évènement. Elles enregistrent une période d'émersion qui pourrait indiquer un épisode d'épaississement crustal marqué par de la fusion partielle et potentiellement associé à la mise en place d'un magmatisme calco-alcalin dans un contexte de subduction. La disparition rapide de ce relief est enregistrée par un retour de la sédimentation généralement de nature carbonatée. Un retrait du panneau plongeant lors de la subduction induisant une phase d'extension pourrait expliquer cette rapide disparition du relief. Néanmoins, des témoins de cette extension n'ont pas été identifiés, ce qui pose un doute sur cette hypothèse. De plus, les contextes structuraux des séries sédimentaires d'âge Dévonien moyen à supérieur présentées ici mériteraient d'être réexaminés avant toute conclusion.

3. Construction de la chaîne de montagne : empilement de nappes au Dévonien supérieur / Carbonifère inférieur

La transition entre les séries sédimentaires du Dévonien supérieur et celles du Carbonifère est marquée par un changement important de faciès avec la disparition de la sédimentation carbonatée et siliceuse et l'arrivée d'un fort apport détritique. De plus l'épaisseur importante (plus de 3000 mètres préservés) des séries détritiques carbonifères contraste avec les quelques dizaines à quelques centaines de mètres préservés pour la sédimentation au Dévonien supérieur.

La nature continentale ou marine des premiers niveaux de la Fm d'Ancenis n'est pas clairement établie. Cependant, plusieurs arguments tels que l'absence de faune strictement marine, la présence de faune qui pourrait être continentale, le fort apport de matière organique (plantes fréquentes et de grande taille) vont en faveur d'un milieu de dépôt continental plutôt que marin. La présence de faciès de transition entre les calcaires et lydiennes et la Fm d'Ancenis n'est pas identifiée ; au contraire la présence d'une discordance entre ces séries (marquée par une déformation anté-carbonifère) est suspectée. De plus, comme il le sera discuté plus loin, l'âge du début de la sédimentation de la Fm d'Ancenis doit être ramenée à 350 voire 340 Ma (soit fin Tournaisien, début Viséen) et non, comme il a été proposé, au début du Tournaisien (Péneau, 1932 ; Rivière, 1977) voire au Famennien (Bureau et al., 1910 ; Bureau, 1973). L'âge des lydiennes n'est pas connu. Des évènements radiolaritiques majeurs sont enregistrés aussi bien à la limite Frasnien / Famennien (Kellwasser event), à la

limite Dévonien / Carbonifère (Hangenberg event) que durant le Tournaisien. Ainsi, dans l'état actuel des connaissances il n'est pas possible de corréler les lydiennes d'Ancenis avec un de ces évènements. En conséquence, à moins de considérer que la sédimentation des lydiennes à radiolarites est continue entre le Famennien et le Tournaisien, il faut considérer une lacune de sédimentation qui peut inclure une partie du Famennien, le Tournaisien, voire même le début du Viséen (Fig. XI-6).

Cette gamme de temps correspond à la mise en place des chevauchements dans le Complexe de Champtoceaux (Fig. XII-7). La construction de l'édifice de nappes fait suite à la subduction de l'allochtone inférieur (Unité du Cellier) lors duquel a lieu le métamorphisme haute pression dans le faciès des éclogites, daté à ca. 360 Ma (Bosse et al., 2000 ; Pitra et al., 2009). Les âges de refroidissement (i.e. ^{39}Ar-^{40}Ar et Rb-Sr) des minéraux formés lors du métamorphisme inverse qui accompagne la mise en place des nappes s'échelonnent entre ca. 340 et 330 Ma. La datation de ces deux évènements permet d'estimer la mise en place des nappes entre ca. 360 et 340 Ma, soit durant la lacune de sédimentation enregistrée dans l'Unité des Mauges.

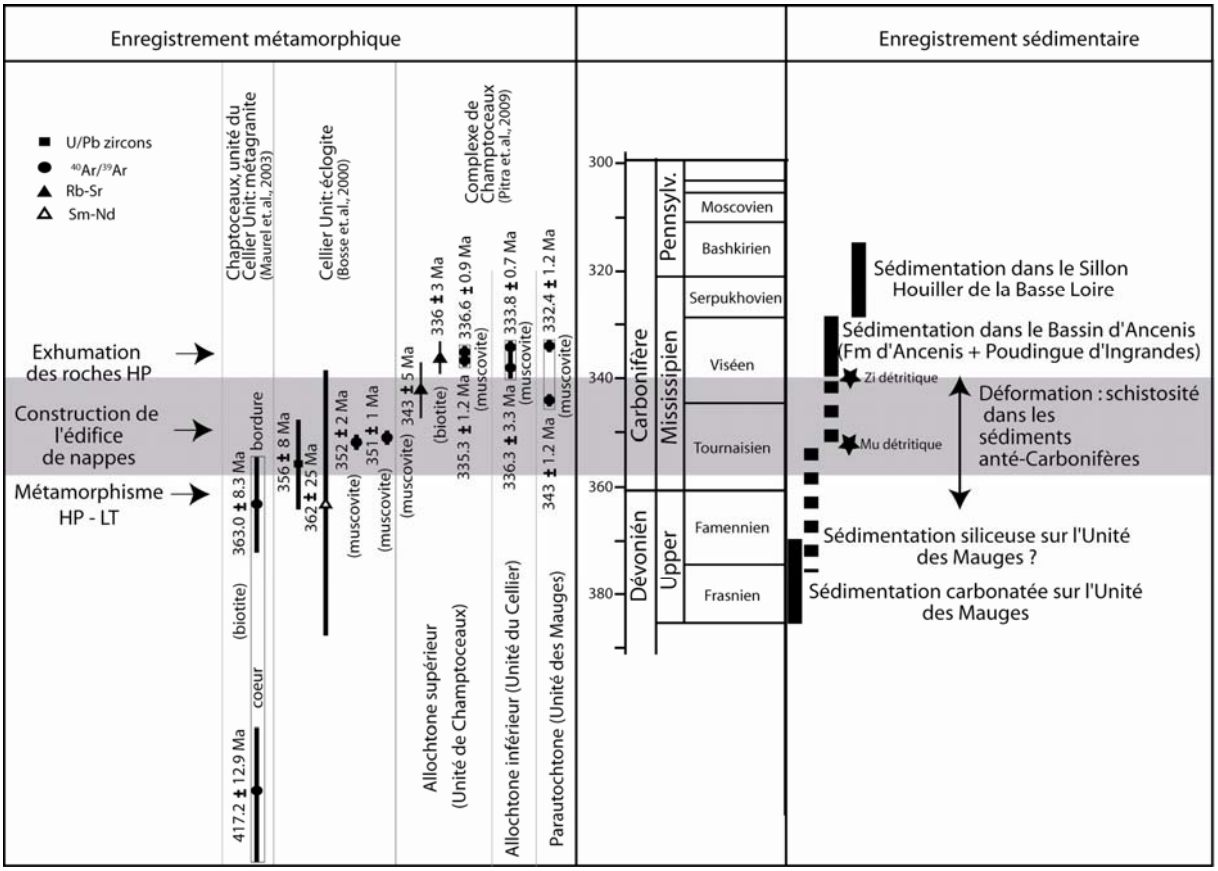


Fig. XII-7. Synthèse des évènements tectoniques et / ou métamorphiques enregistrés dans le Complexe de Champtoceaux, et comparaison avec l'enregistrement sédimentaire dans l'Unité des Mauges au Dévonien supérieur / Carbonifère.

Par conséquent, la lacune de sédimentation, associée à la déformation des séries sédimentaires anté-carbonifères est contemporaine de la mise en place des nappes dans le Complexe de Champtoceaux. Ainsi, le début de l'épaississement crustal dans le Domaine Sud-Armoricain se traduirait donc, dans l'Unité des Mauges, par une période d'émersion et d'érosion. La sédimentation reprend par la suite au Viséen (voire à la fin du Tournaisien) dans un bassin syn-orogénique intra-montagneux, le Bassin d'Ancenis, dont la signification sera discutée ci-après.

4. Un bassin intra-montagneux au Carbonifère inférieur : une réactivation de la zone de suture ?

Evolution des milieux de dépôt

L'analyse des faciès sédimentaires et des éléments remaniés dans la formation d'Ancenis a permis de proposer un modèle d'évolution des milieux de dépôts pour le Bassin d'Ancenis. Ce modèle n'est cependant pas appuyé par des données stratigraphiques qui sont quasi-absentes dans le bassin. La succession des séries sédimentaires proposée ici pour la formation d'Ancenis débute par des faciès turbiditiques distaux, pour lesquels la présence d'un relief lointain ou peu développé doit être proposée. Puis un enregistrement de dépôts gravitaires turbiditiques plus proximaux sont enregistrés dans la région de Chalonnes. Des coulées de débris s'intercalent dans la série indiquant un rapprochement et/ou une élévation des reliefs. Enfin, le Poudingue d'Ingrandes clôture la sédimentation dans le bassin et traduit un milieu de sédimentation au pied des reliefs (cônes alluviaux proximaux). La continuité entre la Formation d'Ancenis et le Poudingue d'Ingrandes n'est pas clairement établie et une discordance entre ces deux formations peut être suspectée. Néanmoins, la Formation d'Ancenis enregistre un rapprochement et/ou une augmentation des reliefs qui continue lors du dépôt du Poudingue d'Ingrandes.

De plus, dans ce schéma, l'analyse des éléments remaniés au sein des faciès micro-conglomératiques à conglomératiques indique l'érosion de zones sources provenant de niveaux structuraux de plus en plus profonds avec d'abord un remaniement prépondérant de la couverture sédimentaire (lydiennes, grès et argilites carbonifères), puis une participation plus importante d'éléments du socle protérozoïque lors du dépôt du Poudingue d'Ingrandes.

Contraintes sur l'âge de la sédimentation

L'analyse des minéraux détritiques permet de discuter des sources, donc de la nature des roches qui forment le relief en cours d'érosion. Cependant, dans le cas de la Formation d'Ancenis, il permet également de préciser l'âge de sédimentation dans le bassin. En effet, la présence d'une muscovite datée à ca. 350 Ma dans un échantillon de la Coupe du Planty, située vers la base supposée de la série sédimentaire permet de proposer une limite maximale au début de la sédimentation de la Fm d'Ancenis. De même, plus haut dans la série (dans la région de Chalonnes), l'échantillon AN1 a fourni des âges encore plus jeunes entre ca. 350 - 340 Ma qui donnent également un âge maximal pour la sédimentation à ce niveau de la série. De plus, la datation du sill de Pied Bercy (Chapitre 8) qui intrude les sédiments de la Fm d'Ancenis fournit un âge minimal pour la fin de la sédimentation dans le bassin d'Ancenis à ca. 320 Ma. Ce sill est interprété comme appartenant à un ensemble magmatique hypovolcanique qui comprend un granite (le Granite de Mésanger), des microgranites et des rhyolites (Rhyolite de Saint-Géréon). La mise en place de ce complexe magmatique est contemporaine de la sédimentation dans le Sillon Houiller de la Basse-Loire et pourrait alimenter les intercalations volcano-sédimentaires présentes dans cette formation. Ce résultat n'apporte donc pas de contraintes nouvelles pour la fin de la sédimentation dans le Bassin d'Ancenis. Cependant, la répartition des textures magmatiques observées pourrait indiquer que la mise en place du Complexe de Mésanger a eu lieu après le basculement vers le NNE de la Fm d'Ancenis. Si la contemporanéité des ces intrusions est établie, ce résultat permettra de mieux calibrer l'évolution dans le temps des différents systèmes sédimentaires.

Localisation des sources

Des mesures de paléocourants ont été réalisées dans le Bassin d'Ancenis. Ainsi pour la coupe du Planty une direction du sud vers le nord des paléocourants a été proposée. Dans le reste du bassin, les données sont trop peu nombreuses pour préciser si cette direction évolue ou non dans le temps et / ou dans l'espace. Néanmoins, l'analyse des minéraux détritiques peut permettre de préciser la direction des sources. Ainsi, dans la Coupe du Planty, une muscovite à ca. 350 Ma qui pourrait provenir du Complexe de Champtoceaux (situé au sud de la zone d'étude) est en accord avec une provenance depuis le sud du matériel détritique. De même, l'échantillon (AN1) provenant de la coupe de Saint-Vincent (Région de Chalonnes), situé plus

haut dans la série sédimentaire, a livré des âges U/Pb sur zircons à ca. 380 - 340 Ma. Ces âges sont interprétés comme provenant du magmatisme enregistré dans le Limousin et le Domaine Sud-Armoricain ou des migmatites qui sont pour partie du même âge (i.e. 385 - 375 Ma).

Evolution de l'âge des sources

Les analyses des zircons détritiques semblent s'accorder avec la succession dans le temps proposée pour les milieux de dépôt. En effet, l'échantillon AN2, prélevé dans les séries turbiditiques les plus distales (dans la région de Chalonnes), n'a fourni aucun zircon hercynien. La population la plus jeune distinguée est attribuable au magmatisme ordovicien (âge concordia à 478 ± 7 Ma). Par contre, dans l'échantillon AN1, prélevé dans les faciès turbiditiques plus proximaux de la région de Chalonnes (coupe de Saint-Vincent), de nombreux zircons hercyniens ont été identifiés (entre 390 et 340 Ma).

Les analyses en ^{39}Ar-^{40}Ar sur muscovites nuancent un peu cette observation. En effet, l'âge le plus jeune obtenu pour les échantillons de la Formation d'Ancenis a été fourni par une muscovite provenant de la Coupe du Planty (352.7 ± 1.2 Ma), soit dans les faciès turbiditiques distaux de la région d'Ancenis. Par contre pour les échantillons étudiés dans la région de Chalonnes, cette population à ca. 350 Ma n'a pas été identifiée et l'âge le plus jeune obtenu est à ca. 390 Ma. Néanmoins, le fait que peu d'analyses ^{39}Ar-^{40}Ar sur muscovites aient été réalisées par échantillon ne permet pas de conclure sur l'absence d'une gamme d'âge. Inversement, pour les analyses U/Pb sur zircons, les populations d'âge identifiées sont plus représentatives de l'échantillon. Ainsi, s'il est possible de considérer que la population à ca. 350 Ma n'a pas été observée mais est potentiellement présente, il est peu probable que l'échantillon AN2 contienne des zircons à ca. 380 - 340. Par contre, l'unique muscovite analysée pour cet échantillon (AN2) a fourni un âge apparent à 430 Ma, ce qui semblerait indiquer que des sources éo-hercyniennes, si ce n'est hercyniennes, sont à l'érosion mais que celles que les zircons enregistrent (i.e. source magmatique ou métamorphique de haut grade) ne sont pas présentes.

Par conséquent, les sources hercyniennes sont à l'érosion au début de la sédimentation dans le bassin d'Ancenis qui enregistrent des muscovites à ca. 350 Ma pouvant correspondre à des sources métamorphiques (Complexe de Champtoceaux ?). Ce n'est que plus haut dans la série sédimentaire qu'apparaissent les zircons hercyniens (ca. 380- 360) qui pourraient correspondre à des sources magmatiques. Ces données marquent un changement de sources

lors de l'alimentation du Bassin d'Ancenis en matériel détritique avec l'apparition de nouvelles sources « hercyniennes » au cours de la sédimentation.

Discussion sur les dimensions des bassins versants

L'analyse des muscovites détritiques provenant du Bassin d'Ancenis indique la présence de multiples sources et contraste avec les grès du Sillon houiller pour lequel une source dominante, à ca. 340 - 350 Ma est identifiée. Cette source pourrait correspondre à la mise à l'érosion du complexe de Champtoceaux pour lequel des âges similaires ont été obtenus sur des phengites (Bosse et al., 2000, Pitra et al., 2000). La nature exacte (muscovite pôle pur ou phengite) des minéraux analysés au cours de cette étude n'est pas connue. Des analyses à la microsonde des muscovites de l'échantillon étudié pourraient permettre de confirmer ou d'infirmer cette hypothèse. Néanmoins cette hypothèse pourrait être cohérente avec les résultats des analyses U/Pb effectuées sur un échantillon de tuffite provenant du Sillon Houiller (Chapitre 10, partie 2). En effet, ces analyses, au premier abord peu exploitables, du fait de la variété des âges obtenus. Deux interprétations peuvent être proposées pour la/les source(s) de ces zircons :

(i) Selon une première hypothèse, les zircons obtenus proviendraient de sources multiples d'âges précambriens à ordoviciens. Cette hypothèse serait alors en contradiction avec les résultats obtenus sur les muscovites détritiques qui présentent des âges homogènes à ca. 340-350 Ma.

(ii) Selon une deuxième hypothèse, ils proviendraient essentiellement d'une source qui contient en grande proportion de zircons hérités ou détritiques d'âges variés. Or c'est le cas des séries méta-volcaniques analysées qui proviennent du complexe de Champtoceaux (Chapitre 10, partie 1). Cette seconde hypothèse serait en accord avec les résultats sur les muscovites détritiques.

Cette différence de multiplicité des sources identifiées dans ces deux ensembles sédimentaires pourraient témoigner d'une différence de taille des bassins versants. En effet, pour les séries turbiditiques de la Formation d'Ancenis, le relief à l'érosion est supposé être assez loin ; la formation d'Ancenis se déposerait alors à l'exutoire d'un grand bassin versant et le matériel détritique proviendrait alors de sources multiples. Par contre, la sédimentation dans le Sillon Houiller, se fait au cœur des reliefs ; le bassin versant serait alors plus réduit, et

le matériel détritique proviendrait de sources moins variées. Dans ce cas, la source majeure serait le Complexe de Champtoceaux en cours d'érosion.

Implications sur la nature du Bassin d'Ancenis

Cette étude a permis de calibrer l'âge de la sédimentation dans le Bassin d'Ancenis en donnant un âge maximum pour le début de la sédimentation à ca. 350 Ma (voire 340 Ma) et un âge maximum pour la fin de la sédimentation et le basculement vers le nord du bassin à ca. 320 Ma. Par conséquent, la sédimentation dans le bassin est postérieure à contemporaine à la construction de l'édifice de nappes documentée dans le Complexe de Champtoceaux (Bosse et al., 2000 ; Pitra et al., 2009). De plus, il a été possible de proposer une évolution temporelle des milieux de dépôt au sein du Bassin d'Ancenis qui se traduit par une méga-séquence négative. Il faut noter que selon la charte eustatique (Haq & Shutter, 2008), le Viséen correspondrait à une période de baisse du niveau marin (environ 50 m). Cette régression pourrait expliquer la progradation mais n'explique pas la forte préservation de sédiments (supérieure à 3000 m) qui nécessite une création d'espace disponible et pour laquelle une forte subsidence doit être proposée.

Sa place en tant que bassin syn-collision et son enregistrement sédimentaire (progradation des milieux de dépôts) tendraient à proposer un contexte de bassin flexural pour la mise en place du Bassin d'Ancenis. Cette proposition aurait l'avantage d'expliquer l'épaisseur de sédiments (au minimum 3000 m) qui traduirait alors une subsidence importante induite par la flexuration. Or la position du Bassin d'Ancenis au sommet, et non à la base ou au sein de l'empilement de nappes, est en désaccord avec cette hypothèse. L'existence plus au nord de nappes à vergence sud, qui pourraient créer cette flexure ne peut pas être envisagée du fait (i) de la vergence nord des chevauchements dans l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire et (ii) de l'apport du matériel depuis le sud enregistré localement par les mesures de paléocourants et en accord avec la localisation des zones sources proposées à partir de l'étude géochronologique des minéraux détritiques.

Néanmoins, il faut expliquer la sédimentation et la préservation de 3000 mètres de sédiments au sommet de l'empilement de nappes. Le Bassin d'Ancenis est localisé sur la bordure sud de la Faille de Nort-sur-Erdre. Cette faille majeure qui limite l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire avec des chevauchements à vergence nord et l'Unité des Mauges avec des chevauchements à vergence sud, pourrait correspondre à la zone de suture du bassin arrière-arc dévonien (Saint-Georges-sur-Loire). Ainsi un rejeu de cette faille majeure au cours du

Viséen pourrait expliquer la sédimentation dans le Bassin d'Ancenis et sa préservation. La nature de ce rejeu, purement extensif, ou transtensif, ne peut pas être déduite des données obtenues jusqu'à maintenant. Des recherches complémentaires, sur l'orientation des veines de calcite et de quartz et leur remplissage, ou encore une analyse structurale des failles qui affectent les séries carbonifères, pourraient éventuellement permettre de déterminer le contexte tectonique lors de la sédimentation.

Enfin, il faut noter que la sédimentation du Sillon Houiller de la Basse-Loire, est interprétée comme un bassin en pull-appart le long de la Faille de Nort-sur-Erdre. Cette interprétation est en accord avec le contexte supposé pour cette période. En effet une déformation pervasive en cisaillement dextre, bien documentée dans le Domaine Centre-Armoricain par Gumiaux (2003), affecte l'ensemble du Massif Armoricain (Gumiaux et al., 2004).

5. Conclusion

Cette étude proposait d'étudier le potentiel des bassins sédimentaires à enregistrer la formation des reliefs lors des stades initiaux qui conduisent à la formation d'une chaîne de montagne, la chaîne hercynienne. Les principaux résultats de cette étude sur l'évolution du relief tel que l'enregistrent les séries sédimentaires du « Bassin d'Ancenis » (Unité des Mauges) sont synthétisés sur la figure XII-8 et brièvement rappelés ci-dessous :

1) A partir de l'Ordovicien en probablement jusqu'à la fin du Silurien / début du Dévonien la sédimentation de plateforme s'établit sur une paléomarge passive.

2) Au Dévonien inférieur, une phase de rifting est enregistrée. Une discordance traduit, au Dévonien inférieur, la transgression de la mer sur une surface émergée, basculée et érodée (probablement lors de la formation d'épaulements de rift). Cet évènement est ici rattaché à l'ouverture d'un bassin arrière-arc (St-Georges-sur-Loire). L'existence de l'arc magmatique est enregistrée par des zircons détritiques à ca. 400 Ma dans la Fm de Sainte-Anne.

3) La lacune de sédimentation du Dévonien moyen pourrait être liée à une période d'émersion. Le retour de la mer après une destruction des premiers reliefs a lieu

au Dévonien supérieur. Les évènements à l'origine de ces premiers reliefs et de leur destruction reste mal contraints.

4) La collision intervient à la transition Dévonien/Carbonifère. Les séries viséennes (Fm d'Ancenis) sont préservées dans un bassin grâce à une réactivation de la zone de suture du bassin arrière-arc. La méga-séquence régressive identifiée enregistre une surrection des reliefs et l'exhumation progressive du matériel hercynien (roches magmatiques et métamorphiques).

5) La sédimentation continentale namurienne est préservée dans de petits bassins en pull-appart localisés le long de la faille de Nort-sur-Erdre (Diot, 1980) qui se forment lors de la déformation pervasive qui affecte l'ensemble du Massif Armoricain (Gumiaux et al., 2004). L'étude géochronologiques des minéraux détritiques semble indiquer un apport depuis des sources très locales et peu diversifiées dont la source principale, pour les muscovites, correspondrait au Complexe de Champtoceaux en cours d'érosion.

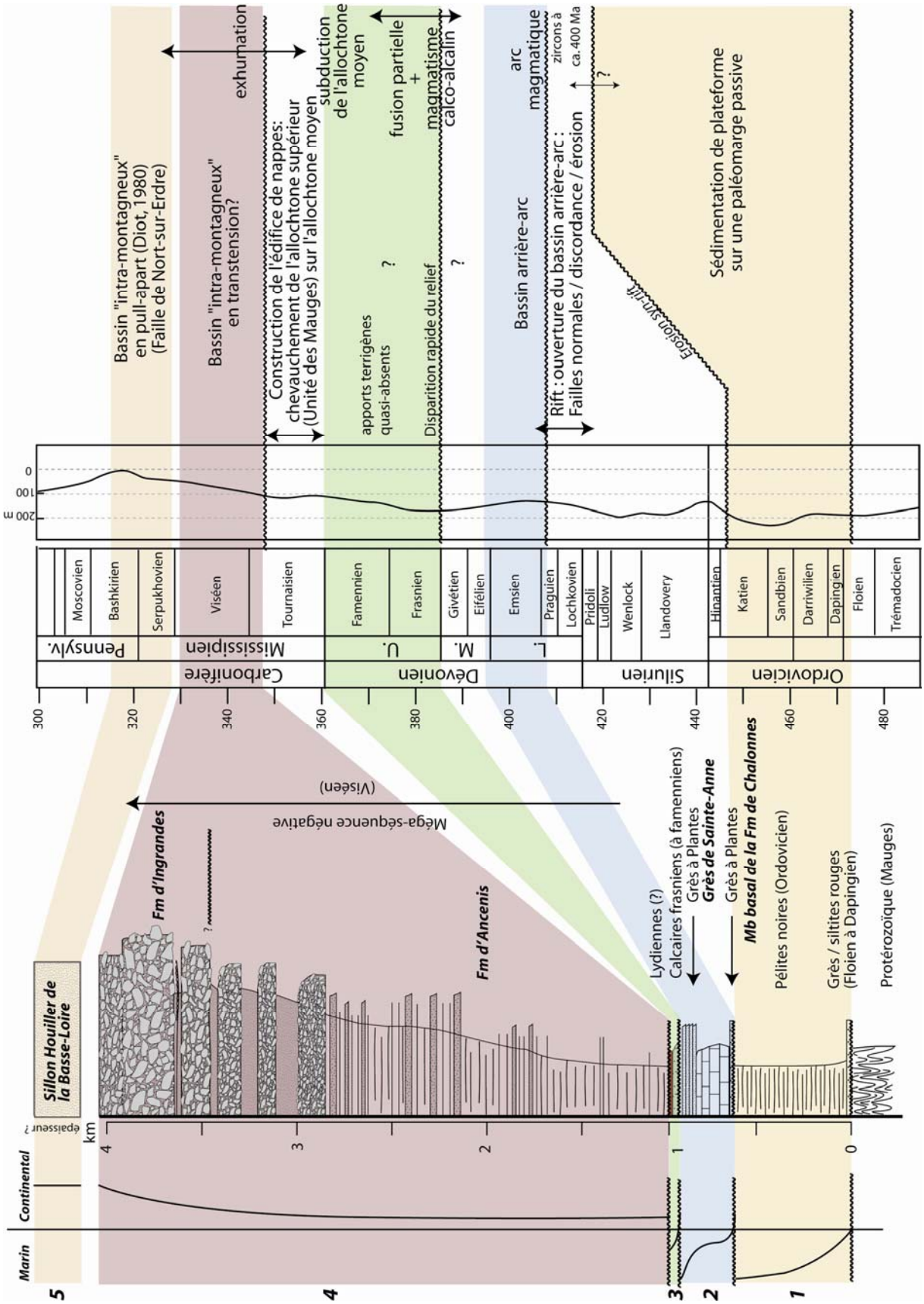


Fig. XII-8 : Schéma de synthèse de l'enregistrement sédimentaire du « Bassin d'Ancenis » (Unité des Mauges) au cours du Paléozoïque et contextes proposés pour la genèse des premiers reliefs lors de la construction de la chaîne hercynienne

Références Bibliographiques

ABATI, J., ARENAS, R., MARTINEZ CATALAN, J.R., DIAZ GARCIA, F. (2003) Anticlockwise P-T path of granulites from the Monte Castelo gabbro (Ordenes complex, NW Spain). Journal of Petrology, 44, 305-327.

ABATI, J., DUNNING, G.R., ARENAS, R., DÍAZ GARCÍA, F., GONZÁLEZ CUADRA, P., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. & ANDONAEGUI, P. (1999) Early Ordovician orogenic event in Galicia (NW Spain): evidence from U-Pb ages in the uppermost unit of the Ordenes Complex. Earth and Planetary Sciences Letter, 165, 213-228.

AIGNER, T. (1985) Storm depositional systems: Dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow-marine sequences. Springer-Verlag, Berlin, 174pp.

ALBERTI, G.K.B. (1977) Zur Dacryoconarida-Fauna aus dem Grenzbereich Unter-Devon/Mittel-Devon. - Senckenbergiana Lethaea, 58, p. 263-269.

ALBERTI, G.K.B. (1979) Zur Dacryoconariden-(Tentaculiten-)Chronologie des herzynischen Unter- und Mittel-Devons. - Senckenbergiana Lethaea, 60, p. 223-241.

ALBERTI, G.K.B. (1993) Dacryoconaride und homoctenide Tentaculiten des Unter- und Mittel-Devons 1. Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 158, p.1-229.

ALBERTI, H. (1965) Reedops Rud. & E. Richter 1925 aus dem Rheinischen Schiefergebirge (Kellerwald) und Harz (Trilobitae, Unter- bis Mitteldevon). - Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen, 9, p. 97-118.

ALEXANDROV, P., FLOC'H, J.P., CUNEY, M. & CHEILLETZ, A. (2001) Datation U-Pb à la microsonde ionique des zircons de l'unité supérieure de gneiss dans le Sud Limousin, Massif Central. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 332, 625-632.

ALEXANDROV, P, RUFFET, G. & CHEILLETZ, A (2002) Muscovite recrystallization and saddle-shaped 40Ar/39Ar age spectra: Example from the Blond granite (Massif Central, France). Geochimica et Cosmochimica Acta, 66, 1793-1807.

ALLÈGRE, C. & BEN OTHMAN, D. (1980) Nd-Sr isotopic relationship in granitoid rocks and continental crust development: a chemicalapproach to orogenesis. Nature, 268, 335-342.

ALLMENDINGER, R.-W. (2001) FaultKinWin version 1.1, Cornell University, Ithaca, NY, USA.

ALLON, A. (1980) Premières observations sur les indices polymétalliques de la Rousselière (Loire-Atlantique). Chronique de la Recherche Minière, 455, p. 72-92.

ANDERSEN, C.A. & HINTHORNE, J.R. (1972) U, Th, Pb and REE abundances and $^{207}Pb/^{206}Pb$ ages of individual minerals in returned lunar material by ion microprobe mass analysis. Earth and Planetary Science Letters, 14, 195-200.

ANDONAEGUI, P., GONZÁLEZ DEL TÁNAGO, J., ARENAS, R., ABATI J., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., PEINADO, M., DÍAZ GARCÍA, F. (2002) Tectonic setting of the Monte Castelo gabbro (Ordenes Complex, northwestern Iberian Massif): Evidence for an arc-related terrane in the hanging wall to the Variscan suture. Geological Society of America Special Paper, 364, 37-56.

ANDRE, J.P. (2002) Regard sur la géologie du Massif Armoricain. Bulletin de la Société d'Etudes Scientifiques de l'Anjou, 18, p. 163-180.

ANDREWS, H.N., KASPER A.E., MENCHER E. (1968) *Psilophyton forbesii*, a new Devonian plant from northern Maine. Bulletin of the Torrey Botanical Club, 95, 1-11.

ANGELIER, J. (1984) Tectonic analysis of fault slip data sets. Journal of Geophysical Research, 89(B7), p. 5835-5848.

ANGELIER, J. & MECHLER, P. (1977) Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie : la méthode des dièdres droits. Bulletin de la Société géologique de France, 7(XIX), 1309-1318.

ARENAS, R., MARTINEZ CATALAN, J.R., SANCHEZ MARTINEZ, S., FERNANDEZ-SUAREZ, J., ANDONAEGUI, P., PEARCE J.A., CORFU, F. (2007) The Vila de Cruces Ophiolite : A remnant of the Early Rheic Ocean in the Variscan suture of Galicia (Northwest Iberian Massif). Journal of Geology, 115, 129-148.

ARNAUD, A. (1966) Une série spilite-kératophyre dans le Silurien du Massif Armoricain : la série de Saint-Georges-sur-Loire. Etude stratigraphique et pétrographique. D.E.S. Thesis, Nantes, 68 pp.

ARNAUD, A. & BROSSE, R. (1981) Observations pétrographiques sur les roches volcaniques du bassin houiller de Basse Loire, région de Chalonnes, Maine-et-Loire. Bulletin de la Société géologique et minéralogique de Bretagne, (C), XIII(2), 1-7.

ASHWALL, L.D., TUCKER, R.D. & ZINNER, E.K. (1999) Slow cooling of deep crustal granulites and Pb-loss in zircon. Geochimica et Cosmochimica Acta, 63, 2839-2851.

ASTON, F.W. (1929) The mass spectrum of uranium lead and the atomic weight of protactinium. Nature, 123, 313.

AUDREN, C., TRIBOULET, C., CHAURIS, L., LEFORT, J.-P., VIGNERESSE, J.-L., AUDRAIN, J., THIEBLEMONT, D., GOYALLON, J., JEGOUZO, P., GUENNOC, P., AUGRIS, C., CARN, A. (1997) Notice explicative de la feuille Ile-de-Groix à 1/25 000. BRGM, Service géologique national, Orléans, 101p.

AUTRAN, A. & COGNE, J. (1980) La zone interne de l'orogène varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. Congrès Géologique International, XXVI, Colloque C6 (Géologie de l'Europe), 90-111.

AUVRAY, B., MACÉ, J., VIDAL, P. & VAN DER VOO, R. (1980) Rb-Sr dating of the Plouézec volcanics, N Brittany : implications for the age of the red beds(« séries rouges ») in the northern Armorican Massif. Journal of the Geological Society, London, 137, 207-210

BÁBEK, O., TOMEK, C., MELICHAR, R., KALVODA, J. & OTAVA, J. (2006) Structure of unmetamorphosed Variscan tectonic units of the southern Moravo-Silesian zone, Bohemian Massif: a review. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, 239, 37-75.

BABIN, C., CAVET, P., LARDEUX, H., MORZADEC, P., PARIS, F., PONCET, J, & RACHEBOEUF, P. (1972) Le Dévonien du massif Armoricain. Bulletin de la Société géologique de France (7), XIV, 94-109.

BABIN, C., DARBOUX, J.-R., DUEE, G., GRAVELLE, M., MORZADEC, P., PLUSQUELLEC, Y. & THONON, P. (1975) Tectoniques tangentielles et tectoniques superposées dans le Dévonien de la rade de Brest (Nord Finistère). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, D, 280, 259-262.

BABIN, C., GOUJET, D., LARDEUX, H., LEJAL-NICOL, A., LETHIERS, F., MORZADEC, P., PLUSQUELLEC, Y. & WEYANT, M. (1976) La formation des schistes de Porsguen (Dévonien supérieur de la rade de Brest, Massif Armoricain). Lithologie, flore, faune. Annales de la Société Géologique du Nord XCVI (4), 333-346.

BABIN, C. & LEJAL-NICOL, A. (1968) Sur la présence de Lepidodendron africanum Lejal dans le Famennien du Finistère. Annales de la Société Géologique du Nord LXXXVIII (3), 129-134.

BABIN, C. & PARIS, F. (1973) Découverte du Dévonien supérieur dans le synclinorium du Ménez Bélair. Implications paléogéographiques. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 276, 2129-2132.

BACHMANN, M. (1965) Das Unter- und Mitteldevon im Latroper und Züschener Sattel zwischen Winterberg und Berleburg im südöstlichen Sauerland. Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen, 9, 539-588.

BALE, P. & BRUN J.-P. (1986) Les complexes métamorphiques du Léon (NW Brittany) : un segment du domaine éohercynien sud-armoricain translaté au Dévonien. Bulletin de la Société Géologique de France, 8-II, 471-477.

BALLEVRE, M., BOSSE, V. & PITRA, P. (2007) Geology, petrology and geochronology of the blueschists from the Ile de Groix. International Eclogite Field Symposium (Lochalsh, Scotland), Post-Symposium Excursion, 84p.

BALLÈVRE, M., BOSSE, V., DUCASSOU, C. & PITRA, P. (2009) Palaeozoic history of the Armorican Massif: models for the tectonic evolution of the suture zones. Comptes Rendus Geoscience, 341, 174-201.

BALLÈVRE, M., CAPDEVILA, R., GUERROT, C. & PEUCAT, J.-J. (2002) Discovery of an alkaline orthogneiss in the eclogite-bearing Cellier Unit (Champtoceaux Complex, Armorican Massif): a new witness of the Ordovician rifting. Comptes Rendus Geoscience, 334, 301-311.

BALLÈVRE, M., DUCASSOU, C., LARDEUX, H. & RÉGNAULT, S. (2010) A revised age (Emsian-Eifelian) for the Sainte-Anne Formation (Armorican Massif, France): evidence from the brachiopods. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, in press.

BALLEVRE, M., KIENAST, J.-R., PAQUETTE, J.-L. (1987) Le métamorphisme éclogitique dans la nappe hercynienne de Champtoceaux (Massif armoricain). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, II, 305, 127-131.

BALLEVRE, M. & LARDEUX, H. (2005) Signification paléoécologique et paléogéographique des bivalves du Carbonifère inférieur du bassin d'Ancenis (Massif armoricain). Comptes Rendus Palevol, 4, 109-121.

BALLEVRE, M., MARCHAND, J., GODARD, G., GOUJOU, J.-C. & WYNS, R. (1994) Eo-Hercynian events in the Armorican Massif. In: Pre-Mesozoic geology in France and related areas (ed Keppie, J. D.), pp. 183-194, Springer, Berlin.

BALLEVRE, M., PARIS, F. & ROBARDET, M. (1992) Corrélations ibéro-armoricaines au Paléozoïque : une confrontation des données paléobiogéographiques et tectonométamorphiques. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, II, 315, 1783-1789.

BANKS, H.P. (1944) A new Devonian Lycopod genus from southeastern New York. American Journal of Botany, 31, 649-659.

BANKS, H.P. (1968) The early history of land plants. In : Drake E.T. Ed., Evolution and environment. Sympoosium 100th anniversary foundation of Peabody Museum of Natural History. Yale University Press, New Haven & London, p. 73-107.

BANKS, H.P. (1975) Reclassification of Psilophyta. Taxon, 24, 401-413.

BANKS, H.P. (1992) The classification of early land plants-revisited. Palaeobotanist, 41, 36-50.

BANKS, H.P., BONAMO, P.M. & GRIERSON, J.D. (1972). *Leclercqia complexa* gen. et sp. nov., a new lycopod from the late Middle Devonian of eastern New York. Review of Palaeobotany and Palynology, 14, 19-40.

BARANOV, V.V. & ALKHOVIK, T.S. (2006) Brachiopods of the family Ambocoeliidae (Spiriferida) from the Givetian of southern Verkhoyansk region (northeastern Russia). Paleontological Journal, 40, 162-167.

BARNES, R.P. (1983) The stratigraphy of the sedimentary melange and associated deposits in South Cornwall, England, Proceedings of the Geologists' Assocation, 94, 217–229.

BARNOLAS, A. & GARCIA-SANSEGUNDO, J. (1992) Caracterizacion estratigrafica y estructural del Paleozoico de Les Gavarres (Cadenas Costero Catalanas, NE de Espana). Boletín Geológico y Minero, 103, 94-108.

BARROIS, C. (1889) Faune du calcaire d'Erbray (Loire Inférieure). Mémoire de la Société Géologique du Nord, III, 348pp.

BARROIS, C. (1898) Des relations des mers dévoniennes de Bretagne et des Ardennes. Annales de la Société Géologique du Nord, XXVII, 231-259.

BARTHET, Y. (2005) Le Sillon Houiller de la Basse Loire. Un modèle de bassin en transtension (pull-apart) (Pays de la Loire - France). Bulletin de la Société d'Etudes Scientifiques d'Anjou, XIX, 127-140.

BASSE, M. & MÜLLER, P. (2004) Eifel-Trilobiten III Corynexochida, Proetida (2), Harpetida, Phacopida (2), Lichida. Goldschneck-Verlag, Wiebelsheim. 261 pp.

BASSETT, M.G. (1981) The Ordovician brachiopods of Cornwall. Geological Magazine, 118, 647-664.

BAUDU, V. (1994) Les palynomorphes, marqueurs de paléoenvironnement et indicateurs de variations eustatiques dans le Dévonien inférieur armoricain (France). PhD thesis, Université de Rennes, 186pp.

BAUDU, V. & PARIS, F. (1995) Relations microfossiles organiques - paléoenvironnements : exemples de deux formations dévoniennes du Massif Armoricain et d'Aquitaine. Review of Palaeobotany and Palynology, 87, 1-14.

BAYES, T. (1763). Essay towards solving a problem in the doctrine of chances. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, 53, 370-418.

BEAUPERE, C. (1973) Contribution à l'étude de la flore fossile du "Culm" du synclinal d'Ancenis. Thèse Doctorat 3ème cycle, Université de Paris, 111 p.

BECQ-GIRAUDON, J.F. & VAN DEN DRIESSCHE, J. (1994) Dépôts périglaciaires dans le Stéphano-Autunien du Massif Central: témoin de l'effondrement gravitaire d'un haut plateau hercynien. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 318, 675-682.

BENDER, P., JAHNKE, H. & ZIEGLER, W. (1974) Ein Unterdevon-Profil bei Marburg a. d. Lahn. Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden, 102, 25-45.

BERGER, J., FÉMÉNIAS, O., MERCIER, J.-C., DEMAIFFE, D. (2006) A Variscan slow-spreading ridge (MOR-LHOT) in Limousin (Frecnh Massif Central): magmatic evolurion and tectonic setting inferred from mineral chemistry. Minéralogical Magazine, 70, 175-185.

BERNARD-GRIFFITHS, J., CANTAGREL, J.M. & DUTHOU, J.L. (1977) Radiometric evidence for an Acadian tectonometamorphic event in western "Massif central français". Contribution to mineralogy and Petrology, 61, 199-212.

BERNARD-GRIFFITHS, J., CARPENTER, M.S.N., PEUCAT, J.-J., JAHN, B.-M. (1986) Geochemical and isotopic characteristics of blueschist facies rocks from the Ile de Groix, Armorican Massif (northwest France). Lithos, 19, 235-253.

BERNARD-GRIFFITHS, J., CORNICHET, J. (1985) Origin of eclogites from South Brittany, France: A Sm-Nd isotopic and REE study. Chemical Geology, 52, 185-201.

BERNARD-GRIFFITHS, J., PEUCAT, J.J., SHEPPART, S. & VIDAL, P. (1985) Petrogenesis of the Hercynian leucogranites from the southern armorican massif: contribution of the REE and isotopic (Sr, Nd, Pb and O) geochemical data to the study of source rock characteristics and age. Earth and Planetary Science Letters, 74, 235-250.

BERRY, C.M. (1994). First record of the Devonian lycophyte *Leclercqia* from South America. Geological Magazine, 131, 269-272.

BERRY, C.M. & EDWARDS, D. (1995) New species of the Lycophyte *Colpodexylon* Banks from the Devonian of Venezuela. Palaeontographica B, 237, 59-74.

BERRY, C.M. & EDWARDS, D. (1996) The herbaceous lycophyte *Haskinsia* Grierson and Banks from the Devonian of western Venezuela, with observations on leaf morphology and fertile specimens. Botanical Journal of the Linnean Society, 122, 103-122.

BERTHIER, F., DUTHOU, J.-L., ROQUES, M. (1979) Datation géochronologique Rb/Sr sur roches totales du granite de Guéret (Massif central). Age fini-dévonien de mise en place de l'un de ses faciès types. Bulletin du BRGM, 59-72.

BITRI, A., BALLÈVRE, M., BRUN, J.P., CHANTRAINE, J., GAPAIS, D., GUENNOC, P., GUMIAUX, C. & TRUFFERT, C. (2003) Seismic imaging of the Hercynian collision zone in the south–eastern Armorican Massif (Armor 2 project/Géofrance 3D Program). Comptes Rendus Geoscience, 335, 13, 969–979.

BLAISE, J., ARNAUD, A., BROSSE, R., CAVET, P., DEPAGNE, J., GRUET, M., LARDEUX, H. & LIMASSET, O. (1986) Notice de la carte géologique de la France au 1/50 000, feuille Thouarcé (484), BRGM, Orléans: 57p.

BLAISE, J., CAVET, P. & LARDEUX, H. (1970) Les relations entre Briovérien et Paléozoïque sur la rive gauche de la Loire entre Saint-Florent-le-Vieil et Chalonnes (Maine-et-Loire, Sud-Est du Massif armoricain). Bulletin de la Société Géologique de France, (7) XII, 5-14.

BOLTWOOD, B.B. (1907) On the ultimate disintegration products of the radioactive elements. Part II. The disintegration products of uranium. American Journal of Science, 23, 77-88.

BONAMO, P.M., BANKS, H.P. & GRIERSON, J.D. (1988) Leclercqia, Haskinsia and the role of leaves in delineation of Devonian Lycopod genera. Botanical Gazette, 149, 222-239.

BOSSART, J.P., MEIER, M., OBERLI, F. & STEIGER, RH (1986) Morphology versus U-Pb systematics in zircon: a high-resolution isotopic study of a zircon population from a Variscan dyke in the Central Alps. Earth and Planetary Sciences Letter, 78, 339-354.

BOSSE, V., FERAUD, G., BALLÈVRE, M., PEUCAT, J. J. & CORSINI, M. (2005) Rb-Sr and $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages in blueschists from the Ile de Groix (Armorican Massif, France): Implications for closure mechanisms in isotopic systems. Chemical Geology, 220, 21-45.

BOSSE, V., FÉRAUD, G., RUFFET, G., BALLÈVRE, M., PEUCAT, J.-J. & DE JONG, K. (2000) Late Devonian subduction and early-orogenic exhumation of eclogite-facies rocks from the Champtoceaux Complex (Variscan belt, France). Geological Journal, 35, 297-325.

BOTQUELEN, A. (2003) Impact des variations eustatiques sur les assemblages benthiques à brachiopodes ; l'Ordovicien sarde et le Dévonien Ibéro-armoricain. PhD thesis, Université de Brest, 352 pp.

BOUMA, A.H. (1962) Sedimentology of some Flysch Deposits, a Graphic Approach to Facies Interpretations. Elsevier, Amsterdam, 168 p.

BOURARHOUH, A. (2002) Chitinozoaires et palynomorphes de l'Ordovicien supérieur Nord-Gondwanien : Impact de la glaciation ashgilienne, Université de Rennes, 300 pp.

BOUTIN, R. & MONTIGNY, R. (1993) Datation ^{40}Ar-^{39}Ar des amphibolites du complexe leptyno-amphibolique du Plateau d'Aigurande: collision varisque à 390 Ma dans le Nord-Ouest du Massif central français. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, II 316, 1391-1398.

BOYER, C., BRILLANCEAU, A. & BROUSSE, R. (1976) Volcanisme paleozoïque sous-marin à pillows-lavas en Vendée. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 282, 973-975.

BOYER, C., GUILLOT, P.-L. (1973) Les porphyroïdes de Génis, complexe d'ignimbrites rhyolitiques dans la série cristallophyllienne du Bas-Limousin. Bulletin du BRGM, I, 4, 215-226.

BRERETON, N.R. (1970) Corrections for interfering isotopes in the $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating method. Earth and Planetary Sciences Letters, 8, 427-433.

BREUER, P., AL-GHAZI, A., AL-RUWAILI, M., HIGGS, K. T., STEEMANS, P. & WELLMAN, C. H. (2007) Early to middle Devonian miospores from northern Saudi Arabia. Revue de Micropaléontologie, 50, 27-57.

BRICE, D., CHARRIERE, A., DROT, J. & REGNAULT, S. (1984) Mise en évidence, par des faunes de Brachiopodes, de l'extension des formations dévoniennes dans la boutonnière d'Immouzer du Kandar (Sud de Fès, Maroc). Annales de la Société Géologique du Nord, CIII, 445-458.

BROSSE, R., BLAISE, J., GRUET, M., HERROUIN, Y., LAUGERY, J. & ETIENNE, H. (1989) Notice explicative, carte géol. France (1/50000), feuille le Lion-d'Angers (423), BRGM, Orléans, pp. 48.

BRUGUIER, O., BECQ-GIRAUDON, J.-F., CLAUER, N., MALUSKI, H. (2003) From late Visean to Stephanian: pinpointing a two-stage basinal evolution in the Variscan belt. A case study from the Bosmoreau basin (Franch Massif Central) and its geodynamic implications. International Journal of Earth Sciences, 92, 338-347.

BRUGUIER, O., TÉLOUK, P., COCHERIE, A., FOUILLAC, A.M. & ALBARÈDE, F. (2001) Evaluation of Pb-Pb and U-Pb laser ablation ICP-MS zircon dating using matrix-matched calibration samples with a frequency quadrupled (266 nm) Nd-YAG laser. Geostandards Newsletter, 25, 361-373.

BRUN, J.-P., BALLARD, J.-F., LE CORRE, C. (1991) Identification of Ordovician block-tilting in the Hercynian fold-belt of Central Brittany (France): field evidence and computer models. Journal of Structural Geology, 13, 419-429.

BRUN, J.-P., BURG, J.-P. (1982) Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc : a corner effect during continental collision. Earth and Planetary Sciences Letter, 61, 319-332.

BULTYNCK, P. & MORZADEC, P. (1979) Conodontes de la coupe de Reun ar C'Hrank en Lanvéoc (rade de Brest), Emsien du Massif armoricain (France). Corrélations biostratigraphiques. Geobios, 12, 673-685.

BUREAU, E. (1884) Recherches sur la structure géologique du Bassin primaire de la Basse-Loire. Bulletin de la Société Géologique de France, 18, 337-340.

BUREAU, E. (1910A) Bassin Houiller de la Basse Loire, Fascicule I : Histoire des concessions - Pièces justificatives Description géologique du bassin, Etudes des gîtes minéraux de la France, Paris, 443pp.

BUREAU, E. (1911). Sur la flore dévonienne du bassin de la Basse-Loire. Bulletin de la Société des Sciences Naturelles de l'Ouest de la France, (3) I, 1-42 et pl I à IV.

BUREAU, E. (1913). Etudes des Gîtes Minéraux de la France, Bassin de la Basse Loire. Fascicule II : Description des Flores fossiles. Ed. Ministère des Travaux publics, Paris, 177p.

BUREAU, E., BUREAU L., DAVY L. & DUMAS A. (1908). Livret guide de l'excursion de la réunion extraordinaire de la Société Géologique de France à Nantes et à Chateaubriant. Bulletin de la Société des Sciences Naturelles de l'Ouest de la France, (2) VIII, 117-181.

BUREAU, E., BUREAU L., DAVY L. & DUMAS A. (1910) Compte-rendu de la réunion extraordinaire de la Société Géologique de France à Nantes et à Chateaubriant. Bulletin de la Société Géologique de France, VIII, 593-680.

BUREAU, L. (1910B) Réunion extraordinaire de la Société géologique de France à Nantes, Chalonnes & Châteaubriant en 1908. Bulletin de la Société Géologique de France, (4) VIII, 593-682.

BURG, J.-P., BALE, P., BRUN, J.-P. & GIRARDEAU, J. (1987) Stretching lineation and transport direction in the Ibero-Armorican arc during the siluro-devonian collision. Geodinamica Acta, I, 71-87.

BURG, J.-P. & MATTE, P. (1978) A cross-section though the franch Massif central and the scope of its Variscan geodynamic evolution. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 129, 429-460.

BUTTERFIELD, N.J. & CHANDLER, F.W. (1992). Palaeoenvironmental distribution of Proterozoic microfossils, with an example from the Agu Bay Formation, Baffin Island. Palaeontology, 35, 943-957.

CABANIS, B. (1986) Identification des séries magmatiques dans les socles métamorphqiues sur la base de critères géologiques, pétrologiques et géochimiques. Thèse Doctorat Etat, Univ. Paris VI, 250p.

CABANIS, B. & GODARD, G. (1987) Les éclogites du pays de Léon (Nord-Ouest du Massif Armoricain): étude pétrologique et géochimique ; implications géodynamiques. Bulletin de la Société Géologique de France, (8), III, 1133-1142.

CABANIS, B., MICHOT, J. & DEUTSCH, S. (1977) Remise en question de la datation géochronologique des gneiss de Brest (Bretagne occidentale), Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris, D, 284, 883-886.

CABANIS, B., PEUCAT, J.-J., MICHOT, J. & DEUTSCH, S. (1979) Remise en cause de l'existence d'un socle orthogneissique antécambrien dans le pays de Léon (domaine nord-armoricain) : étude géochonologique par les méthodes Rb/Sr et U/Pb des orthogneiss de Tréglonou et de Plounévez-Lochrist. Bulletin du BRGM, I, (4), 357-364.

CABANIS, B. & WYNS, R. (1986) Le volcanisme précambrien des Mauges (S.E. du Massif Armoricain) et ses caractères géochimiques. Hercynica, II, 71-78.

CAILLEUX, A. (1962) Aspects mats des grains de quartz. Proceedings of the Koninklijke Nederlandsche Akadamie van Wetenschappen, Series B, 65, 393-394.

CALLIER, L. (1989) Le porphyre à molybdène d'âge hercynien de Beauvain en Basse Normandie. Chroniques de la Recherche Minière, 496, 3-23.

CALVEZ, J.Y. & VIDAL, P. (1978) Two billion years old relicts in the Hercynian Belt of Western Europe. Contributions to Mineralogy and Petrology, 65, 395-399.

CAMUZARD, J.-P., LARDEUX, H., PILLET, J. & RIVIERE, L.M. (1969) Données nouvelles sur les calcaires givétiens de la Villedé-d'Ardin au gisement de la Fontaine de la Marbrière (Massif paléozoïque de Vendée). Bulletin de la Société d'Études Scientifiques d'Angers, VII, 41-52.

CAPDEVILA, R. (1967) Répartition et habitus de l'apatite dans le granite de Neira (Espagne), comparaisons avec des données expérimentales et applications pétrogénétiques. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 264, 1694-1697.

CARLS, P., GANDL, J., GROOS-UFFENORDE, H., JAHNKE, H. & WALLISER, O. (1972) Neue Daten zur Grenze Unter-/Mittel-Devon. Newsletters in Stratigraphy, 2, 115-147.

CARPENTER, M. S. N., PEUCAT, J. J. & PIVETTE, B. (1982) Geochemical and geochronological characteristics of Palaeozoic volcanism in the Saint-Georges-sur-Loire synclinorium (S. Armorican Massif). Evidence for Pre-hercynian tectonic evolution. Bulletin du BRGM, (2) I, 63-79.

CARPENTIER, A. (1920) Notes d'excursions paléobotaniques à Chalonnes et Montjean (Maine et Loire). Bulletin de la Société Géologique de France, (4) XIX, 262-272.

CARPENTIER, A. (1928) Observations sur quelques végétaux fossiles de l'Ouest de la France. Bulletin de la Société des Sciences Naturelles de l'Ouest de la France, (4) IX, 43-51.

CARPENTIER, A. (1931). Remarques paléontologiques sur les schistes en contact avec les calcaires dévoniens de Chaudefonds (Maine et Loire). Bulletin de la Société des Sciences Naturelles de l'Ouest de la France, (4) X, 1-5.

CARPENTIER, A. (1918) Notes d'excursions et remarques sur le Bassin houiller de la Basse Loire. Bulletin de la Société Géologique de France, (4) XVIII, 235-247.

CARPENTIER, A. (1927) Empreintes végétales des schistes dévoniens de la carrière Sainte-Anne (Chalonnes) et de la carrière de Châteaupanne (Montjean). Bulletin de la Société des Sciences Naturelles de l'Ouest de la France, (4) VII, 125-126.

CARPENTIER, A. (1932) Description d'un sol fossile de végétation de Lépidodendrées découvert dans la "pierre carrée" du bassin de la Basse-Loire. Bulletin de la Société des Sciences Naturelles de l'Ouest de la France, (5), II, p. 59-64.

CARPENTIER, A. & PENEAU, J. (1935) Etude du Carbonifère entre Rochefort et Chalonnes (Maine-et-Loire). Bulletin de la Société Géologique de France, 5, 489-497.

CARRON, J.P., LE GUEN DE KERNEIZON, M. & NACHIT, H. (1994) Variscan granites from Brittany. In: J.D. Keppie (Editor), Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 231-239.

CARTANNAZ, C., ROLIN, P., LE MÉTOUR, J., FABBRI, O. (2006) Fammennian-Tournaisian dextral ductile shear in the French Variscan belt. Comptes Rendus Geoscience, 338, 214-221.

CARTIER, C. (2002) Structure de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire et du domaine ligérien (Massif Armoricain) Implications géodynamiques pour la chaîne hercynienne. Université d'Orléans, 272 pp.

CARTIER, C. & FAURE, M. (2004) The Saint-Georges-sur-Loire olistostrome, a key zone to understand the Gondwana-Armorica boundary in the Variscan belt (Southern Brittany, France). International Journal of Earth Sciences, 93, 945-958.

CARTIER, C., FAURE, M. & LARDEUX, H. (2001) The Hercynian orogeny in the South Armorican Massif (Saint-Georges-sur-Loire Unit, Ligerian Domain, France): rifting and welding of continental stripes. Terra Nova, 13, 143-149.

CARTIER, C., FAURE, M. & LARDEUX, H. (2002) Discussion on "A new model for the Hercynian Orogen of Gondwana France and Iberia" by D. Shelley & G. Bossière, Journal of Structural Geology 2000, 22, 757-776. Journal of Structural Geology, 24, 1659-1663.

CAVET, P., ARNAUD, A., BARBAROUX, L., BLAISE, J., BROSSE, R., CHAURIS, L., GRUET, M., LARDEUX, H. & RIVIÈRE, L.M. (1970). Notice explicative de la carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Chalonnes-sur-Loire (453), BRGM, Orléans, 32p.

CAVET, P., ARNAUD, A., BLAISE, J., BROSSE, R., CHAURIS, L., GRUET, M. AND LARDEUX, H. (1976) Notice explicative de la carte géologique de France (1/50000), feuille d'Angers (454), BRGM, Orléans, pp. 57.

CAVET, P., ARNAUD, A., BLAISE, J., GRUET, M., LARDEUX, H., MARCHAND, J., NICOLAS, A., RIVIERE, L.M. & ROSSIGNOL, J.C. (1978) Notice explicative, carte géol. France (1/50000), feuille d'Ancenis (452), BRGM, Orléans, pp. 56.

CAVET, P., COGNE, J. & GRUET, M. (1967) Notice de la carte géologique à 1/80 000, Feuille Ancenis, 2° édition.

CAVET, P., DUBREUIL, M., BLAISE, J. & WILLEFERT, S. (1986). Les Ampélites du Houx (Silurien) : Leurs relations avec les unités Paléozoïques de Lanvaux - Les-Ponts-de-Cé et de Saint-Georges-sur-Loire (Massif armoricain). Bulletin de la Société des Sciences Naturelles de l'Ouest de la France, 8(3), 136-143.

CAVET, P., GRUET, M. & PILLET, J. (1966). Sur la présence du Cambrien à Paradoxides à Cléré-sur-Layon (M.-et-L.), dans le Nord-Est du Bocage Vendéen (massif armoricain). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 263, 1685-1688.

CAVET, P. & LARDEUX, H. (1968) Le Dévonien supérieur dans le Sud-est du Massif armoricain. International Symposium on the Devonian System. Calgary, 1967 1, 143-148.

CAVET, P., LARDEUX, H. & PHILIPPOT, A. (1971). Ordovicien et Silurien aux environs de Montjean et Chalonnes (Maine-et-Loire, Sud-Est du Massif armoricain). Mémoires du BRGM, 73, 199-212.

CAVET, P., LARDEUX, H. & PILLET, J. (1991) La contribution de Joseph Péneau (1883-1970) à l'étude stratigraphique et paléontologique du Paléozoïque armoricain en Loire-Atlantique et en Anjou. Bulletin de la Société des Sciences Naturelles de l'Ouest de la France, Supplément hors-série, 77-114.

CHANTRAINE, J., AUTRAN, A., CAVELIER, C. ET AL. (1996) Carte géologique de la France à l'échelle du millionième, 6° édition. BRGM, Orléans.

CHANTRAINE, J. ET AL. (1993) Carte géologique de la France au $1/10^6$. BRGM, Orléans.

CHANTRAINE, J., EGAL, E., THIÉBLEMONT, D., LE GOFF, E., GUERROT, C., BALLÈVRE, M., GUENNOC, P. (2001) The Cadomian active margin (North Armorican Massif, France) : a segment of the North Atlantic Panafrican belt. Tectonophysics, 331, 1-18.

CHARVIN, K., GALLAGHER, K., HAMPSON, G.L. & LABOURDETTE, R. (2009A) A Bayesian approach to inverse modelling of stratigraphy, part 1: method. Basin Research, 21, 5-25.

CHARVIN, K., HAMPSON, G.L., GALLAGHER, K., & LABOURDETTE, R. (2009B) A Bayesian approach to inverse modelling of stratigraphy, part 2: validation tests. Basin Research, 21, 27-45.

CHAURIS, L. (1966) Le granite de l'Aber Ildut (Finistère). Bulletin de la Carte Géologique de France, LXI-278, 9-30.

CHAURIS, L. & LUCAS, G. (1964) Les environs de Bécon-les-Granits (Maine-et-Loire) (Feuille d'Ancenis au 80.000^e). Bulletin de la Carte Géologique de France, LX-277, 25-33.

CHAURIS, L., MARCOUX, E., LE GOFF, E., THIEBLEMONT, D., CARN A., AVEC LA COLLABORATION DE BOUYSSE, P., EGAL, E., HALLEGOUËT, B., & JOHAN V. (1998) Notice explicative de la feuille Saint-Pol-de-Léon à 1/50 000. BRGM, Service Géologique National, Orléans, 168p.

CHAUVEL, J.-J. (1960) Sur l'anticlinal de Lanvaux et ses enveloppes sédimentaires entre Peillac et Bain-sur-Oust (Bretagne méridionale) Comptes rendus sommaires de la Société Géologique de France, 1960, 12-13.

CHAUVEL, J.-J., (1999) Littérature géologique armoricaine et géologues jusqu'au début du XXème siècle. Penn Ar Bed, 173-174, 69-84.

CHEILLETZ, A., RUFFET, G., MARIGNAC, C., KOLLI, O., GASQUET, D., FÉRAUD, G. & BOUILLIN, J.P. (1999) $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of shear zones in the Variscan basement of the Greater Kabylia (Algeria). Evidence of an eo-Alpine event at 128 Ma (Hauterivian-Barremian boundary): geodynamic consequences. Tectonophysics, 306, 97-116.

CHERNIAK, D.J., HANCHAR, J.M. & WATSON, E.B. (1997B) Diffusion of tetravalent cations in zircons. Contributions to Mineralogy and Petrology, 127, 383-390.

CHERNIAK, D.J., HANCHAR, J.M. & WATSON, E.B. (1997A) Rare earth diffusion in zircon. Chemical Geology, 134, 289-301

CHLUPÁČ, I. (1960) Stratigraphical investigation of the Srbsko Beds (Givetian) in the Devonian of central Bohemia. Sbornik Ustredniho Ustavu Geologického, 26, 143-185.

CHLUPÁČ, I. (1977) The phacopid trilobites of the Silurian and Devonian of Czechoslovakia. Rozpravy Ustredniho Ustavu Geologického, 43, 1-172.

CHLUPÁČ, I. (1982) The Bohemian Lower Devonian stages. Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 55, 345-400.

CHLUPÁČ, I. (1993) Stratigraphic evolution of some metamorphic units in the N part of the Bohemian Massif. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, 188, 363-388.

CHLUPÁČ, I., FERRER, E., MAGRANS, J., MANÉ, R. & SANZ, J. (1997) Early Devonian eurypterids with Bohemian affinities from Catalonia (NE Spain). Battaleria, 7, 9-21.

CHLUPÁČ, I., HAVLÍČEK, V., KŘÍŽ, J., KUKAL, Z. & ŠTORCH, P. (1998) Palaeozoic of the Barrandian (Cambrian to Devonian). Czech Geological survey, Prague, 183 pp.

COCHERIE, A., BÉ MEZEME, E., LEGENDRE, O., FANNING, C.M., FAURE, M. & ROSSI, M. (2005) Electron-microprobe dating as a tool for determining the closure of the Th-U-Pb system in migmatitic monazites. American Mineralogist, 90, 607-618.

COCKS, L.R.M. (2000) The Early Palaeozoic geography of Europe. Journal of Geology Society, London, 157, 1-10.

COCKS, L.R.M. & FORTEY, R.A. (1982) Faunal evidence for oceanic separations in the Paleozoic of Britain. Journal of Geology Society, London, 139, 465-478.

COCKS, L.R.M. & RONG, J.-Y. (1989) Classification and review of the brachiopod superfamily Plectambonitacea. Bulletin of the British Museum (Natural History), Geology Series, 45, 77-163.

COCKS, L.R.M. & RONG, J.-Y. (2000) Strophomenida. - In: Williams, A., Brunton, C. H. C. & Carlson, S. J. (Eds.): Treatise on invertebrate paleontology. Part H Brachiopoda, revised. Vol. 2 & 3 Linguliformea, Craniiformea, and Rhynchonelliformea (part). Geological Society of America and University of Kansas, 216-348.

COGNÉ, J. (1974) Le Massif Armoricain. In "Géologie de la France" (Debelmas J. ed..), Doin, Paris 1, 105-161.

COGNE, J. (1976) La chaîne hercynienne ouest-européenne correspond-elle à un orogène de collision? Propositions pour une interprétation géodynamique globale. Colloques internationaux du CNRS, Ecologie et géologie de l'Himalaya, pp. 111-129.

COLCHEN, M. & PONCET, D. (1989) Présence, dans la série paléozoïque de Brétignolles-sur-Mer (Vendée, sud du massif armoricain), d'une formation à blocs et olistolithes d'âge dinantien. Conséquences géodynamiques. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 309, 1503-1507.

COLCHEN, M. & ROLIN, P. (2001) La chaîne hercynienne en Vendée. Géologie de la France, 1-2, 53-85.

COMPSTON, W., WILLIAMS, I.S. & CLEMENT, S.W. (1982) U-Pb ages within single zircons using a sensitive high-mass resolution ion microprobe. American Society of Mass Spectrometry, Conference 30th, Honolulu, 593-5.

COMPSTON, W., WRIGHT, A.E. AND TOGHILL, P. (2002) Dating the Late Precambrian volcanicity of England and Wales. Journal of the Geological Society, London, 159, 323-339.

CONNELLY, J.N. (2000) Degree of preservation of igneous zonation in zircon as a signpost for concordancy in U/Pb geochronology. Chemical Geology, 172, 25-39.

COOK, C.A., HOLDSWORTH, R.E., STYLES, M.T., PEARCE, J.A. (2000) Pre-emplacement structural history recorded by mantle peridotites: an example from the Lizard Complex, SW England. Journal of Geology Society, London, 157, 1049-1064.

COSTA, S. & MALUSKI, H. (1988) Datation par la méthode Ar-Ar de matériel magmatique et métamorphique paléozoïque provenant du forage de Couy-Sancerre (Programme GPF). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, D 306, 241-244.

COUFFON, O. (1909) A propos des couches à *Psilophyton* en Anjou. Bulletin de la Société d'Etudes Scientifiques d'Anjou, 38, 83-95.

COUFFON, O. (1934). Précis de géologie angevine. Imprimerie Centrale, Angers, 200 pp.

COWARD, M.P. & MCCLAY, K.R. (1983) Thrust tectonics of S Devon. Journal of Geology Society, London, 140, 215-228.

COX, R., ARMSTRONG, R.A. & ASHWAL, L.D. (1998) Sedimentology, geochronology and provenance of the Proterozoic Itremo Group, central Madagascar, and implications for pre-Gondwana palaeoceanography. Journal of the Geological Society, London, 155, 1009–1024.

CRAMER, F.H. (1964) Microplankton from three Palaeozoic formations in the Province of Leon, NW Spain. Leidse Geologische Mededelingen, 30, 253-361.

CUNEY, M., BROUAND, M., STUSSI, J.-M. (2001) Le magmatisme hercynien en Vendée. Corrélations avec le socle du Poitou et l'ouest du Massif central français. Géologie de la France, 1-2, 117-142.

CYGAN, C., CHARRIERE, A. & REGNAULT, S. (1990) Datation par Conodontes du Dévonien (Emsien - Frasnien basal) dans le substratum du Moyen Atlas au Sud de Fès (Maroc); implications paléogéographiques. Géologie Méditerranéenne, 3-4, 321-330.

DABARD, M.P., CHAUVEL, J.J. & LOI, A. (1994) Compositional affinities of volcanic fragments in sedimentary rocks using electron microprobe analysis. Sedimentary Geology, 88, 283-299.

DALLMEYER, R.D., STRACHAN, R.A. & D'LEMOS, R.S. (1991) Chronology of Cadomian tectonothermal activity in the Baie de Saint-Brieuc (North Brittany), France: Evidence from $^{40}Ar/^{39}Ar$ mineral ages. Canadian Journal of Earth Sciences, 28, 762-773.

DALRYMPHE, G.B. & LANPHERE, M.A. (1969) Potassium-Argon dating. Principles, techniques and applications to geochronology. (Ed) Freeman, W.H. and company, San Francisco.

DARBOUX, J.-R. (1991) Evolution tectonosédimentaire et structuration synmétamorphe des zones externes du segment hercynien ouest-européen : le modèle du domaine centre-armoricain occidental. Doctorat Etat, Univ. Brest, 260p.

DARBOUX, J.-R. & LE GALL, B. (1988) Les Montagnes Noires : cisaillement bordier méridional du bassin carbonifère de Châteaulin (Massif armoricain, France). Caractéristiques structurales et métamorphiques. Geodinamica Acta, 2, 121-133.

DARBOUX, J.-R. & PLUSQUELLEC Y. (1981) Tectonique du Dévonien inférieur de la presqu'île de Crozon : la coupe des Capucins en Roscanvel (Massif Armoricain, France). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, II, 292, 1049-1411.

DAVIS, D.W., HIRDES, W., SCHALTEGGER, U. & NUNOO, E.A; (1994) U-Pb constraints on deposition and provenance of Birmian and gold-bearing Tarkwaian sediments in ghana, West Africa. Precambrian Research, 67, 89-107.

DAVY, L.-P. (1905) Ce que l'on croit savoir aujourd'hui sur la constitution géologique des environs de Chalonnes-sur-Loire. Bulletin de la Société d'Etudes Scientifiques d'Anjou, 91-125.

DAWSON, J.W. (1859) On fossil plants from the Devonian rocks of Canada. QuarternaryJournal of the Geological Society, London, XV, 477-488.

DAWSON, J.W. (1871) The fossil plants of the Devonian and Upper Silurian formations of Canada. Geological Survey of Canada, I, 1-92, pl. 9, p. 37.

DEGRAAF-SURPLESS, K., MCWILLIAMS, M.O., WOODEN, J.L., IRELAND, T.R. (2000) Limitation of detrital zircon data for provenance analysis: an example for the Methow basin, Washington and British Columbia. Geological Society of America Abstracts with Programs, 32, 9.

DELFOUR, J. (1989) Données lithostratigraphiques et géochimiques sur le Dévono-Dinantien de la partie sud du faisceau du Morvan (nord-est du Massif central français). Géologie de la France, 4, p. 49-77.

DELORME, J., EMBERGER, A. & ROQUES, M. (1949) La série cristallophyllienne renversée du Plateau d'Aigurande. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, xxx, 891-893.

DEMPSTER, A.J. (1918) A new method of positive ray analyses. Physical Review, 11, 316-235.

DEUNFF, J. (1976) Les Acritarches. In « Les schistes et calcaires éodévoniens de Saint Céneré (Massif Armoricain, France) Sédimentologie, Paléontologie, Stratigraphie (coord. H. Lardeux). Mémoires de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne, 19, 59-77.

DEUNFF, J. (1980) Le paléoplancton des Grès de Landévennec (Gédinnien de la Rade de Brest-Finistère) – étude biostratigraphique. Géobios, 13, 483-539.

DHOSTE, M. (1968) Sur la présence de migmatites au Nord du granite des Aubiers (Deux-Sèvres). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, D, 266, 1556-1558.

DHOSTE, M. (1983) Prolongement en Poitou de la ligne tonalitique limousin. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, II, 296, 1659-1662.

DHUIME, B., BOSCH, D., BRUGUIER, O., CABY, R. & POURTALES, S. (2007) Age, provenance and post-deposition metamorphic overprint of detrital zircons from the Nathorst Land group (NE Greenland)-A LA-ICP-MS and SIMS study. Precambrian Research 155, 24–46.

DÍAZ GARCÍA, F., ARENAS, R., MARTÍNEZ-CATALÁN, J.R., GONZÁLEZ DEL TÁNAGO, J., DUNNING, G. (1999) Tectonic evolution of the Careón ophiolite (northwest Spain): A remnant of oceanic lithosphere in the Variscan belt. Journal of Geology, 107, 587-605.

DICKINSON, W.R. (1970) Interpreting detrital modes of grauwacke and arkose. Journal of Sedimentary Petrology, 40, 695-707.

DIOT, H. (1980) Recherches structurales dans la partie orientale du Domaine Ligérien (Massif Armoricain), Université de Nantes, 147 pp.

DIOT, H. & BLAISE, J. (1978) Etude structurale dans le Précambrien et le Paléozoïque de la partie méridionale du Domaine Ligérien (Sud-Est du Massif armoricain) : Mauges, Synclinal d'Ancenis et Sillon Houiller de la basse-Loire. Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne, (C), X, 1, 31-50.

DODSON, M.H. (1973) Closure temperature in cooling geochronological an petrological systems. Contibutions to Mineralogy and Petrology, 40, 259-274.

DODSON, M.H., COMPSTON, W., WILLIAMS, I.S. & WILSON, J.F. (1988) A search for ancient detrital zircons in Zimbabwean sediments. Journal of the Geological Society, London, 145, 977-983.

DORÉ, F. (1994) Cambrian of the Armorican Massif. in : J.D. Keppie (Ed.), Pre-Mesozoic geology in France and related areas,Springer, Heidelberg,1994, p. 136-141.

DÖRR, W., FLOYD, P.A., LEVERIDGE, B.E. (1999) U-Pb ages and geochemistry of granite pebbles from the Devonian Menaver Conglomerate, Lizard peninsula: provenance of the Rhenohercynian flysch of SW England. Sedimentary Geology, 124, 131-147.

DOTT, R. H. & BOURGEOIS, J. (1982) Hummocky cross-stratification: significance of its variable bedding sequence. Geological Society of America Bulletin, 93, 663–680.

DUBREUIL, M. (1980A) Hypothèse sur la mise en place, au Dinantien, du complexe du Tombeau Leclerc (Bassin d'Ancenis, Sud-Est du Massif armoricain) sous forme d'un olistostrome. Conséquences géodynamiques. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 290, 1455-1458.

DUBREUIL, M. (1980B) Présence d'olistolithes dans la partie orientale du bassin paléozoïque d'Ancenis (Sud-Est du Massif armoricain). 8° Réunion annuelle des Sciences de la Terre, Marseille, pp. p. 133.

DUBREUIL, M. (1986) Evolution géodynamique du Paléozoïque ligérien (Massif armoricain). Thèse, Université de Nantes, 258p.

DUBREUIL, M. (1987) Le bassin en décrochement de Saint-Julien-de-Vouvantes-Angers (Carbonifère inférieur du Sud-Est du Massif armoricain). Bulletin de la Société Géologique de France, (8), t. III(2), 215-221.

DUBREUIL, M., CAVET, P., avec la collaboration de BLAISE, J., ESTEOULE-CHOUX, J., GRUET, M. & H., L. (1989) Notice explicative, carte géol. France (1/50000), feuille de Saint-Mars-la-Jaille (421), BRGM, Orléans, pp. 73.

DUBREUIL, M. & VACHARD, D. (1979) Sur l'âge givétien de la formation de Chalonnes (Bassin d'Ancenis, sud-est du Massif armoricain) et ses conséquences. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, D 289, 241-244.

DUBUISSON, G., MERCIER, J.-C.C., GIRARDEAU, J., FRISON, J.-Y. (1989) Evidence for a lost ocean in Variscan terranes of the western Massif Central. Nature, 337, 729-732.

DUCASSOU, C., BALLÈVRE, M., LARDEUX, H., ROBIN, C. (2007) The structural and sedimentary record within the Ancenis basin (Armorican Massif, France): from early Devonian rifting to middle Devonian collision. Géologie de la France, 2, p.90

DUCASSOU, C., STRULLU-DERRIEN, C., BALLÈVRE, M., DABARD, M. P., GERRIENNE, P., LARDEUX, H. & ROBIN, C. (2009) Age and depositional environment of the Sainte-Anne Formation (Armorican Massif, France): the oldest (Emsian) evidence for mountain erosion in the Variscan belt. Bulletin de la Société géologique de France, 180, (in press).

DUCROT, J., LANCELOT, J.R. & MARCHAND, J. (1983) Datation U-Pb sur zircons de l'éclogite de la Borie (Haut-Allier, France) et conséquences sur l'évolution anté-Hercynienne de l'Europe occidentale. Earth and Planetary Science Letters, 62, 385-394.

DUFRENOY, O. & ELIE DE BEAUMONT, J.-B. (1841) Explication de la carte géologique de France. Paris, Imprimerie Nationale.

DUNLAP, W.J. (1997) Neocrystallisation or cooling? $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages of white micas from low-grade mylonites. Chemical Geology, 143, 181-203.

DUTHOU, J.-L., CHENEVOY, M. & GAY, M. (1994) Age Rb/Sr Dévonien moyen des migmatites à cordiérite du Lyonnais (Massif central français). Comptes Rendus de l'Académie de Sciences de Paris, II 319, 791-796.

EDWARDS, D. & FEEHAN, J. (1980) Records of *Cooksonia*-type sporangia from late Wenlock strata in Ireland. Nature, 287, 41-42.

EDWARDS, D. & RICHARDSON, J. B. (1996) Review of in situ spores in early land plants. In: Jansonius J. & Mc Gregor D.C., Eds., Palynology: principles and applications. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, 1, 391-407.

EGAL, E., LE GOFF, E. & LEBRET, P. (1999) Notice explicative de la carte géologique de la France (1/50 000), feuille Guingamp (242). BRGM.

EGAL, E., GUERROT, C., LE GOFF, E., THIÉBLEMONT, T. & CHANTRAINE, J. (1996a) The Cadomina Orogeny revisited in Northern Brittany (France). In: Nance, R.D. & Thompson, M.D. Avalonian and related peri-Gondwanan terranes of the Circum-North Atlantic. The Geological Society of America, Special Papers, 304, 281-319.

EGAL, E., GUENNOC, P., LE GOFF, E., THIEBLEMONT, D., LEBRET, P. & HALLEGOUËT, B (1996b) Notice explicative de la carte géologique de la France (1/50 000), feuille Pontrieux-Etables-sur-Mer (204). BRGM.

EGGINS, S.M, RUDNICK, R.L. & MC DONOUGH, W.F. (1998) The composition of peridotites and their minerals: a laser ablation ICP-MS study. Earth and Planetary Science Letters, 154, 53-71.

EINSELE, G. (1992) Sedimentary Basins. Evolutions, Facies and Sediments Budgets. Springer-Verlag, Berlin, 628 pp.

ENGEL, W. (1984) Migration of folding and flysch sedimentation on the southern flank of the variscan belt (Montagne Noire, Mouthoumet massif, Pyrenees). Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 135, 279–292.

ENGEL, W., FEIST, R. & FRANKE, W. (1978) Synorogenic gravitational transport in the Carboniferous of the Montagne Noire (S-France). Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 129, 461-472.

ENGEL W. & FRANKE W. (1983) Flysch-Sedimentation: Its relations in tectonism in the European Variscides. In :Martin H. & Eder F.W. (Ed.) Intracontinental Fold Belts, Springer-Verlag, Berlin; p.289-321.

ERBEN, H.K. (1953) Stratigraphie, Tektonik und Faziesverhälnisse des böhmisch entwickelten Unterdevons im Harz. Beihefte zum Geologischen Jahrbuch, 9, 1-98.

ERBEN, H.K. (1964) Facies developments in the marine Devonian of the Old World. Proceedings of the Ussher Society, 1, 92–118.

EVANS, R.D., HINTELMANN, H. & DILLON, P.J. (2001) Measurement of high precision isotope ratios for mercury from coals using transient signals. Journal of Analytical Atomic Spectrometry, 14, 1064-1069.

EWING, R.C., MELDRUM, A., WANG, L.M., WEBER, W.J. & CORRALES, L.R. (2003) Radiation effects in zircon. In: Hanchar J.M. & Hoskin, P.W.O. (Eds) Zircon. Reviews in Mineralogy & Geochemistry, 53, 387–425.

FAIRON-DEMARET, M. (1967). L'*Asteroxylon elberfeldense* Kräusel et Weyland porte-t-il des axes terminaux du type *Hostimella hostimensis* Potonié et Bernard ?. Annales de la Société Géologique de Belgique, X, 1-46.

FAIRON-DEMARET, M. (1979) *Estinnophyton wahnbachense* (Kräusel et Weyland) comb. nov., une plante remarquable du Siegenien d'Allemagne. Review of Palaeobotany and Palynology, 28, 145-146.

FAIRON-DEMARET, M. (1981). Le genre *Leclercqia* Banks H.P., Bonamo P.M. et Grierson J.D., 1972 dans le Dévonien moyen de Belgique. Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, 53, 1-10.

FAURE, G. (1977) Principles of Isotope Geology. Wiley, J. & sons, New York.

FAURE, M. & CARTIER, C. (1998) Déformations ductiles polyphasées dans l'antiforme orthogneissique de St-Clément-de-la-Place (unité de Lanvaux, Massif armoricain). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, II, 326, 795-802.

FAURE, M., BE MEZEME, E., COCHERIE, A., ROSSI, P., CHEMENDA, A., & BOUTELIER, D. (2008) Devonian geodynamic evolution of the Variscan Belt, insights from the French Massif Central and Massif Armoricain, Tectonics, 27, TC2005 doi:10.1029/2007TC002115.

FAURE M., BÉ 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 armoricain. In "The Southern Variscan belt" (Carosi R., Dias R., Iacopini D., Rosenbaum G. eds), Journal of the Virtual Exporer, Electronic Edition, ISSN 1441-8142, 19, paper 5.

FAURE, M., LARDEAUX, J.M. & LEDRU, P. (2009) A review of pre-Permian geology of the Variscan Massif Central, Comptes Rendus Geoscience, 341, 202-213

FAURE, M., LELOIX, C. & ROIG, J.-J. (1997) L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. Bulletin de la Société Géologique de France, 168, 695-705.

FAURE, M., SOMMERS, C., MELETON, J., COCHERIE, A., LAUTOUT, O. (2008) The Léon Domain (French Massif Armoricain) : a westward extension of the Mid-German Crystalline Rise ? Structural and geochronological insights. International Journal of Earth Sciences, doi 10.1007/s00531-008-0360-x.

FEDO, C.M., SIRCOMBE, K.N. & RAINBIRD, R.H. (2003) Detrital zircon analysis of the sedimentary record. In: Hanchar, J.M. & Hoskin, P.W.O. (Eds) Zircons. Reviews in Mineralogy & Geochemistry, 53, 277-303.

FEIST, R., ECHTLER, H., GALTIER, J., MOUTHIER, B. (1994) The Massif Central - Biostratigraphy and dynamics of the non-metamorphic sedimentary record, in : J.D. Keppie (Ed.), Pre-Mesozoic geology in France and related areas,Springer, Heidelberg,1994, p. 89-304.

FENG, R., MARCHADO, N. & LUDDEN, J. (1993) Lead geochronology of zircon by LaserProbe inductively coupled plasma mass spectrometry (LP-ICPMS). Geochimica et Cosmochimica Acta, 57, 3479-3486.

FERNÁNDEZ-MARTÍNEZ, E.M. (1998) Heliolitidae (Cnidaria, Tabulata) del Devonico de la Cordillera Cantabrica (NW de Espana). Trabajos de Geologia, 21, 97-110.

FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., CORFU, F., ARENAS, R., MARCO, A., MARTÍNEZ-CATALÁN, J.R., DÍAZ GARCIA, F., ABATI, F. & FERNÁNDEZ, F.J. (2002) U-Pb evidence for a polyorogenic evolution of the HP-HT units of the NW Iberian Massif. Contributions to Mineralogy and Petrology, 143, 236-253.

FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., DÍAZ GARCÍA, F., JEFFRIES, T.E., ARENAS, R. & ABATI, J. (2003) Constraints on the provenance of the uppermost allochtonousterrane of the NW Iberian Massif : inferences from detrital zircon U-Pb age. Terra Nova, 15, 138-144.

FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J. GUTIÉRREZ ALONSO, COX, R. & JENNER, G.A. (2002b) Assembly of the Armorica Microplate : A strike-Slip Terrane Delivery ? Evidence from U-Pb Ages of Detrital Zircons.Journal of Geology, 110, 619-626.

FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J. GUTIÉRREZ ALONSO, G. & JEFFRIES, T.E. (2002a) The importance of along-margin terrane transport in northern Gondwana : insights from detrital zircon parentage in Neoproterozoic rocks from Iberia and Brittany. Earth and Planetary Science Letters, 204, 75-88.

FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J. GUTIÉRREZ ALONSO, JENNER, G.A. & TUBRETT, M.N. (2000) News ideas on the Proterozoic-Early Palaeozoic evolution of NW Iberia: insights from U-Pb detrital zircon ages. Precambrian Research, 102, 185-206.

FERRONNIERE, G. (1920a) Le Calcaire de la Grange près Chalonnes (Maine-et-Loire). Bulletin de la Société des Sciences Naturelles de l'Ouest de la France, (3), VI, p. 121-139.

FERRONNIERE, G. (1920b) Sur un gisement eifélien du synclinal de la Basse-Loire. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 170, p. 1193-1194.

FERRONNIERE, G. (1921) Le Calcaire de la Grange près Chalonnes (Maine-et-Loire) (suite). Bulletin de la Société des Sciences Naturelles de l'Ouest de la France, (4), I, p. 1-34.

FERRONNIERE, G. (1922) Le Calcaire de la Grange près Chalonnes (Maine-et-Loire) (fin). Bulletin de la Société des Sciences Naturelles de l'Ouest de la France, (4), II, p. 1-37.

FINCH, R.J. & HANCHAR, J.M. (2003) Structure and chemistry of zircon and zircon-group minerals. In: Hanchar, J.M. & Hoskin, P.W.O. (Eds) Zircons. Reviews in Mineralogy & Geochemistry, 53, 1-25.

FLESSA, K.W. & BRAY, R.G. (1977) On the measurement of size-independant morphological variability; an example using successive populations of a Devonian spiriferid brachiopod. Paleobiology, 3, 350-359.

FLOYD, P.A., LEVERIDGE, B.E. (1987) Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. Journal of the Geological Society, London, 144, p. 531-542

FLÜGEL, H. (1956) Revision der ostalpinen Heliolitina. Mitteilungen des Museums für Bergbau, Geologie und Technik Graz, 17, 55-102.

FOLK, R.L. (1980). Petrology of sedimentary rocks. Austin, Texas, Hemphill's, 184 p.

FORTEY, R.A., COCKS, L.R.M. (2003) Palaeontological evidence bearing on global Ordovician-Silurian continental reconstructions, Earth-Science Reviews, 61, 245-307.

FRANKE, W. (1989) Variscan plate tectonics in Central Europe – current ideas and open questions. Tectonophysics, 169, 221-228.

FRANKE, W. (2000) The mid-European segment of the Variscides: tectono-stratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. In: Franke, W., Haak, V., Oncken, O. & Tanner, D. (eds) Orogenic processes: Quantification and modelling in the Variscan Belt, Geological Society of London, Special Publications, 179, p.35–62.

FRANKE, W., DALLMEYER, R.D., WEBER, K. (1995) Geodynamic evolution, In "Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe" (R.D. Dallmeyer, W. Franke, K. Weber eds), Springer-Verlag, Berlin, 579-593.

FRANKE, W. & ENGEL, W. (1986) Synorogenic sedimentation in the Variscan Belt of Europe. Bulletin de la Société Géologique de France, 8, 25-33.

FRIEDL, G., FINGER, F., MCNAUGHTON, N.J. & FLETCHER, I.R. (2000) Deducing the ancestry of terranes: SHRIMP evidence for South America-derived Gondwana fragments in central Europe. Geology, 28, 1035-1038.

GALBRAITH, R. F. (1998) The trouble with "probability density" plots of fission track ages. Radiation Measurement, 29, 2, 125–131.

GALBRAITH, R.F. (1988) Graphical display of estimates having differing standard errors, Technometrics, 30, 271–281.

GALBRAITH, R.F. & GREEN, P.F. (1990) Estimating the component ages in a finite mixture. International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nuclear Tracks and Radiation Measurements, 17, 197-206

GALLAGHER, K., CHARVIN, K., NIELSEN, S., SAMBRIDGE, M. & STEPHENSON, J. (2009) Markov chain Monte Carlo (MCMC) sampling methods to determine optimal models, model resolution and model choice for Earth Science problems, Marine and Petroleum Geology, 26, 525–535.

GAPAIS, D., LE CORRE, C. (1980) Is the Hercynian belt of Brittany a major shear zone ? Nature, 288, 574-576.

GEBAUER, D., SCHERTL, H.P., BRIX, M. & SCCHREYER, W. (1997) 35 Ma old ultrahigh-pressure metamorphism evidence for very rapid exhumation in the Dora-Maira Massif, Western Alps. Lithos, 41, 5-24.

GEHRELS, G.E. (2000) Introduction to detrital zircon studies of Paleozoic and Triassic strata in western Nevada and northern California. Geological Society of America Special Paper, 347, 1-17.

GEHRELS, G.E. & DICKINSON, W.R. (1995) Detrital zircon provenance of Cambrian to Triassic miogeoclinal and eugeoclinal strata in Nevada. American Journal of Sciences, 295, 18-48.

GENSEL, P. & KASPER (2005). A new species of the Devonian lycopod genus Leclercqia from New Brunswick, Canada. Review of Palaeobotany and Palynology, 136, 105-123.

GENSEL, P. (1979). Two Psilophyton species from the Lower Devonian of eastern Canada with a discussion of morphological variation within the genus. Palaeontographica, B 168, 81-99.

GENSEL, P. (1984) A new Lower Devonian plant and the early evolution of leaves. Nature, 309, 785-787.

GEORGE, T.N. (1931) Ambocoelia Hall and certain similar British Spiriferidae. Quarterly Journal of the Geological Society, London, LXXXVII, 30-61.

GEORGET, Y., MARTINEAU, F., CAPDEVILA, R. (1986) Age tardi-hercynien et origine crustale du granite de Brignogan (Finistère, France). Conséquences sur l'interprétation des granites nord-armoricains. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, II, 302, 237-242.

GERRIENNE, P. (1995) Les fossiles végétaux du Dévonien inférieur de Marchin (Bord Nord du Synclinorium de Dinant, Belgique) III. *Psilophyton parvulum* nov. sp. Geobios, 28, 131-144.

GERRIENNE, P. (1996). Lower Devonian plant remains from Marchin (northern margin of Dinant Synclinorum, Belgium). IV. Odonax borealis, gen. et sp. nov. Review of Palaeobotany and Palynology, 93, 89-106.

GERRIENNE, P. (1997a). The fossil plants from the Lower Devonian of Marchin (northern margin of Dinant Synclinorium, Belgium). V. Psilophyton genseliae sp. nov., with hypotheses on the origin of Trimerophytina. Review of Palaeobotany and Palynology, 98, 303-324.

GERRIENNE, P. (1997b). Le genre Psilophyton dans le Dévonien inférieur de Belgique : P.cf. crenulatum Doran et P. forbesii Andrews, Kasper & Mencher. Annales de la Société Géologique de Belgique, 120, 145-159.

GERRIENNE, P. (2008) Les plantes anciennes. In: Hallé F., Ed., Aux origines des Plantes. Arthème Fayard, Paris, 1-42.

GERRIENNE, P., DILCHER, D., BERGAMASCHI, S., MILAGRES, I., PEREIRA, P. & RODRIGUES M.A.C. (2006) An exceptional specimen of the early land plant Cooksonia paranensis, and a hypothesis on the life cycle of the earliest eutracheophytes. Review of Palaeobotany and Palynology, 142, 123-130.

GERRIENNE, P. (1992) The Emsian plants from Fooz-Wépion (Belgium). III. *Foozia minuta* gen. et spec. nov., a new taxon with probable cladoxylean affinities. Revue of Palaeobotany and Palynology, 74, 139-157.

GERRIENNE, P. & STREEL, M. (1994). A biostratigraphic method based on a quantification of the characters of Devonian tracheophytes. Paleobiology, 20, 208-214.

GIL IBARGUCHI J.I., ORTEGA GIRONÉS E., (1985) Petrology, structure and geotectonic implications of glaucophane-bearing eclogites and related rocks from the Malpica-Tuy (MT) unit, Galicia, northwest Spain. Chemical Geology, 50, 145-162.

GIRARDEAU, J., DUBUISSON, G., MERCIER, J.-C.C. (1986) Cinématique de mise en place des ophiolites et nappes crystallophylliennes du Limousin, Ouest du Massif central français. Bulletin de la Société Géologique de France, (8), II, 849-860.

GODARD, G. (1988) Petrology of some eclogites in the Hercynides: The eclogites from the southern Armorican Massif, in "Eclogites and eclogite-facies rcoks" (D.C. Smith ed.). Elsevier, Amsterdam, pp. 451-519.

GODARD, G. (2001) The Les Essarts eclogite-bearing metamorphic Complex (Vendée, southern Armorican Massif, France): Pre-Variscan terrains in the Hercynian belt? Géologie de la France, 2001 (1-2), 19-51.

GODARD, G. & MABIT, J.-L. (1998) Peraluminous sapphirine formed during retrogression of a kyanite-bearing eclogite from Pays de Léon, Armorican Massif, France. Lithos, 43, 15-29.

GOLDMAN, D. & MITCHELL, C. E. (1990) Morphology, systematics, and evolution of Middle Devonian Ambocoeliidae (Brachiopoda), western New York. Journal of Paleontology, 64, 79-99.

GOMEZ BARREIRO, J., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., ARENAS, R., CASTINEIRAS, P., ABATI, J., DIAZ GARCIA, J., WIJBRANS, J.R. (2007) Tectonic evolution of the upper allochthon of the Ordenes complex (northwestern Iberian Massif): structural constraints to a polyorogenic peri-Gondwanan terrane. Geological Society of America Special Paper, 423, 315-332.

GORE, B. & LE CORRE, C. (1987) Cinématique hercynienne du cisaillement nord-armoricain à la bordure du granite syn-tectonique de Saint Renan-Kersaint (Finistère). Bulletin de la Société Géologique de France, (8), III, 811-819.

GRADSTEIN, F.M., OGG, J.G. ET AL., (2004) A Geologic Time Scale 2004. Cambridge University Press, 589 p.

GRADSTEIN, F. M., OGG, J. G., SMITH, A. G., BLEEKER, W., LOURENS, L. J. (2004) A new Geologic Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene. Episodes, 27, 83-100.

GREEN, D.H. (1964) The petrogenesis of the high-temperature peridotite intrusion in the Lizard area, Cornwall. Journal of Petrology, 5, 134-188.

GREEN, P.J. (1995) Reversible jump Markov chain Monte Carlo computation and Bayesian model determination, Biometrika, 82, 711–32

GUERROT, C. (1989) Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest-européenne : géochimie isotopique (Sr, Nd, Pb) et géochronologie U/Pb sur zircons. Thèse Doctort Université, université Rennes, 164 p.

GUERROT, C. & PEUCAT, J-.J. (1990) U/Pb geochronology of the Late Proterozoic Cadomian Orogény in the Northern Armorican Massif. France. In: D'Lemos, R.S., Strachan, R.A.& Topley, C.G. (eds) The Cadomian Orogeny. Geological Society of London, Special Ppublications, 51, 13-26.

GUFFROY, J. (1959) Sur l'existence de Conodontes dans les calcaires paléozoïques du Morvan. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 248, 710-713.

GUILLOCHEAU, F. & HOFFERT, M. (1988) Zonation des dépôts de tempêtes en milieu de plate-forme : le modèle des plates-formes nord-gondwanienne et armoricaine à l'Ordovicien et au Dévonien. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, II 307, 1909–1916.

GUILLOCHEAU, F. & ROLET, J. (1982) La sédimentation paléozoïque ouest armoricaine. Histoire sédimentaire; relations tectonique-sédimentation. Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne, 14, 45-62.

GUILLOT, P.-L. & LEFEVRE, J. (1975) Découvertes de conodontes dans le calcaire à entroques de Génis en Dordogne (série métamorphique du Bas-Limousin). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, D, 280, 1529-1530.

GUINEBERTEAU, B. (1986) Le massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre.Structure, mise en place, distribution de U-Th-K. Thèse Doctorat, Université de Nancy, Séries Géologie et Géochimie de l'Uranium, 11, 218p.

GUMIAUX, C. (2003) Modélisation du cisaillement hercynien de Bretagne centrale: déformation crustale et implications lithosphériques. Mémoires Géosciences Rennes, 106, 267 pp.

GUMIAUX, C., GAPAIS, D., BRUN, J.-P., CHANTRAINE, J., RUFFET, G. (2004) Tectonic history of the Hercynian Armorican Shear belt (Brittany, France). Geodinamica Acta, 17, 289-307.

GÜNTHER, D. & HEINRICH, C.A. (1999) Enhanced sensitivity in laser ablation-ICP mass spectrometry using helium-argon mixtures as aerosol carrier. Journal of Analytical Atomic Spectrometry, 14, 1363–1368.

GUTIÉRREZ-ALONSO, G., FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., CARLOS GUTIÉRREZ-MARCO, J., CORFU, F., MURPHY, J. B. & SUÁREZ, M. (2007) U-Pb depositional age for the upper Barrios Formation (Armorican Quartzite facies) in the Cantabrian zone of Iberia: Implications for stratigraphic correlation and paleogeography. Geological Society of America, Special Paper, 423, 287 - 296.

GUTIÉRREZ-ALONSO, G., FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., COLLINS, A.L., ABAD, I. & NIETO, F. (2005) Amazonian Mesoproterozoic basement in the core of the Ibero-Armorican Arc: $^{40}Ar/^{39}Ar$ detrital mica ages complement the zircon's tale. Geological Society of America, 33, 637-640.

GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. & LARDEUX, H. (1995) Dicellograptus and other Dicranograptine Graptoloïds from the upper Ordovician of S.W. Europe. Graptolite News, 8.

HAMES, W.E. & CHENEY, J.T. (1997) On the loss of $^{40}Ar^*$ from muscovite during polymetamorphism. Geochimica et Cosmochimica Acta, 61, 3863-3872.

HAMMANN, W. & HENRY, J.L. (1978) Quelques espèces de *Calymenella*, *Eohomalonotus* et *Kerfornella* (Trilobita, Ptychopariida) de l'Ordovicien du Massif Armoricain et de la Péninsule Ibérique. Senckenbergiana Lethaea, 59, 401-429.

HANMER, S. (1977) Age and tectonic implications of the Baie d'Audierne basic-ultrabasic complex. Nature, 270, 336-336.

HAO SHOU-GANG WAND, D.M. & WANG Q. (2004). A new species of Estinnophyton from the Lower Devonian Posongchong Formation Yunnan, China; its phylogenetic and palaeophytogeographical significance. Botanical Journal of the Linnean Society, 146, 201-216.

HAQ, B.U. & SCHUTTER, S.R. (2008) A chronology of Paleozoic sea-level changes. Science, 322, 64-68.

HARRISON, T.M., CÉLÉRIER, J., AIKMAN, A.B., HERMANN, J. & HEIZLER, M.T. (2009) Diffusion of ^{40}Ar in muscovite. Geochimica et Cosmochimica Acta, 73, 1039-1051.

HASSAN KERMANDJI, A. M., KOWALSKI, W. M. & TOUHAMI, F. K. (2008) Miospore stratigraphy of Lower and early Middle Devonian deposits from Tidikelt, Central Sahara, Algeria. Geobios, 41, 227-251.

HAVLÍČEK, V. (1959) Spiriferidae v ceskem Siluru a Devonu (Brachiopoda). - Rozpravy Ustredniho Ustavu Geologického, 25, 1-275 (in Czech).

HAVLÍČEK, V. (1967) Brachiopoda of the suborder Strophomenidina in Czechoslovakia. Rozpravy Ustredniho Ustavu Geologického, 33, 1-236.

HEAMAN, L. & PARRISH, R.P. (1991) U-Pb geochronology of accessory minerals. In: Heaman, L., & Ludden, J. (eds) Applications of Radiogenic Isotope Systems to Problems in Geology. Mineralogical Association of Canada, Short Course, Handbook, 19, 59-102.

HEDDEBAUT, C. (1973) Etudes géologiques dans les massifs paléozoïques basques. Doctorat Univ. Lille, 263 pp

HEDDEBAUT, C. (1975) Etudes géologiques dans les massifs paléozoïques basques. Bulletin du BRGM, section IV, 1, 5-30.

HENN, A.H. (1985) Biostratigraphie und Fazies des hohen Unter-Devon bis tiefen Ober-Devon der Provinz Palencia, Kantabrisches Gebirges, N-Spanien. Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie, 26, 1-100.

HENRY, J.-L. (1980) Trilobites ordoviciens du Massif armoricain. Mémoires de la Socété Géologique et Minéralogique de Bretagne, 22, 1-250.

HENRY, J.-L. (1989) Paléoenvironnements et dynamique de faunes de trilobites dans l'Ordovicien (Llanvirn supérieur - Caradoc basal) du Massif Armoricain (France). Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 73, p. 139-153.

HENRY, J.-L., LEFEBVRE, B. & CHAUVIN D. (1997) Stratification thermique probable des eaux marines sur la marge gondwanienne (Massif armoricain) pendant l'Ordovicien (Llanvirn): Implications paléogéographiques. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, 205, 373-392.

HILTON, J. & BATEMAN, R.M. (2006) Pteridosperms are the backbone of seed plant evolution. Journal of the Torrey Botanical Society, 133, 119-168.

HIRATA, T. (1997) Soft ablation technique for laser ablation-inductively coupled plasma mass spectrometry. Journal of Analytical Atomic Spectrometry, 12, 1337-1342.

HIRATA, T. & NESBITT, R.W. (1995) U-Pb isotope geochronology of zircon – evaluation of the laser probe-inductively coupled plasma-mass spectrometry technique. Geochimica et Cosmochimica Acta, 59, 2491-2500.

HOFFMAN, J.F. & LONG, J.V.P. (1984) Unusual sector zoning in Lewisian zircons. Mineralogical Magazine, 48, 513-517.

HOLDER, M.T., LEVERIDGE, B.E. (1986) Correlation of the Rheno-Hercynian Variscides. Journal of the Geological Society, London, 143, 141-147.

HOLLMANN, G. & VON WINTERFELD, C. (1999) Laterale Sutrukturvariationen eines Vorlandüberschiebungsgürtels. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 150, 431-450.

HOLMES, A. (1911) The association of lead with uranium in rock-minerals, and its application to the measurement of geological time. Proceedings of the Royal Society of London, 85A, 248-256.

HOPPING, C.A. (1956) On a specimen of "Psilophyton robustius" Dawson, from the Lower Devonian of Canada. Proceedings of the Royal Society of Edinburgh, B 66, 10-28.

HORN, I., RUDNICK, R. & MC DONOUGH, F. (2000) Precise elemental and isotope ratio determination by simultaneous solution nebulization and laser ablation-ICP-MS: application to U-Pb geochronology. Chemical Geology, 164, 281-301.

HORSTWOOD, M.S.A., FOSTER, G.L., PARRISH, R.R., NOBLE, S.R. & NOWELL, G.M. (2003) Common-Pb corrected *in situ* U–Pb accessory mineral geochronology by LA-MC-ICP-MS, Journal of Analytical Atomic Spectrometry**,** 18, 837–846.

HOSKIN, P.W.O. (2000) Patterns of chaos, Fractal statistics and oscillatory chemistry of zircon. Geochimica et Cosmochimica Acta, 64, 1905-1923.

HOSKIN, P.W.O. & BLACK, L.P. (2000) Metamorphic zircon formation by solid state recrystallisation of protolith igneous zircon. Journal of Metamorphic Geoloogy, 18, 423-439.

HOSKIN, P.W.O. & IRELAND, T.R. (2000) Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. Geology, 28, 627-630.

HUBMANN, B. (1993) Ablagerungsraum, Mikrofazies und Paläoökologie der Barrandeikalk-Formation (Eifelium) des Grazer Paläozoikums. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien, 136, 393-461.

HUBMANN, B. (2007) Plabutsch-Formation: nomen novum pro Barrandeikalk (Mitteldevon, Grazer Paläozoikum). - In: Piller, W.-E. (Ed.): Stratigraphia Austriaca. - Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommission, 16, 269-292.

HUEBER, F.M. (1971). *Sawdonia ornata* : a new name for *Psilophyton princeps* var. *ornatum*. Taxon, 20, 641-642.

HUYSKEN, K.T., WICANDER, R. & ETTENSOHN F.R. (1992) Palynology and Biostratigraphy of selected middle and upper Devonian Black-Shale Sections in Kentucky. Michigan Academy, XXIV, 355-368.

IGLESIAS M., RIBEIRO M.L., RIBEIRO A. (1983) La interpretacion aloctonista de la estructura del Noroeste Peninsular. In « Geologia de España. Libro Jubilar J.M. Rios », Tomo I, Instituto Geológico y Minero de España, p. 459-467.

JACKSON, S.E., LONGERICH, H.P., HORN, I.& DUNNING, G.R. (1996) The application of laser ablation microprobe (LAM)-ICP-MS to in situ U-Pb zircon geochronology. Journal of Conference Abstracts, 1, 283.

JAFFEY, A.H., FLYNN, K.F., GLENDENIN, L.E., BENTLEY, W.C. & ESSLING, A.M. (1971) Precision measurement of half-lives and specific activities of ^{235}U and ^{238}U. Physical Review, C4, 1889-1906.

JÄGER, E. (1967) Die Bedeutung der biotite-Alterswerte, in Jäger, E., Niggli, E. & Wenk, E. Rb-Sr Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen: Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, Neue Folge, 134, 28-31.

JAHNKE, H. (1971) Fauna und Alter der Erbslochgrauwacke (Brachiopoden und Trilobiten, Unter-Devon, Rheinisches Schiefergebirge und Harz). Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie, 9, 1-105.

JAHNKE, H., HENN, A., MADER, H. & SCHWEINEBERG, J. (1983) Silur und Devon im Arauz-Gebiet (Provinz Palencia, N-Spanien). Newsletters in Stratigraphy, 13, 40-66.

JANJOU, D., LARDEUX, H., CHANTRAINE, J., CALLIER, L. & ETIENNE, H. (1998) Notice explicative, carte géol. France (1/50000), feuille de Segré (422), BRGM, Orléans, pp. 68.

JARDINE, S. (1972) Microplancton (Acritarches) et limites stratigraphiques du Silurien terminal au Dévonien supérieur. 7ème Congrès International Stratigraphie et Géologie du Carbonifère, Krefeld 1, 313-323.

JASRA, A., STEPHENS, D.A., GALLAGHER K. & HOLMES, C.C. (2006) Analysis of geochronological data with measurement error using Bayesian mixtures, Mathematical Geology, 38, 269–300.

JÉGOUZO, P. (1980) The South Armorican Shear Zone. Journal of Structural Geology, 2, 39-47.

JEGOUZO, P., PEUCAT, J.-J., AUDREN, C. (1986) Caractérisation et signification géodynamique des orthogneiss calco-alcalins d'âge ordovicien de Bretagne méridionale. Bulletin de la Société Géologique de France, (8), II, 839-848.

JEGOUZO, P., ROSSELLO, A.E. (1988) La branche Nord du cisaillement Sud-Armoricain : un essai d'évaluation du déplacement par l'analyse des mylonites. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, II, 307, 1825-1831.

JOHNSON, J.G., KLAPPER, G. & SANDBERG, C.A. (1985). Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. Geological Society of America Bulletin, 96, 567-587.

JOHNSON, J. G., CARTER, J. L. & HOU, H.-F. (2006) Ambocoelioidea. - In: Williams, A., Brunton, C. H. C., Carlson, S. J. (Eds.): Treatise on invertebrate paleontology. Part H Brachiopoda. Vol. 6 Rhynchonelliformea. Geological Society of America and University of Kansas, 1733-1746.

JONES, J.A. (1991) A mountain front model for the Variscan deformation of the South Wales coalfield. Journal of Geological Society, London, 148, 881-891.

JONES, K.A. (1993) Phase relations in Al_2SiO_5 polymorphs; le Conquet region, North-Western Brittany, France. Proceedings of the Ussher Society, 8, 138-144.

JONES, K.A. (1994) Progressive metamorphism in a crustal-scale shear zone: an example from the Léon region, north-west Brittany, France, Journal of Metamorphic Geology, 12, 69-88.

JUNGHEIM, H.J. (2000) Eifel-Brachiopoden. Beschreibung der aus dem Mitteldevon der Eifel bekannten Brachiopoden. Ein Bestimmungsatlas. Goldschneck-Verlag, Weistadt, 128pp.

KENRICK, P. (1999) Opaque petrifaction techniques. In Fossil plants and spores. Modern techniques. (eds T. P. Jones & N. P. Rowe), Geological Society of London, p. 87-91

KENRICK, P. & CRANE, P.R. (1997). The Origin and Early Diversification of Land Plants: A Cladistic Study. Smithsonian Institution Press, Washington and London, 441p.

KEPPIE, J.D. (1994) Pre-Mesozoic geology in France and related areas, Springer-Verlag, Berlin, 514p.

KERFORNE, F. (1901) Etude de la région silurique occidentale de la presqu'île de Crozon. Rennes, Imp. Simon, 234pp.

KIEH, Y. (1932) Contribution à l'étude géologique de la chaîne de la Marche et du plateau d'Aigurande (Nord-Ouest du Massif central français). Mémoires de la Société Géologique de France, 19, 123p.

KIRBY, G.A. (1979) The Lizard complex as an ophiolite. Nature, 282, 58-61.

KOBER, B. (1986) Whole-grain evaporation for $^{207}Pb/^{206}Pb$ age investigations on single zircon using a single filament thermal ion source. Contributions to Mineralogy and Petrology, 93, 482-490.

KOŠLER, J., FONNELAND, H., SYLVESTER, P., TUBRETT M. & PEDERSEN, R.-B. (2002) U–Pb dating of detrital zircons for sediment provenance studies — a comparison of laser ablation ICPMS and SIMS techniques, Chemical Geology, 182, 605–618.

KOŠLER, J. & SYLVESTER, P.J. (2003) Present trends and the future of zircon in geochronology: laser ablation ICP-MS. Reviews in Mineralogy ans Geochemistry, 53, 243-275.

KOZLOWSKI, R. (1929) Les Brachiopodes gothlandiens de la Podolie polonaise. Palaeontologica Polonica, 1, 1-254.

KRÄUSEL, R. & WEYLAND, H. (1926). Beiträge zur Kenntnis der Devonflora, II. Abhandlungen der Senckenbergische Naturforschende Gesellschaft, 40, 115-155.

KROGH, T.E. (1973) A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination. Geochimica et Cosmochimica Acta, 37, 485-494.

KROGH, T.E. (1982) Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. Geochimica et Cosmochimica Acta, 46, 637-649.

KUKAL, Z. & JÄGER, O. (1988) Siliciclastic signal of the variscan orogenesis; Devonian Srbsko Formation of central Bohemia. Bulletin of the Geological Survey Prague, 63, 65-80.

KUPFAHL, H.-G. (1952), Paläontologische Untersuchungen zur Grenze Gotlandium/Devon im Kellerwald und bei Marburg. Paläontologische Zeitschrift, 25, 160-180.

KUPFAHL, H.-G. (1953) Untersuchungen im Gotlandium und Unterdevon des Kellerwaldes und bei Marburg. Notizblatt des Hesssischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden, 81, 96-128.

LACROIX, A. (1891) Etude pétrographique des éclogites de la Loire-Inférieure. Bulletin de la Société des Sciences Naturelles de l'Ouest France, 1, 81-114.

LACROIX, A. (1898-1899) Le gabbro du Pallet et ses modifications. Bulletin du Service de la Carte Géologique de France, 67, 1-56

LAGARDE, J.-L. (1980) La déformation des roches dans les domaines à schistosité subhorizontale. Applications à la nappe du Canigou-Roc de France (Pyrénées orientales) et au complexe crystallophyllien de Champtoceaux (Massif Armoricain). Thèse Doctorat, Université de Rennes, 170p.

LANCELOT, J., VITRAC, A. & ALLEGRE, C.J. (1976) Uranium and lead isotopic dating with grain-by-grain isotopic analysis. Earth and Planetary Science Letters, 29, 357-366.

LANDING, E. (2005) Early Paleozoic Avalon-Gondwana unity: an obituary – response to "Palaeontological evidence bearing on global Ordovician – Silurian continental reconstructions" by R.A. Fortey and L.R.M. Cocks. Earth-Science Reviews, 69, 169-175.

LANGENSTRASSEN, F. (1972) Fazies und Stratigraphie der Eifel-Stufe im östlichen Sauerland. Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie, 12, 1-106.

LANGENSTRASSEN, F. & MÜLLER, H. (1982) The Lower/Middle Devonian boundary in the Sauerland (Latrop anticline and Wittgenstein syncline, eastern Rheinische Schiefergebirge). Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 55, 337-344.

LANPHERE, M.A. & DALRYMPHE, G.B. (1976) Identification of excess ^{40}Ar by the ^{40}Ar/^{39}Ar age spectrum technique. Earth and Planetary Science Letters, 32, 141-148.

LARDEAUX, J.M., LEDRU, P., DANIEL, I. & DUCHÊNE, S. (2001) The Variscan French Massif Central - a new addition to the ultrahigh pressure metamorphic 'club': exhumation processes and geodynamic consequences. Tectonophysics, 332, 143-167.

LARDEUX, H. (1967) Présence du Dévonien inférieur dans le synclinal de Saint-Georges-sur-Loire (Massif armoricain, Anjou), Comptes Rendus sommaire de la Société Géologique de France, 341.

LARDEUX, H. (1969). Le Dévonien du synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes (Sud-Est du Massif armoricain) : Etat des recherches et précisions nouvelles. Bulletin de la Société d'Etudes Scientifiques d'Anjou, VII, 1-19

LARDEUX, H. (1980) Les faunes de Tentaculites des calcaires dévoniens du horst du Tombeau Leclerc (Synclinorium d'Ancenis, Massif armoricain). Mémoires de la Société d'Etudes Scientifiques d'Anjou, 4, 43-47.

LARDEUX, H. & CAVET, P. (1994) Paleozoic of the Ligerian Domain. In: J.D. Keppie (Editor), Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 152-156.

LARDEUX, H. & WEYANT, M. (1993) Conodontes et Tentaculites (Dacryoconarides) du calcaire de Valet en Chaudefonds (Dévonien Inférieur, Massif armoricain, Anjou). Review of Micropaleontology, 36, 19-28.

LARDEUX, H., BECQ-GIRAUDON, J.-F., BAILLAT, A., BEAULIEU, G., DAVID, J., LARDEUX F. & REGNAULT, S. (2008) Trilobites et Brachiopodes des "Schistes à *Dicellograptus*" de la carrière de Châteaupanne (Ordovicien supérieur, sud-est du Massif armoricain). Bulletin de la Société des Sciences Naturelles de l'Ouest de la France, 30, 63-79.

LARDEUX, H., PILLET, J. & SEMENOFF-TIAN-CHANSKY, P. (1961) Sur l'extension orientale du Frasnien dans le Synclinal d'Ancenis (Sud-Est du Massif armoricain). Comptes rendus sommaires de la Société Géologique de France, p. 111-113.

LARSEN, E.S., KEEVIL, N.B. & HARRISON, H.C. (1952) Method for determining the age of igneous rocks using the accessory minerals. Geological Society of America Bulletin, 63, 1045-1052.

LAVERDIERE, J.-W. (1930) Contribution à l'étude des terrains paléozoïques dans les Pyrénées occidentales. Mémoires de la Société géologique du Nord, X (2), 1-131.

LE BRETON, N., DUTHOU, J.-L., GROLIER, J., LACOUR, A., MEYER, G. & TREUIL, M. (1986) Les diatexites à cordiérite d'Aubusson (Creuse, France): pétrographie, composition, âge. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, II 303, 1557-1562.

LE CORRE, C., AUVRAY, B., BALLEVRE, M. & ROBARDET, M. (1991) Le Massif armoricain. In "Les massifs anciens de France" (Piqué A. ed.). Sciences Géologiques Bulletin, 44, 31-103.

LE CORRE, C., BALE, P. & GEORGET, Y. (1989) Le Léon: un domaine exotique au Nord-Ouest de la chaîne varisque armoricaine (France). Geodinamica Acta, 3, 57-71.

LE GALL, B. (1984) Les formations chaotiques au front du Lizard (Cornouaille anglaise) : nouvelles données sur leur lithologie, leur structure et leur signification géodynamique, Bulletin de la Société Géologique de France, (7), 1357–1364.

LE GALL, J. (1993) Pétrogenèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne. Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du Massif armoricain). Mémoires de Géosciences, Rennes, 52, 370p.

LE HÉBEL, F., FOURCADE, S. BOIRON, M.C., CATHELINEAUN, M., CAPDEVILA, R. & GAPAIS, D. (2007) Fuid history during deep burial and exhumation of oil-bearing volcanics, Hercynian Belt of southern Brittany, France. American Journal of Science, 307, 1096-1125.

LE HERISSE, A. (1983) Les spores du Dévonien inférieur du Synclinorium de Laval (Massif Armoricain). Palaeontographica 188B, 1-81.

LE HÉRISSÉ, A. (2002). Paleoecology, biostratigraphy and biogeography of late Silurian to early Devonian acritarchs and prasinophycean phycomata in well A161, Western Libya, North Africa. Review of Palaeobotany and Palynology, 118, 359-395.

LE HÉRISSÉ, A., SERVAIS, T. & WICANDER, R. (2000) Devonian acritarchs and related forms. Courier Forschungsinstitut Senckenberg 220, 195-205.

LE MAITRE, D. (1931) La faune des calcaires dévoniens du bassin d'Ancenis. Comptes rendus sommaires de la Société Géologique de France, p.188-189.

LE MAITRE, D. (1932) Observations sur la faune du Calcaire de Cope-Choux (Loire-Inférieure). Comptes rendus sommaires de la Société Géologique de France, p.108-109

LE MAITRE, D. (1934) Etudes sur la faune des calcaires dévoniens du bassin d'Ancenis (calcaire de Chaudefonds et calcaire de Chalonnes, Maine-et-Loire). Mémoires de la Société Géologique du Nord, XII, 1-267.

LE MAITRE, D. (1937). Etude de la faune corallienne des calcaires givétiens de la Ville-Dé d'Ardin (Deux-Sèvres). Bulletin de la Société Géologique de France, (5) VII, 105-128.

LE MAITRE, D. (1959) Les faciès hercyniens de la bordure sud-orientale du Massif armoricain. Bulletin de la Société des Etudes Scientifiques de l'Anjou, II, 89-94.

LE MAITRE, D. & PILLET, J. (1964) Première découverte de Trilobite : Scabriscutellum sp. dans le calcaire de Chalonnes (Bassin d'Ancenis). Annales de la Société Géologique du Nord, LXXXIV: 77-81.

LE MENN, J. (1985) Les Crinoïdes du Dévonien inférieur et moyen du Massif Armoricain. Systématique - Paléobiologie - Evolution - Paléoécologie - Biostratigraphie. Mémoires de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne, 30, 268 pp.

LE MENN, J., PLUSQUELLEC, Y., MORZADEC, P. & LARDEUX, H. (1976) Incursion hercynienne dans les faunes rhénanes du Dévonien inférieur de la Rade de Brest (Massif armoricain). Palaeontographica, A 153, 1-61.

LE METOUR, J., avec la collaboration de BLOUIN, J.-P., CLOZIER ,L. & ETIENNE, H. (1989) Notice explicative, Carte géologique France (1/50000), feuille Cholet (510). BRGM, Orléans, 55p.

LE METOUR J., BERNARD-GRIFFITHS J. (1979) Age (limite Ordovicien-Silurien) de mise en place du massif hypovolcanique de Thouars (Massif vendéen). Implications géologiques. Bulletin du BRGM, (I), 4, 365-371.

LECKIE, D. A. & WALKER, R. G. (1982) Storm- and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar-Lower Gates Interval: outcrop equivalents of Deep Basin gas trap in Western Canada. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 66, 138-157.

LEDRU, P., COSTA, S. & ECHTLER, H. (1994) The Massif Central: structure, In: Keppie, J.D. (Ed.), Pre-mesozoic Geology in France and Related Areas, Springer, Berlin, p. 305-323.

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. Bulletin de la Société Géologique de France, (8), V, 605-618.

LEDRU, P., MAROT, A. & HERROUIN, Y. (1986) Le synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire: une unité ligérienne charriée sur le domaine centre armoricain. Découverte de métabasite à glaucophane sur la bordure sud de cette unité. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, (II) 303, 963-968.

LEFEBVRE, B., REGNAULT, S., LARDEUX H., CHAUVIN, D., KUNDURA, J.-P. & ROUSSEL P. (2006) New mitrates (Echinodermata, Stylophora) with Bohemian affinities inthe Ordovician of the Ancenis syncline

(Armorican Massif, France). Abstracts, 12th Int. Echinoderm Conference, 7-11 August 2006, University of NewHampshire, Durham NH: 42-43.

LEJAL-NICOL, A. (1977) Sur la paléoflore famennienne dans les schistes de Porsguen dans la Rade de Brest (France). Actes du 102è Congrès National des Sociétés Savantes, Limoges, I, 51-68.

LEJAL-NICOL, A., PARIS, F., PLAINE, J. & STREEL, M. (1982) Paléoflore et spores du Tournaisien à Saint Pierre Le Potier (Formation de l'Huisserie, synclinorium de Laval). Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne, 14 (2), 35-43.

LEVERIDGE, B.E. & HARTLEY, A.J. (2006) The Variscan Orogeny: the development of Devonian/Carboniferous basins in SW England and South Wales, In "The geology of England and Wales" (Brenchley PJ, Rawson PF eds). Geological Society of London, p. 225-255.

LINNEMANN, U. (Editor) (2004) Das Saxothuringicum. Abriss der präkambrischen und palaäozoischen Geologie von Sachsen und Thüringen. Geologica Saxonica, 48-49, 1-159.

LINNEMANN, U., ELICKI, O. & GAITZSCH, B. (2003) Die Stratigraphie des Saxothuringikums. Geologica Saxonica, 48/49, 29-70.

LINNEMANN, U., MCNAUGHTON, N.J., ROMER, R.L., GEHMLICH, M., DROST, KERSTIN & TONK, C. (2004) West African provenance for Saxo-Thuringian (Bohemian Massif): Did Armorica ever leave pre-Pangean Gondwana? - U/Pb-SHRIMP zircon evidence and the Nd-isotopic record. International Journal of Earth Sciences, 93, 683-705.

LISTER, G.S. & BALDWIN, S.L. (1996) Modelling the effect of arbitrary P–T–t histories on Ar diffusion in minerals using the MacArgon program for the Apple Macintosh, Tectonophysics, 253, 83–109.

LOEBLICH, A.R., JR. & WICANDER E.R. (1976) Organic-walled micro-phytoplankton from the Lower Devonian (Late Gedinnian) Haragan and Bois d'Arc Formations of Oklahoma, U.S.A., part 1: Palaeontographica, B 159, 1-39.

LOI, A. & DABARD, M.P. (1997) Zircon typology and geochemistry in the paleogeographic reconstitution of the Late Ordovician of Sardinia (Italy). Sedimentary Geology, 112, 263-279.

LORENZ, C., DEBRAND-PASSARD, S., LORENZ, J., DESPREZ, N. & MANIVIT, J. (1980) Notice explicative, Carte géologique France (1/50000), feuille Velles (570). BRGM, Orléans, 35p.

LORENZ, C. & LORENZ, J. (1982) Un exemple de tectonique synsédimentaire dans le Dogger du sud du bassin de Paris : la flexure de la forêt de Châteauroux (Indre). Géologie de la France, 3, 205-210.

LORENZ, C. & LORENZ, J. (1983) Mise en évidence d'un « Accident sud du Bassin de Paris » affectant le Paléozoïque entre Ancenis et Montluçon, à partir de ses manifestations tectoniques et sédimentaires dans la couverture. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, II, 297, 73-76.

LORENZ, J. (1980) Tectonique synsédimentaire au cours du Dogger dans le sud du bassin parisien (Indre). Bulletin d'Information de la Géologie du Bassin de Paris, 17, (4), 27-31.

LUCKS, H., SCHULZ, B., AUDREN, C. & TRIBOULET C. (2002) Variscan pressure-temperature evolution of garnet pyroxenites and amphibolites in the Baie d'Audierne metamorphic series, Brittany (France), in "Variscan-Appalachian dynamics: the building of the late Paleozoic basement" (J.R. Martínez-Catalán, R.D. Hatcher Jr, R. Arenas, F. Díaz García eds), Geological Society of America Special Paper, 364, 89-103.

LUDWIG, K.R. (1998) On the treatment of concordant uranium-lead ages. Geochemica et Cosmochimica Acta, 62, p. 665-676.

LUDWIG, K.R. (2000) User's Manual for Isoplot/Ex version 2.2A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Special publication N° 1a, Berkeley Geochronology Center, Berkeley, California, 56 p.

LUDWIG, K.R. (2004) User's Manual for *Isoplot/Ex* A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special publications, Berkeley, 4, 70.

MAGLOIRE, L. (1967) Etude stratigraphique, par la Palynologie, des dépôts argilo-gréseux du Silurien et du Dévonien inférieur, dans la région du Grand Erg Occidental (Sahara algérien). International Symposium on Devonian System of Calgary, 2, 473-492.

MARCHAND, J. (1981) Ecaillage d'un "mélange tectonique" profond : le complexe cristallophyllien de Champtoceaux (Bretagne méridionale). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, II, 293, 223-228.

MARCOUX, E., CHAURIS, L., HALLEGOUËT, B., GUENNOC, P., THIEBLEMONT, D., AVEC LA COLLABORATION DE GUERROT, C., COCHERIE, A., MAREC, A. & MARTEAU, P. (2004) Notice explicative de la feuille Plouguerneau à 1/50 000. BRGM, Service géologique national, Orléans, 144p.

MARSHALL, D.J. (1988) Cathodoluminescence of Geological Materials. Unwin Hyman, Boston.

MARTELET, G., CALCAGNO, P., GUMIAUX, C., TRUFFERT, C., BITRI, A., GAPAIS, D., BRUN, J.P. (2004) Integrated 3D geophysical and geological modelling of the hercynian Suture Zone in the Champtoceaux area (south Brittany, France). Tectonophysics, 382, 117-128.

MARTÍNEZ-CATALÁN, J.R., ARENAS, R., ABATI, J., SÁNCHEZ MARTÍNEZ, S., DÍAZ GARCÍA, F., FERNÁNDEZ SUÁREZ, J., GONZÁLEZ CUADRA, P., CASTIÑEIRAS, P., GÓMEZ BARREIRO, J., DÍEZ MONTES, A.,

GONZÁLEZ CLAVIJO, E., RUBIO PASCUAL, F.J., ANDONAEGUI, P., JEFFRIES, T.E., ALCOCK, J.E., DÍEZ FERNÁNDEZ, R. & LÓPEZ CARMONA, A. (2009) A rootless suture and the loss of the roots of a mountain chain: The Variscan belt of NW Iberia. Comptes Rendus Geoscience, 341, 114-126.

MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., ARENAS, R., DÍAZ GARCÍA, F., GÓMEZ BARREIRO, J., GONZÁLEZ CUADRA, P., ABATI, J., CASTIÑEIRAS, P., FERNÁNDEZ SUÁREZ, J., SÁNCHEZ MARTÍNEZ, S., ANDONAEGUI, P., GONZÁLEZ CLAVIJO, E., DÍEZ MONTES, A., RUBIO PASCUAL, F.J., & VALLE AGUADO, B. (2007) Space and time in the tectonic evolution of the northwestern Iberian Massif. Implications for the comprehension of the Variscan belt. In: Hatcher, R.D., Jr., Carlson, M.P., McBride, J.H., & Martínez Catalán, J.R., (eds.) 4-D Framework of Continental Crust. Geological Society of America Memoirs, 200, 403-423.

MARTÍNEZ-CATALÁN, J.R., ARENAS, R., DÍAZ GARCÍA, F., RUBIO PASCUAL, F.J., ABATI, J. & MARQUÍNEZ, J. (1996) Variscan exhumation of a subducted Paleozoic continental margin: the basal units of the Ordenes Complex, Galicia, NW Spain. Tectonics, 15, 106-121.

MARTÍNEZ-CATALÁN, J.R., FERNÁNDEZ SUÁREZ, J., JENNER, G.A., BELOUSOVA, E. & DÍEZ MONTES, A. (2004) Provenance constraints from detrital zircon U-Pb ages in the NW Iberian Massif : implications form Palaeozoic plate contiguration and Variscan evolution. Journal of the Geological Society, London, 161, 463-476.

MATHIEU, G. (1937) Le gisement et la faune des marbres givétiens de la Ville-Dé d'Ardin (Deux-Sèvres). Bulletin de la Société Géologique de France, VII (5), 91-104.

MATHIEU, G. (1975) Deux rift-valleys carbonifères en relation avec le paléovolcanisme dans le Sud Armoricain (Anjou-Vendée). Compte Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 281, 1959-1962.

MATTE, P. (1986) La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. Bulletin de la Société Géologique de France, (8), II, p. 9-24.

MATTE, P. (2001) The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. Terra Nova, 13, 122-128.

MATTE, P. (2007) Variscan thrust nappes, detachments, and strike-slip faults in the French Massif Central: Interpretation of the lineations. in: Hatcher, R.D., Jr., Carlson, M.P., McBride, J.H., & Martínez Catalán, J.R., (eds.) 4-D Framework of Continental Crust. Geological Society of America Memoirs, 200, p. 391 - 400.

MATTE, P. & HIRN, A. (1988) Généralités sur la chaîne varisque d'Europe, coupe complète de la chaîne sous l'Ouest de la France, Profil Nord de la France. Editions Technip, Paris, pp. 197-222.

MATTE, P., MALUSKI, H., RAJLICH, P. & FRANKE, W. (1990) Terrane boundaries in the Bohemian Massif: Result of large-scale Variscan shearing. Tectonophysics, 177, 151-170.

MATTINSON, (1994) A Study of Complex Discordance in Zircon Using Stepwise Dissolution Technique. Contributions to Mineralogy and Petrology, 116, 117–129.

MAUREL, O., MONIÉ, P., RESPAUT J.-P., LEYRELOUP, A.F. & MALUSKI, A. (2003) Pre-metamorphic 40Ar/39Ar and U-Pb ages in HP metagranitoids from the Hercynian belt (France). Chemical Geology, 193, 195-214.

MC LENNAN, S.M., BOCK, B., COMPSTON, W., HEMMING, S.R. & MCDANIEL, D.K. (2001) Detrital zircon geochronology of Taconian and Acadian foreland sedimentary rocks in New England. Journal of Sedimentary Research, 71, 305-317.

MCDOUGALL, I. & HARRISON, T.M. (1988) Geochronology and thermochronology by the $^{40}Ar/^{39}Ar$ method. Oxford monographs on geology and geophysics, Oxford Press, 9, 212 p.

MCDOUGALL, I. &. HARRISON, T. M (1999) Geochronology and Thermochronology by the $^{40}Ar/^{39}Ar$ Method, Oxford University Press, New York.

MEILLIEZ, F., ANDRE, L., BLIECK, A., FIELITZ, W., GOFFETTE, O., HANCE, L., KHATIR, A., MANSY, J.-L., OVERLAU, P. & VERNIERS, J. (1991) Ardenne-Brabant. Sciences Géologiques Bulletin, 44, 3-29.

MELLETON, J. (2008) Modalités du recyclage de la croûte continentale dans l'orogène varisque par traçage in situ des zircons hérités (mesures U-Pb/LA-ICPMS). Thèse, Université d'Orléans, 249p.

MELLETON, J., COCHERIE, A., FAURE, M. & ROSSI, P. (2009a) Precambrian protoliths and Early Paleozoic magmatism in the French Massif Central : U-Pb data and the North Gondwana connection in the west European Variscan belt. Gondwana Research, in press.

MELLETON, J., FAURE, M. & COCHERIE, A. (2009b) Monazite U-Th/Pb chemical dating of the Early Carboniferous syn-kinematic MP/MT metamorphism in the Variscan French Massif Central. Bulletin de la Société Géologique de France, 180, 283-292.

MERRIHUE, C. (1965) Trace-element Determinations and Potassium-argon Dating by Mass Spectroscopy of Neutron-irradiated Samples. Transactions American Geophysical Union, 46, p. 125.

MERRIHUE, C. & TURNER, G. (1966) Potassium-argon dating by activation with fast neutrons. Journal of Geophysical Research, 71, 2852-2857.

MEYER-BERTHAUD, B., FAIRON-DEMARET, P., STEEMANS, P., TALENT, J. & GERRIENNE, P. (2003) The plant *Leclercqia* (Lycopsida) in Gondwana: implications for reconstructing Middle Devonian paleogeography. Geological Magazine, 140, 119-130.

MILON, Y. (1932) Etude préliminaire de la microfaune des calcaires frasniens de Cope-Choux. Comptes rendus sommaires de la Société Géologique de France, 68-69.

MONTERO, P., BEA, F, GONZÁLEZ LODEIRO, F., TALAVERA, C. & WHITEHOUSE, M.J. (2007) Zircon ages of the metavolcanic rocks and metagranites of the Ollo de Sapo Domain in Central Spain: implications for the Neoproterozoic to Early Palaeozoic evolution of Iberia, Geological Magazine, 144, 963-976.

MONTIGNY, R. (1985) Méthode classique potassium-argon, dans « Méthodes de Datation par les Phénomènes Nucléaires Naturels. Applications » Chapitre XI. (Ed.) Roth, E. & Poty, B., Masson.

MONTIGNY, R. & ALLEGRE, C.J. (1974) A la recherche des océans perdus: les éclogites de Vendée, témoins métamorphisés d'une ancienne croûte océanique. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 279, 543-545.

MOORE, R. C. & JEFFORDS, T. H. (1968) Classification and nomenclature of fossil Crinoïds based on dissociated part of columns. University of Kansas Paleontogical Contributions, Echinodermata, 9, 1-86.

MOREAU-BENOIT, A. (1974) Recherches de palynologie et de planctologie sur le Dévonien et quelques formations siluriennes dans le Sud-Est du Massif Armoricain. Mémoires de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne, 18, 1- 248.

MOREAU-BENOIT, A. & DUBREUIL, M. (1987) Confirmation du Silurien et découverte du Dévonien inférieur par la palynoplanctologie dans les schistes et grès de la terminaison orientale du bassin d'Ancenis (sud-est du Massif armoricain). Géologie de la France, 1, 37-54.

MORZADEC, P. (1983) Le Dévonien (Emsien-Famennien) de la rade de Brest (Massif armoricain). Lithologie, cartographie, stratigraphie et paléoécologie. Géologie de la France., 2, 269-310.

MORZADEC, P., PARIS, F., PLUSQUELLEC, Y., RACHEBOEUF, P. & WEYANT, M. (1988) Devonian stratigraphy and paleogeography of the Armorican massif (western France). In: McMillan, N. J., Embry, A. F. & Glass D. J. (Eds.): Devonian of the world. I - Regional syntheses. Canadian Society of Petroleum Geologists, 401-420.

MURCHISON; R.I. (1859) Siluria. The history of the oldest known rocks containing organic remains, with a brief description of gold over the Earth. J. Murray, London.

NANCE; R.D. & MURPHY; J.B. (1994) Contrasting basement isotopic signatures and the palinspastic restoration of peripheral orogens: Example from the Neoproterozoic Avalonian-Cadomian belt. Geology, 22, 617-620.

NANCE, R.D., MURPHY, J.B. & KEPPIE J.D. (2002) A Cordilleran model for the evolution of Avalonia. Tectonophysics, 352, 11-31.

NASDALA, L., ZHANG, M., KEMPE, U., PANCZER, G., GAFT, M., ANDRUT, M. & PLÖTZE, M. (2003) Spectrometric methods applied to zircon. In: Hanchar, J.M. & Hoskin, P.W.O. (Eds) Zircons. Reviews in Mineralogy & Geochemistry, 53, 427-467.

NELSON, D.R. (2001) An assessment of the determination of depositional ages for Precambrian clastic sedimentary rocks by U-Pb dating of detrital zircon. Sedimentary Geology, 141-142, 37-60.

NEMCHIN, A.A. & PIDGEON, R.T. (1997) Evolution of the Darling Range Batholith, Yilgarn Craton, Western Australia: a SHRIMP zircon study, Journal of Petrology, 38, 625–649.

NIER, A.O. (1939) The isotopic composition of uranium and the half-lives of the uranium isotopes. I. Pysical Review, 60, 150-153.

NIER, A.O. (1950) A redetermination of the relative abundances of the isotopes of neon, krypton, rubidium, xenon and mercury. Physical Review, 79, 450.

NUTMAN, A.P., GREEN, D.H., COOK, C.A., STYLES, M.T. & HOLDSWORTH, R.E. (2001) SHRIMP U-Pb zircon dating of the exhumation of the Lizard Peridotite and its emplacement over crustal rocks: constraints for tectonic models, Journal of Geology Society, London, 158, 809-820.

OBRHEL, J. (1961) Die Flora der Srbsko-Schichten (Givet) des mittelböhmischen Devons. Sbornik Ustredniho Ustavu Geologického, 26, 7-46.

OBRHEL, J. (1968) Die Silur- und Devonflora des Barrandiums. Paläontologische Abhandlungen, B II, 635-704.

OEHLERT, D. (1881) Note sur le calcaire de Montjean et Chalonnes (Maine-et-Loire). Annales des Sciences Géologiques, XII, 1-12.

OEHLERT, D. (1887) Brachiopodes du Dévonien de l'Ouest de la France. Buletin de la Société des Etudes Scientifiques d'Angers, 1887, 1-8.

OEHLERT, D.-P. (1889) Sur le Dévonien des environs d'Angers. Bulletin de la Société Géologique de France, (3), XVII, 742-791.

ONCKEN, O., VON WINTERFELD, C. & DITTMAR, U. (1999) Accretion of a passive rifted margin: the Late Paleozoic Rheno-hercynian fold and thrust belt (Middle European Variscides). Tectonics, 18, 75-91.

ORDÓÑEZ-CASADO, B., GEBAUER, D., SCHÄFER, H.J., GIL IBARGUCHI, J.I. & PEUCAT, J.-J. (2001) A single Devonian subduction event for the HP/HT metamorphism of Cabo Ortegal complex within the Iberian Massif. Tectonophysics, 332, 359-385.

OWEN, M.R. (1987) Hafnium content of detrital zircon: a new tool for provenance study. Joournal of Sedimentary Petrology, 57, 824-830.

PANKHURST, R. J., MOORBATH, S., REX, D. C. & TURNER, G. (1973) Mineral age patterns in ca. 3700 my old rocks from West Greenland. Earth and Planetary Science Letters, 20, 157-170.

PAQUETTE, J.-L. (1987). Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne hercynienne et chaîne alpine. Mémoires et Documents du CAESS, 14, 189p.

PAQUETTE, J.-L., BALE P., BALLEVRE M. & GEORGET Y. (1987) Géochronologie et géochimie des éclogites du Léon : nouvelles contraintes sur l'évolution géodynamique du Nord-Ouest du Massif Armoricain. Bulletin de Minéralogie, 110, 683-696.

PAQUETTE, J.-L., MARCHAND, J. & PEUCAT, J.-J. (1984) Absence de tectonique cadomienne dans le complexe de Champtoceaux (Bretagne méridionale)? Comparaison des systèmes Rb-Sr et U-Pb d'un métagranite. Bulletin de la Société Géologique de France, (7) 26: 907-912.

PAQUETTE, J.-L., MONCHOUX, P. & COUTURIE 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. Geochimica et Cosmochica Acta, 59, 1611-1623.

PAQUETTE, J-L., PEUCAT, J.-J., BERNARD-GRIFFITHS, J. & MARCHAND, J. (1985) Evidence for old Precambrian relics shown by U-Pb dating of eclogites and associated rocks in the Hercynian belt of South Brittany, France. Chemical Geology, 52, 203-216.

PARADIS, S., VELDE, B. & NICOT E. (1983) Chloritoid-pyrophyllite-rectorite facies rocks from Brittany, France. Contributions to Mineralogy and Petrology, 83, 342-347.

PARIS, F. (1998) Early Palaeozoic palaeobiogeography of northern Gondwana regions. Acta Universitatis Carolinae. Geologica, 42, p. 473-483.

PARIS, F. & ROBARDET, M. (1977) Paléogéographie et relations ibéro-armoricaines au Paléozoïque anté-Carbonifère. Bulletin de la Société Géologique de France, (7), XIX, 1121-1126.

PARRISH, R.R. & KROGH, T.E. (1987) Synthesis and purification of ^{205}Pb for U-Pb geochronology. Chemical Geology, 66, 103-110.

PARRISH, R.R. & NOBLE, S.R. (2003) Zircon U-Th-Pb geochronology by isotope dilution – thermal ionization mass spectrometry (ID-TIMS). In: Hanchar, J.M. & Hoskin, P.W.O. (Eds) Zircons. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 53, 183-213.

PELHATE, A. (1994) Carboniferous of the Armorican Massif In: J.D. Keppie (Editor), Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, pp. 162-198.

PENEAU, J. (1928) Etudes sur le Dévonien de la Basse-Loire. I. - Les Faciès schisteux du Dévonien moyen aux environs de Chalonnes (Maine-et-Loire). Bulletin de la Société des Sciences Naturelles de l'Ouest de la France, 1927, VII (4), 94-122.

PENEAU, J. (1928) Recherches stratigraphiques et paléontologiques dans le Sud-est du Massif Armoricain. Bulletin de la Société des Sciences Naturelles de l'Ouest de la France, 48, 1-300.

PENEAU, J. (1932) Observations sur le Dévonien et le Dinantien du Pli d'Ancenis (Loire-Inférieure). Bulletin de la Société Géologique de France, 5, 615-621.

PENEAU, J. (1933) La Faune du Dévonien supérieur de l'Ecochère près d'Ancenis (Loire-Inférieure). Comptes rendus sommaires de la Société Géologique de France, p.33-34.

PENECKE, K.A. (1887) Über die Fauna und das Alter einger paläozoischer Korallenriffer der Ostalpen. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 39, 267-276.

PERROUD, H., BONHOMMET, N. & THEBAULT, J.-P. (1986) Palaeomagnetism of the Ordovician Moulin de Chateaupanne Formation, Vendée, western France. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 85, 573-582.

PERROUD; H., VAN DER VOO, R. & BONHOMMET, N. (1984) Paleozoic evolution of the Armorica plate on the basis of paleomagnetic data. Geology, 12, 579-582.

PETITPIERRE, E. & DUTHOU, J.-L. (1980) Age westphalien par la méthode Rb/Sr du leucogranite de Crevant, Plateau d'Aigurande (Massif Central français). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, D, 291, 163-166.

PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E. & SIEVER, R. (1972) Sand and sandstones. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 618pp.

PEUCAT, J.-J. (1973) Les schistes cristallins de la baie d'Audierne: étude pétrographique et structurale. Thèse Doctorat 3ème cycle, Rennes Univ. 108p.

PEUCAT, J.-J. (1986) Rb-Sr and U-Pb dating of the blueschists of the Ile de Groix, Geological Society of America Memoires,164, 229-238.

PEUCAT, J.-J. (1983) Géochronologie des roches métamorphiques (Rb-Sr, U-Pb). Exemples choisis au Groënland, en Laponie, dans le Massif Armoricain et en Grande Kabylie. Mémoires de la Société Géologique et minéralogique de Bretagne, 28, 158 p.

PEUCAT, J.-J., BERNARD-GRIFFITHS J., GIL IBARGUCHI J.I., DALLMEYER R.D., MENOT R.P., CORNICHET J., IGLESIAS PONCE DE LEON M. (1990) Geochemical and geochronological cross-section of the deep Variscan crust : The Cabo Ortegal high-pressure nappe (northwestern Spain). Tectonophysics, 177, 263-292.

PEUCAT, J.-J. & COGNE, J. (1974) Les schistes cristallins de la Baie d'Audierne (Sud Finistère) : un jalon intermédiaire entre la Meseta ibérique et les régions sud-armoricaines. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, D, 278, 1809-1812.

PEUCAT, J.-J., VIDAL, P., GODARD, G. & POSTAIRE, B. (1982) Precambrian U-Pb zircon ages in eclogites and garnet pyroxenites from South-Brittany (France): an old oceanic crust in the West European Hercynian belt? Earth and Planetary Science Letters, 60, 70-78.

PHILIPPOT, A. (1950) Les Graptolites du Massif armoricain. Etude stratigraphique et paléontologique, Mémoires de la Socété Géologique et Minéralogique de Bretagne, 8, pp. 1–295.

PIÇARRA, J.-M., ROBARDET, M., BOURARHOUH, A., PARIS, F., PEREIRA, Z., LE MENN, J., GOURVENNEC, R., OLIVEIRA, T. & LARDEUX, H. (2002) Le passage Ordovicien-Silurien et la partie inférieure du Silurien (Sud-Est du Massif armoricain, France). Comptes Rendus Geoscience, 334, 1177-1183.

PIÇARRA, J. M., ROBARDET, M., OLIVEIRA, J. T., PARIS, F. & LARDEUX H., (2009) Graptolite faunas of the Llandovery phtanites at Les Fresnaies (Chalonnes-sur-Loire, southeastern Armorican Massif) : Palaeontology and biostratigraphy. Bulletin of Geosciences, 84, 41-50.

PIÇARRA, J.-M., ROBARDET, M., PARIS, F., LARDEUX, H. & GUTTIERREZ-MARCO, J.-C. (2000) First evidence of the basal Llandovery Parakidograptus acuminatus graptolite Biozone in the Armorican Massif (western France), Palaeontology Down Under 2000, Geological Society of Australia, pp. 80-86.

PICKERING, K.T., HISCOTT, R.N. & HEIN, F.J. (1989) In :Deep-marine environments (416p). London : Unwin Hyman.

PIDGEON, R.T. (1992) Recrystallization of oscillatory zoned zircon: some geochronological and petrological implications. Contribution to Mineralogy and Petrology, 110, 463-472.

PILLET, J. (1992) Les faunes trilobitiques du Llanvirn dans le Sud-Est du Massif armoricain. Mémoires de la Société d'Etudes Scientifiques d'Anjou, 11, 1-58.

PIN C., CARME, F. (1987) A Sm-Nd isotopic study of 500 Ma old oceanic crust in the Variscan belt of Western Europe : the Chamrousse ophiolite complex, Western Alps (France). Contributions to Mineralogy and Petrology, 96, 406-413.

PIN, C. & LANCELOT, J. (1978) Un exemple de magmatisme cambrien dans le Massif Central: les métadiorites quartzitiques intrusives dans la série du Lot. Bulletin de la Société Géologique de France, (7), X, 203-208.

PIN, C. & LANCELOT, J. (1982) U-Pb dating of an early Paleozoic bimodal magmatism in the French Massif Central and of its further metamorphic evolution. Contributions to Mineralogy and Petrology, 79, 1-12.

PIN, C., PAQUETTE, J.-L., SANTOS ZALDUEGUI, J.F. & GIL IBARGUCHI, J.I. (2002) Early Devonian supra-subduction zone ophiolite related to incipient collisional processes in the western Variscan belt: The Sierra de Careón unit, Ordenes Complex, Galicia, in "Variscan-Appalachian dynamics: the building of the late Paleozoic basement" (J.R. Martínez-Catalán, R.D. Hatcher Jr, R. Arenas, F. Díaz García eds). Geological Society of America Special Paper, 364, 57-72.

PIN, C., PAQUETTE, J.-L., ABALOS, B., SANTOS, F.J. & GIL IBARGUCHI, J.I. (2006) Composite origin of an early Variscan transported suture : Ophiolitic units in the Morais Nappe Complex (north Portugal). Tectonics, 25, TC5001 doi:10.1029/2006TC001971.

PIN, C., PEUCAT, J.-J. (1986) Ages des épisodes de métamorphisme paléozoïque dans le Massif central et le Massif armoricain, Bulletin de la Société Géologique de France, (8), II, 461-469.

PITRA, P., BALLEVRE, M. & RUFFET, G. (2009) Inverted metamorphic field gradient towards a Variscan suture zone (Champtoceaux Complex, Armorican Massif, France). Journal of Metamorphic Geology, sous presse.

PIVETTE, B. (1978) Le Synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire : sa place dans l'évolution géodynamique de la Bretagne méridionale au Paléozoïque, Univ. Rennes, 108 pp.

PLUSQUELLEC, Y. & JAHNKE, H. (1999). Les tabulés de l'Erbslochgrauwacke (Emsien inférieur du Kellerwald) et le problème des affinités paléogéographiques de l'allochtone "Giessen-Harz". Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt Wien, 54, 435-451.

POTONIE, H. & BERNARD, C. (1904) Flore dévonienne de l'étage H. de Barrande. Raimund Gerhard Ed., Leipzig. 64p.

POUJOL, M., KIEFER, R., ROBB, L.J., ANHAEUSSER, C.R. & ARMSTRONG, R.A. (2005) New U-Pb data on zircons from the Amalia greenstone belt Southern Africa: insights into the Neoarchean evolution of the Kaapvaal Craton. South African Journal of Geology, 108, 317-332.

PRYER, K.M., SCHNEIDER, H., SMITH, A.R., CRANFILL, R., WOLF, P.G., HUNT, J.S. & SIPES, S.D. (2001) Horsetails and ferns are a monophyletic group and the closest living relatives to seed plants. Nature, 409, 618-622.

PUPIN, J.P. (1980) Zircon and granite petrology. Contribution to Mineralogy and Petrology, 73, 207-220.

PURDY, J.W. & JÄGER, E. (1976) K–Ar ages on rock-forming minerals from the Central Alps, Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell' Università di Padova, p. 30.

RABIEN, A. (1956) Zur Stratigraphie und Fazies des Ober-Devons in der Waldecker Hauptmulde. Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung, 16, 1-83.

RACHEBOEUF, P. R., FERRER BATET, E. & MAGRANS, J. (1993) Un nouvel assemblage faunique du Dévonien inférieur de Catalogne (NE de l'Espagne). Treballs del Museu de Geologia de Barcelona, 3, 5-18.

RACHEBOEUF, P. R. & ROBARDET, M. (1986) Le Pridoli et le Dévonien inférieur de la Zone d'Ossa-Morena (Sud-Ouest de la Péninsule Ibérique). Etude des Brachiopodes. Geologica et Palaeontologica, 20, 11-37.

RAINBIRD, R.H., STERN, R.A., KHUDOLEY, A.K., KROPACHEV, A.P., HEAMAN, L.M. & SUKHORUKOV, V.I. (1998) U–Pb geochronology of Riphean sandstone and gabbro from southeast Siberia and its bearing on the Laurentia–Siberia connection. Earth and Planetary Science Letters, 164, 409–420

RAST, N., O'BRIEN, B.H. & WARDLE, R.J. (1976) Relationships between Precambrian and Lower Paleozoic rocks of the 'Avalon Platform' in New Brunswick, the northeast Appalachians and the British Isles. Tectonophysics, 30, 315-338.

RAST, N. & SKEHAN J.W. (1983) The evolution of the Avalonia plate. Tectonophysics, 100, 257-286.

RAUSCHER, R., DOUBINGER, J. & MANCHE-BAIN A. (1965) Spores et acritarches du Dévonien inférieur (Siegénien) du Cotentin. Bulletin du Service de la Carte géologique d'Alsace-Lorraine, 18, 307-317.

RAYNER, R.J. (1983) New observations on *Sawdonia ornata* from Scotland. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, 74, 79-93.

REGNAULT, S. (1981) Stratigraphie et structure du Paléozoïque dans le Ménez-Bélair occidental (Synclinorium médian armoricain). Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne, 13 (1), 1-111.

RENAUD, A. (1942) Le Dévonien du synclinorium médian Brest-Laval. Mémoires de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne, 7, 1-89 et 1-440.

RIBEIRO, A., PEREIRA, E. & DIAS, R. (1990) Structure in the Northwest of Iberian Peninsula, In: Pre-Mesozoic geology of Iberia (R. D. Dallmeyer, E. Martinez Garcia eds). Springer, Berlin, 220-236.

RIBEIRO, A., QUESASA, C. & DALLMEYER, R.D. (1990) Geodynamic Evolution of the Iberian Massif. In: Dallmeyer, R.D., Martínez García (eds.) Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Springer-Verlag, Berlin, p.399-409.

RIVIERE, L.-M. (1977a) Le Culm frasno-dinantien du synclinal d'Ancenis (S.E. du Massif armoricain) au Nord de la Loire. Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne, (C) IX(1), 19-57.

RIVIERE, L.M. (1977b) Les modifications du Culm au contact du granite de Mésanger. Bulletin de la Société des Sciences Naturelles de l'Ouest de la France, LXXV, 69-74.

ROBACK, R.C. & WALKER, N.W. (1995) Provenance, detrital zircon U-Pb geochronometry, and tectonic significance of Permian to Lower Triassic sandstone in southeastern Quesnellia, British Columbia and Washington. Geological Society of America Bulletin, 107, 665-675.

ROBARDET, M. (2003) The Armorica "microplate": fact or fiction? Critical review of the concept and contradictory palaeobiogeographical data. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 195, 125-148.

ROBARDET, M. & DORÉ, F. (1988) The Late Ordovician diamictic formations from southwestern Europe: north-Gondwana glacio-marine deposits. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 66, 19-31.

ROBARDET, M., GROSS-UFFENORDE, H., GANDL, J. & RACHEBOEUF, P.R. (1991) Trilobites et Ostracodes du Dévonien inférieur de la Zone d'Ossa-Morena (Espagne). Géobios, 24, 333-348.

ROBARDET, M. & GUTTIÉRREZ-MARCO, J.C. (2004) The Ordovician, Silurian and Devonian sedimentary rocks of the Ossa-Morena Zone (SW Iberian Peninsula, Spain). Journal of Iberian Geology, 30, 73-92.

RODDICK, J.C. (1983) High precision intercalibration of $^{40}Ar/^{39}Ar$ standards. Geochimica and Cosmochimica Acta, 47, 887-898.

RODRIGUEZ, J., COSCA, M.A., GIL IBARGUCHI, J.I. & DALLMEYER, R.D. (2003) Strain partitioning and preservation of $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages during Variscan exhumation of a subducted crust (Malpica-Tui complex, NW Spain). Lithos, 70, 111-139.

ROGER, F. & MATTE P. (2006) Early Variscan HP metamorphism in the western Iberian Allochthon – A 390 Ma U-Pb age for the Bragança eclogite (NW Portugal). International Journal of Earth Sciences, 94, 173-179.

ROIG, J.-P., FAURE, M. & LEDRU, P. (1996) Polyphase wrench tectonics in the southern french Massif Central : kinematic inferences from pre- and syntectonic granitoids. Geologische Rundschau, 85, 138-153.

ROLET, J. (1984) Grabens losangiques (pull-apart) en régime de décorchement. Le rôle des coulissements hercyniens dans l'individualisation des bassins carbonifères du Massif armoricain. Annales de la Société Géologique du Nord, CIII, 209-220.

ROLET, J., LE GALL, B., DARBOUX, J.-R., THONON, P. & GRAVELLE, M. (1986) L'évolution géodynamique dévono-carbonifère de l'extrémité occidentale de la chaîne hercynienne d'Europe sur le transect Armorique-Cornwall. Bulletin de la Société Géologique de France, (8), II, 43-54.

ROLET, J. & THONON, P. (1978) La semelle d'un charriage hercynien majeur effondrée par un réseau de fractures en régime coulissant dextre; sa mise en évidence grâce aux marqueurs filoniens de la Rade de Brest (Massif armoricain). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, D, 287, 1099-1102.

ROLIN, P., AUDRU, J.-C., BOURROULLEC, I., WYNS, R., THIEBLEMONT, D., COCHERIE, A., GUERROT, C., COURTOIS, N., BERNARD, E., avec la collaboration de CHANTRAINE, J., LAMBERT, J. & TERRIER-SEDAN, M. (2000) Notice explicative de la feuille les Herbiers à 1/50000, BRGM, Service Géologique National, Orléans, 117p.

ROLIN, P. & COLCHEN, M. (2001) Les cisaillements hercyniens de la Vendée au Limousin. Géologie de la France, 1-2, 87-116.

ROLIN, P. & DUTHOU, J.-L., QUENARDEL J.-M. (1982) Datation (Rb/Sr) des leucogranites de Crozant et d'Orsennes. Conséquences dur l'âge de la dernière phase de la tectonique tangentielle sur le Plateau d'Aigurande (NW du Massif central français). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, II, 294, 799-802.

ROLIN, P. & QUENARDEL J.-M. (1980) Nouvelle interprétation du renversement de la série cristallophyllienne du plateau d'Aigurande (nord-ouest du Massif central, France). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, D, 290, 17-20.

ROSENTHAL, J.S. (2008) Optimal proposal distributions and adaptative MCMC. In: S. Brooks, A. Gelman, G. Jones, & X.-L. Meng, (eds) Handbooks of Markov Chain Monte Carlo

ROSMAN, K.J.R. & TAYLOR, P.D.P. (1998) Isotopic composition of the elements 1997. Pure and Applied Chemistry, 70, 217–235.

ROSMAN, K.J.R. & TAYLOR, P.D.P. (1999) Isotopic composition of the elements 1997, Journal of Analytical Atomic Spectrometry**,** 14, 5N-24N**.**

ROUAULT, M. (1846) Catalogue des fossiles du terrain paléozoïque des environs de Rennes. Bulletin de la Société Géologique de France, IV (2), 322.

ROUBAULT, M. (1963) Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant. Lamarre-Poinat, Paris, 365p.

RUFFET, G. (1991) Paléomagnétisme et ^{40}Ar/^{3}9Ar: étude combinée sur des intrusions précambriennes et paléozoïques du Trégor (Massi Armoricain). Mémoires du Centre Armorician d'Etude Structurale des Socles, 41, 261pp.

RUFFET, G. FERAUD, G., BALLEVRE, M. & KIENAST, J.-R. (1995) Plateau ages and excess argon in phengites: an ^{40}Ar–^{39}Ar laser probe study of Alpine micas (Sesia zone, Western Alps, northern Italy), Chemical Geology (Isotopic Geosciences Section), 121, p. 327–343.

RUFFET, G., GRUAU, G., BALLÈVRE, M., FÉRAUD, G. & PHILIPPOT, P. (1997) Rb-Sr and ^{40}Ar/^{39}Ar laser probe dating of high-pressure phengites from the Sezia zone (western Alps): underscoring of excess argon and new age constrains on the high-pressure metamorphism. Chemical Geology, 141, 1-18.

RUTHERFORD, E. (1905) Present problems in radioactivity. Popular Science, 1-34.

RUTHERFORD, E. (1929) Origin of actinium and the age of the Earth. Nature, 123, 313-314.

SADLER, P.M. (1974) Trilobites from the Gorran Quartzites, Ordovician of south Cornwall. Palaeontology,17, 71-93.

SAMBRIDGE, M.S. & COMPSTON, W. (1994) Mixture modeling of multi-component data sets with application to ion-probe zircon ages. Earth and Planetary Science Letters, 128, 373-390.

SAMBRIDGE, M., GALLAGHER, K. JACKSON, A. & RICKWOOD, P. (2006) Trans-dimensional inverse problems, model comparison and the evidence. Geophysical Journal International 167, 528–542.

SANTALLIER, D. (1964) Etude des roches granitiques et des laves paléozoïques du Choletais. Thèse Doc. 3° cycle. Université de Paris.

SANZ-LOPEZ, J., BARNOLAS, A. & GARCIA-SANSEGUNDO, J. (1998) Le Silurien supérieur et le Dévonien inférieur à faciès carbonatés du massif des Gabarres (chaînes côtières catalanes, Nord-Est de l'Espagne): stratigraphie et relation structurale avec les séries sous-jacentes. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, II 326, 893-900.

SAPIN, S. (1967) Principaux résultats géologiques des travaux d'exploration pétrolière réalisés par la société nationale des pétroles d'Aquitaine dans le Sud-Ouest du bassin de Paris. Bulletin de la Société Géologique de France, (7), IX, 327-354.

SCHÄFER, J. & DÖRR, W. (1997) Heavy-mineral analysis of detrital zircons: a new approach to provenance study (Saxothuringian flysch, Germany). Journal of Sedimentary Research, 67, 451-461

SCHALTEGGER, U., FANNING, C.M., GÜNTHER, D., MAURIN, J.C., SCHULMANN, K. & GEBAUER, D. (1999) Growth, annealing and recrystallisation of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical. Contributions to Mineralogy and Petrology, 134, 186-201.

SCHERER, E.E., MEZGER, K. & MÜNKER, C. (2002) Lu-Hf ages of high-pressure metamorphism in the Variscan foldbelt of southern Germany. Geochimica Cosmochimica, Acta Suppl, 66, A, 677, (abs.).

SCHIØTTE, L., COMPSTON, W. & BRIDGWATER, D. (1998) Late Archean ages for the deposition of clastic sediments belonging to the Malene supracrustals, southern West Greenland: evidence from an ion probe U-Pb zircon study. Earth and Planetary Science Letters, 87, 45-58.

SCHNEIDER, A. (1962) Zur Tektonik und Metamorphose des nördlichen Spessart-Krisallins. Notizblatl des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung, 90, 246-272.

SCHÖNLAUB, H. P. (1992) Stratigraphy, biogeography and paleoclimatology of the Alpine Paleozoic and its implications for plate movements. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien, 135, 381-418.

SCHULMANN, K., KONOPÁSEK, J., JANOUŠEK, V., LEXA, O., LARDEAUX, J.M., EDEL, J.B., ŠTÍPSKÁ, P. & ULRICH, S. (2009) An Andean type Palaeozoic convergence in the Bohemian Massif. Comptes Rendus Geoscience, 341, 266-686.

SCHULMANN, K., KRÖNER, A., HEGNER, E., WENDT, I., KONOPSEK, J., LEXA, O. & STIPSKÁ, P. (2005) Chronological constraints on the pre-orogenic history, burial and exhumation of deep-seated rocks along the eastern margin of the Variscan orogen, Bohemian Massif, Czech Republic. American Journal of Science, 305, 407-448.

SCHULZ, B., KRENN, E., FINGER, F., BRÄTZ, H., KLEMD, R. (2007) Cadomian and Variscan metamorphic events in the Léon domain (Armorican Massif, France): P-T data and EMP monazite dating. In "The evolution of the Rheic Ocean: from Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision" (U. Linneman, R.D. Nance, P. Kraft, G. Zulauf eds). Geological Society of America Special Paper, 423, 267-285.

SHELLEY, D. & BOSSIÈRE, G. (2000) A new model for the Hercynian Orogen of Gondwanan France and Iberia. Journal of Structural Geology, 22, 757-776.

SHELLEY, D. & BOSSIÈRE, G. (2001) The Ancenis Terrane : an exotic duplex in the Hercynian belt of Armorica, western France. Journal of Structural Geology, 23, 1597-1614.

SIGURGEIRSSON, T. (1962) Age dating of young basaltswith the potassium argon method. Unpublished Report, Physics Laboratory, University of Iceland.

SILVERMAN (1986) Density estimation for statistics and data analysis. Chapman & Hall, London, 175 p.

SIMANCAS, J.F., AZOR, A., MARTÍNEZ POYATOS, D.M., TAHIRI, A., EL HADI, H., GONZÁLEZ LODEIRO, F., PÉREZ-ASTAÚN, A., & CARBONELL, R. (2009) Tectonic relationships of the Southwest Iberia with the allochtons of Northwest Iberia and the Morrocan Variscides. Comptes Rendus Geoscience, 341, p. 103-113

SIMANCAS, J.F., GONZÁLEZ LODEIRO, F., EXPÓSITO, I., AZOR, A., & MARTÍNEZ POYATOS, D.M. (2002) Opposite subduction polarities connected by transform. faults in the Iberian Massif and western European Variscides. In Variscan–Appalachian dynamics: the building of the late Paleozoic basement (Ed) J.R. Martínez Catalán, R.D. Hatcher, R. Arenas, & F. Díaz García. Geological Society of America, Special Paper, 364, pp. 253–262.

SIRCOMBE, K.N. (2004) AgeDisplay: an Excel workbook to evaluate and display univariate geochronological data using binned frequency histograms and probability density distributions. Computers & Geosciences, 30, 21-31.

SIRCOMBE, K.N., BLEEKER, W. & STERN, R.A. (2001) Detrital zircon geochronology and grain-size analysis of a ~2800 Ma Mesoarchean proto-cratonic cover succession, Slate Province, Canada. Earth and Planetary Science Letters, 189, 207-220.

SIRCOMBE, K.N. & HAZELTON, M.L. (2004) Comparison of detrital zircon age distributions by kernel functional estimation. Sedimentary Geology, 171, 91-111.

SIRCOMBE, K.N. & STERN, R.A. (2002) An investigation of artificial biasing in detrital zircon U-Pb geochronology due to magnetic separation in sample preparation. Geochimica et Cosmochimica Acta, 66, 2379-2397.

SMITH, M. & GEHRELS, G.E. (1994) Detrital zircon geochronology and the provenance of the Harmony and Valmy Formations, Roberts Mountains allochton, Nevada. Geological Society of America Bulletin, 106, 968-979.

SNADJR, M. (1960) Studie o celedi Scutelluidae (Trilobitae). A study of the family Scutelluidae (Trilobitae). Rospravy Ustredniho Ustavu Geologického, 26, 263 pp.

SOLLE, G. (1976) Oberes Unter- und unteres Mitteldevon einer typischen Geosynklinal-Folge im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. Die Olkenbacher Mulde. Geologische Abhandlungen Hessen, 74, 264p.

SPEER, J.A. (1982) Zircon. Reviews in Mineralogy, 5, 67-112

STACEY, J.S. & KRAMERS, I.D. (1975) Approximation of terrestrial Pb-isotope evolution via two stage model. Earth and Planetary Science Letters, 26, 207-221.

STAMPFLI, G.M., VON RAUMER, J.F. & BOREL, G.D. (2002) Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: From Gondwana to the Variscan collision. - In: Martinez Catalan, J. R., Hatcher, R. D. Jr., Arenas, R., Diaz Garcia, F. (Eds.): Variscan-Appalachian dynamics: The building of the late Paleozoic basement. Geological Society of America, Special Paper, 364: 263-280.

STEEMANS, P. (1989). Etude palynostratigraphique du Dévonien inférieur dans l'Ouest de l'Europe. Mémoire pour servir à l'explication des cartes géologiques et minières de la Belgique, 27, 453p.

STEEMANS, P., LE HÉRISSÉ, A., MELVIN, J., MILLER, M. A., PARIS, F., VERNIERS, J. & WELLMAN, C. (2009) Origin and radiation of the earliest vascular land plants. Science, 324, 353.

STEEMANS, P., PÉTRUS, E., BREUER, P., MAULLER-MENDLOWICZ & GERRIENNE P. (2009) Paleozoic innovations in the micro-and megafossil plant record : from the earliest plant spores to the earliest seeds (Ed. J. Talent J). Springer (in press).

STEIGER, R.H. & JÄGER, E. (1977) Submission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. Earth and Planetary Science Letters, 36, 359-362.

STOCKMANS, F. (1940) Végétaux éodévoniens de la Belgique. Mémoires du Muséum Royal d'Histoire Naturelle, 93, 90pp.

STOW, D.A.V. & SHANMUGAM, G. (1980). Sequence of structures in fine-grained turbidites : comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. Sedimentary Geology, 25, 23-42.

STRACHAN, R.A., D'LEMOS, R.S. & DALLMEYER, R.D. (1996) Neoproterozoic evolution of an active plate margin: North Armorican Massif, France. In: Nance, R.D. & Thompson, M.D. Avalonian and related peri-Gondwanan terranes of the Circum-North Atlantic. Geological Society of America, Special Papers, 304, 319-332.

STREEL, M., HIGGS, K., LOBOZIAK, S., RIEGEL, W. & STEEMANS, P. (1987). Spore stratigraphy and correlation with faunas and floras in the type marine Devonian of the Ardenne-Rhenish regions. Review of Palaeobotany and Palynology, 50, 211-219.

STRNAD, L. & MIHALJEVIČ, M. (2005) Sedimentary provenance of Mid-Devonian clastic sediments in the Teplá-Barrandian Unit (Bohemian Massif): U-Pb and Pb-Pb geochronology of detrital zircons by laser-ablation ICP-MS. Mineralogy and Petrology, 84, 47-68.

STROTHER, P. K. (1996) Chapter 5. Acritarchs. In Palynology: principles and applications (eds J. Jansonius & D. C. Mc Gregor), American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, pp 81-106.

STRULLU-DERRIEN, C., DUCASSOU, C., BALLÈVRE, M., DABARD, M.P., GERRIENNE, P., LARDEUX, H., LE HÉRISSÉ, A., ROBIN, C., STEEMANS, P. & STRULLU, D.G. (2009) The early land plants from the Armorican Massif: sedimentological and palynological considerations on their age and environment. Geological Magazine, accepted.

STRUTT, R. (1909) The leakage of helium from radioactive minerals. Royal Society of London Proceedings, 82A, 166-169.

STUR, D. (1882) Die Silur-Flora der Etage H-h1 in Böhmen. Sitzungsberitche der Mathematisch - naturwissenschaftlichen Classe der königlische böhmische Gesellschaft der Wissenschaften, LXXXIV, 330p.

TAYLOR, S.R. & MCLENNAN, S.M. (1985) The Continental Crust: its Composition and Evolution. Blackwell, Oxford, p. 311.

TERA, F. & WASSERBURG, G.J. (1974) U-Th-Pb systematics on lunar rocks and inferences about lunar evolution and the age of the moon. Proceedings of 5th Lunar Science Conference, 1571-1599.

THIEBLEMONT, D. & CABANIS, B. (1986) Découverte d'une association de volcanites d'arcs et de basaltes de type "MORB" dans la formation paléo-volcanique silurienne de la Meilleraie, Vendée, France. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 232, 641-646.

THIEBLEMONT, D., CABANIS, B., WYNS, R. & TREUIL, M. (1987) Etude géochimique (majeurs et traces) de la formation amphibolitique de Saint-Martin-des-Noyers (complexe cristallophyllien des Essarts, Vendée). Mise en évidence d'un paléo-arc insulaire dans la partie interne de l'orogène varisque. Bulletin de la Société Géologique de France, (8), III, 371-378.

THIEBLEMONT, D., GUERROT, C., LE METOUR, J. & JEZEQUEL, P. (2001) Le complexe de Cholet-Thouars: un ensemble volcano-plutonique cambrien moyen au sein du bloc précambrien des Mauges. Géologie de la France, 2001 (1-2), 3-17.

THOMPSON, F.C. & ROWLANDS, S. (1943) Dual decay of potassium. Nature, 152, 103.

TILTON, G.R., DAVIS, G.L., WETHERILL, G.W. & ALDRICH, L.T. (1957) Isotopic ages of zircon from granites and pegmatites. Transactions of the American Geophysical Union, 38, 360-371.

TILTON, G.R., PATTERSON, C.C., BROWN, H., INGHRAM, M., HAYDEN, R., HESS, D. & LARSEN JR, E. (1955) Isotopic composition and distribution of lead, uranium and thorium in a Precambrian granite. Geological Society of America Bulletin, 66, 1131-1148.

TIMOFEEV, B. (1959) The ancient flora of the Baltic region and its stratigraphic significance. Vses. Neft. Nauchno-Issled. Geologorazved. Inst., 120, 320p.

TRAUTMANN, F. & CAGNET-MAWHIN, M.P. (1988) Notice explicative, carte géol. France (1/50000), feuille de Nozay (420), BRGM, Orléans, pp. 57.

TURNAU, E., MILACZEWSKI, L. & WOOD G.D. (2005) Spore stratigraphy of Lower Devonian and Eifelian(?), alluvial and marginal marine deposits of the Radom-Lublin area (central Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 75, 221-137.

TURNER, G. & CADOGAN, P.H. (1974) Possible effects of ^{39}Ar recoil in ^{40}Ar–^{39}Ar dating Proceedings Fifth Lunar Conference (Supp. 5), Geochimica et Cosmochimica Acta 2, p. 1601–1615.

TURNER, G., HUNEKE, J.C., PODOSEK, F.A. & WASSERBURG, G.J. (1971) ^{40}Ar/^{39}Ar ages and cosmic ray exposure age of Apollo 14 samples. Earth and Planetary Science Letters, 12, 19-35.

VAN DER VOO, R. (1982) Pre-Mesozoic paleomagnetism and plate tectonics. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 10, 191-220.

VAN NOORDEN, M., SINTUBIN, M. & DARBOUX, J.-R. (2007) Incipient strain partitioning in a slate belt: Evidence from the early Variscan Monts d'Arrée slate belt (Brittany, France). Journal of Structural Geology, 29, 837-849.

VANNIER, J.M.C., SIVETER, D.J. & SCHALLREUTER R.E.L. (1989) The composition and palaeogeographical significance of the Ordovician ostracode fauna of Southern Britain, Baltoscandia and Ibero-Armorica. Palaeontology, 32, 163-222.

VAVRA, G. & HANSEN, B.T. (1991) Cathodoluminescence studies and U-Pb dating of zircons in pre-Mesozoic gneisses of the Tauern Window: Implications for the Pennine basement evolution. Geologishe Rundschau, 80, 703-715.

VAVRA, G., GEBAUER, D., SCHMID, R. & COMPSTON, W. (1996) Multiple zircon growth and recrystallisation during polyphase Late Carboniferous to Trassic metamorphism in granulites of Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study. Contributions to Mineralogy and Petrology, 122, 337-358.

VECOLI, M. & LE HÉRISSÉ, A. (2004) Biostratigraphy, taxonomic diversity, and patterns of morphological evolution of Ordovician acritarchs (organic-walled microphytoplankton) from the northern Gondwana margin in relation to palaeoclimatic and palaeogeographic changes, Earth-Science Reviews, 67, 267–311.

VEEVERS, J. J. (1959) The type species of *Productella*, *Emanuella*, *Crurithyris* and *Ambocoelia* (Brachiopoda). Journal of Paleontology, 33, 902-908.

VERMEESH, P. (2009) RadialPlotter: a Java application for fission track, luminescence and other radial plots. Radiation Measurements, doi:10.1016/j.radmeas.2009.05.003.

VIDAL, P., PEUCAT, J.-J. & LASNIER, B. (1980) Dating of granulites involved in the Hercynian fold-belt of Europe: an example taken from granulite-facies orthogneisses at la Picherais, southern Armorican Massif, France. Contributions to Mineralogy and Petrology, 72, 283-289.

VILLA, I.M. (1998) Isotopic closure. Terra Nova, 10, 42-47.

VOLK, M. (1939) Sowerbyella im Mitteldevon Thüringens. Senckenbergiana, 21, 386-389.

VON ROEMER, F. (1850) Beiträge zur geologischen Kenntnis des nordwestlichen Harzgebirges. Palaeontographica, 3, 1-67.

WALTHER, K. (1907) Beiträge zur Geologie und Paläontologie des älteren Palaeozoikums in Ostthüringen. Neues Jahrbuch für Mineralogie, 24, 221-324.

WASSERBURG, G. J., HAYDEN, R. J. & JENSEN K. J. (1956) ^{40}Ar/^{40}K Dating of Igneous Rocks and Sediments, Geochimica et Cosmochimica Acta 10, 153-165.

WATSON, E.B. & CHERNIAK, D.J. (1997) Oxygen diffusion in zircon. Earth and Planetary Science Letters, 148, 527-544.

WEBER, C. (1967) Le prolongement oriental des granites de Lanvaux d'après la gravimétrie et l'aéromagnétisme. Mémoires du BRGM, 52, 83-90.

WEBER, C. (1973) Les granitoïdes du Sud du Bassin de Paris : données hypogéologiques obtenues par la géophysique. Bulletin de la Société Géologique de France, (7), XV, 252-259.

WEBER, K. (1995) The Spessart Crystalline Rise, in "Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe" (R.D. Dallmeyer, W. Franke, K. Weber eds), Berlin. Springer-Verlag, 167-173.

WEDDIGE, K., JANSEN, U., SCHINDLER, E., RIBBERT, K.-H., WELLER, H. & ZAGORA, K. (2005) Das Devon in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002. Newsletters on Stratigraphy, 41, 43-59.

WELLMAN, C. H. (2006) Spore assemblages from the Lower Devonian "Lower Old Red Sandstone" deposits of the Rhynie outlier Scotland. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 97, 167-211.

WELLMAN, C. H., THOMAS, R. G., EDWARDS, D. & KENRICK P. (1998) The Cosheston Group (Lower Old Red Sandstone) in southwest Wales: age, correlation and palaeobotanical significance. Geological Magazine, 135, 397-412.

WETHERILL, G.W. (1956) Discordant uranium-lead ages. Transactions of the American Geophysical Union, 37, 320-326.

WICANDER, E.R. (1983) A catalog and biostratigraphic distribution of North American Devonian acritarchs. American Association of Stratigraphic Palynologists, Contributions Series, 10, 133p.

WIEDENBECK, M., ALLÉ, P., CORFU, F. GRIFFIN, W.L., MEIER, M., OBERLI, F., VON QUADT, A., RODDICK, J.C. & SPIEGEL, W. (1995) Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analysis. Geostandard Newsletter, 19, 1-23.

WIJBRANS, J.R. & MCDOUGALL, I. (1986) $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of white micas from an Alpine high-pressure metamorphic belt on Naxos (Greece): the result of resetting of the argon isotopic system, Contributions to Mineralogy and Petrology, 93, 187–194

WILL, T.M. & SCHMÄDICKE, E. (2001) A first find of retrogressed eclogites in the Odenwald Crystalline Complex, Mid-German Crystalline Rise, Germany: evidence for a so far unrecognised high-pressure metamorphism in the Central Variscides. Lithos, 59, 109-125.

WILLIAM, I.S & CLAESSON, S. (1987) Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides. II, Ion microprobe zircon U-Th-Pb. Contributions to Mineralogy and Petrology, 97, 205-217.

WILLIAMS, I.S. (1998) U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe, in: McKibben, M.A., Shanks III, W.C. & Ridley, W.I. (Eds) Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes: Reviews in Economic Geology, 7, 1-35

WYNS, R., LARDEUX, H., MOGUEDET, G., DUERMEL, G., GRUET, M. & BIAGI, R. (1998). Notice de la carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Chemillé (483), BRGM, Orléans, 72p.

WYNS, R., LARDEUX, H. & WEYANT, M. (1989) Présence de Dévonien dans le Groupe de Réaumur (synclinal de Chantonnay, Vendée); conséquences sur l'évolution géodynamique varisque de la Vendée. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris, II 308, 855-860.

ZAGORA, K. (1964) Tentaculiten aus dem thüringischen Devon. Geologie, 13, 1235-1273

ZAGORA, I. & ZAGORA, K. (1978) Zu Fauna und Alter des Tentakulitenknollenkalks (Unterdevon; Thüringisches Schiefergebirge). Zeitschrift für Geologische Wissenschaften, 6, 1005-1016.

ZAKHAROVA (1981). On the systematic position of the species Psilophyton goldschmidtii from the Lower Devonian of Eurasia. Paleontological Journal, 15, 109-118.

ZARTMAN, R.E. (1964) A geochronological study of the Love Grove Pluton from the Llano uplift, Texas. Journal of Petrology, 5, 359-408.

ZIEGLER, P. A. (1979) Historical subdivision of the Devonian. Special Papers in Palaeontology, 23, 23-47.

ZIEGLER, P.A. (1982) Geological Atlas of western and central Europe. Elsevier for Shell International Petroleum Maatschapij BV, Amsterdam, 130p.

ZIEGLER, P. A. (1988) Laurussia - the Old Red Continent. - In: McMillan, N. J., Embry, A. F. & Glass, D. J. (Eds.): Devonian of the world. I - Regional syntheses. Canadian Society of Petroleum Geologists, 15-48.

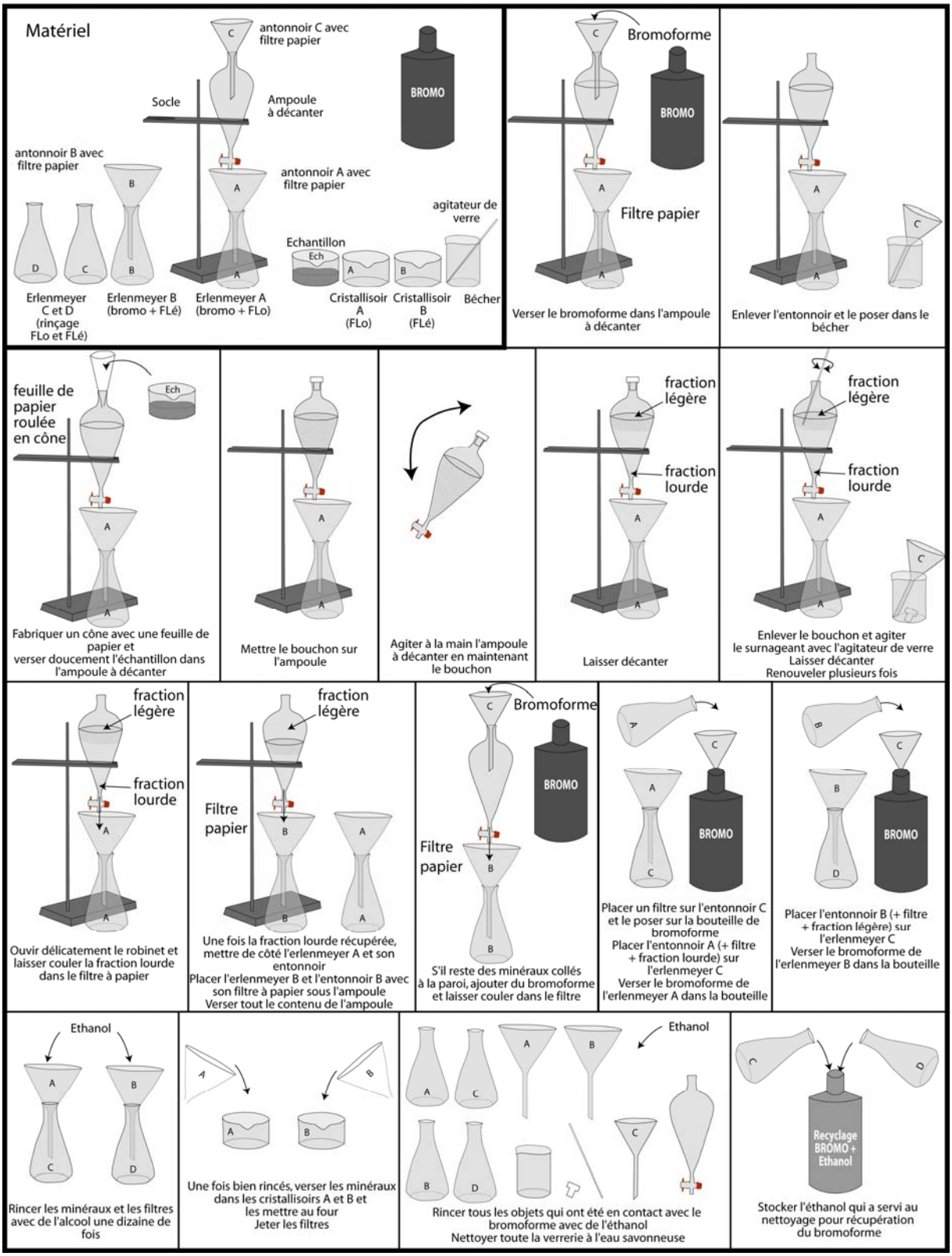
ZIEGLER, P. A. (1989) Evolution of Laurussia: a study in late Palaeozoic plate tectonics. London (Kluwer Academic Publishers), 102 pp.

ZIEGLER, P. A. (1990) Geological Atlas of Western and central Europe (2nd and completely revised edition). - 239 pp., 56 pl.; Bath (Shell Int. Petroleum Maatschappi B.V., Geological Society Publishing House).

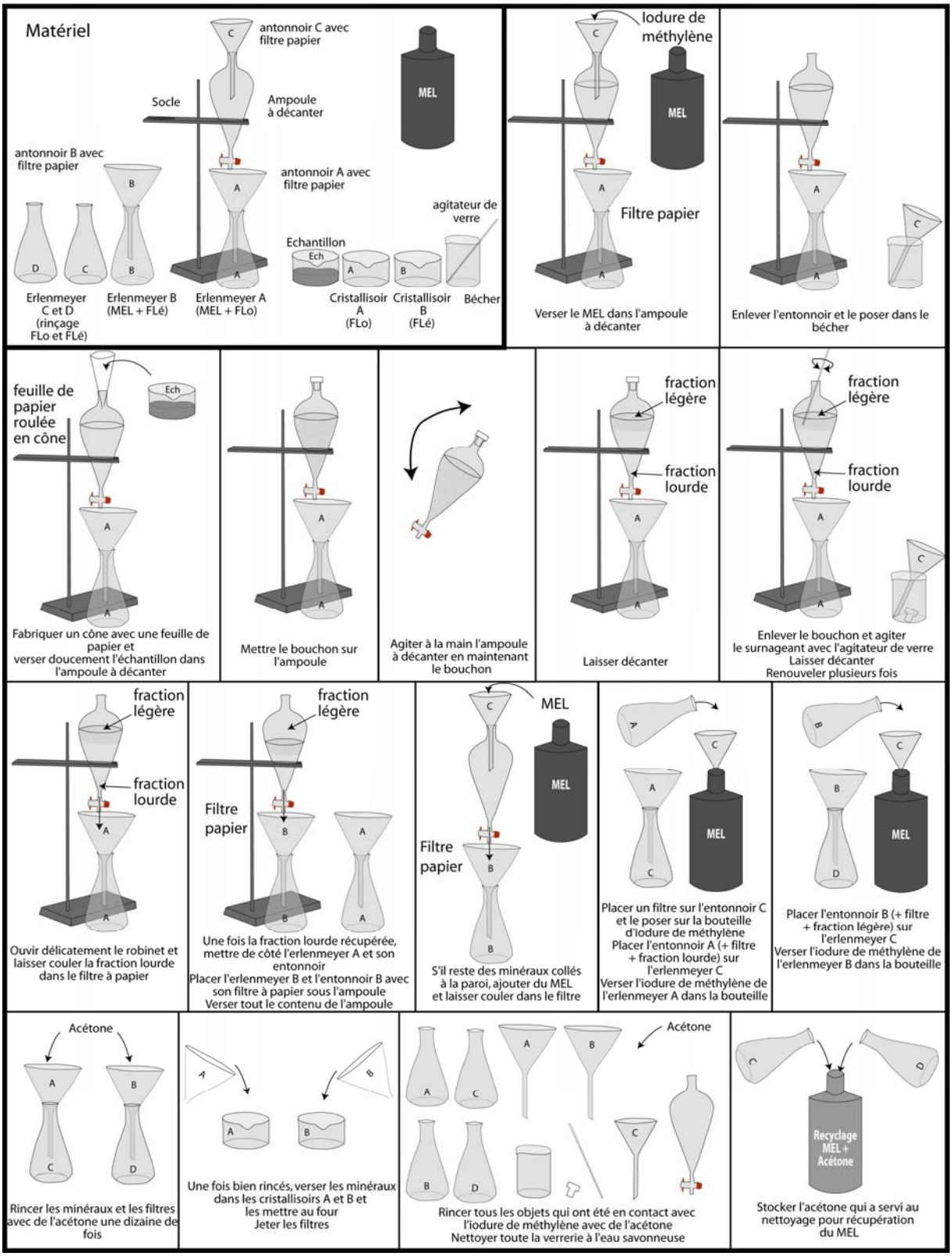
Annexe 1

Séparation par liqueurs denses

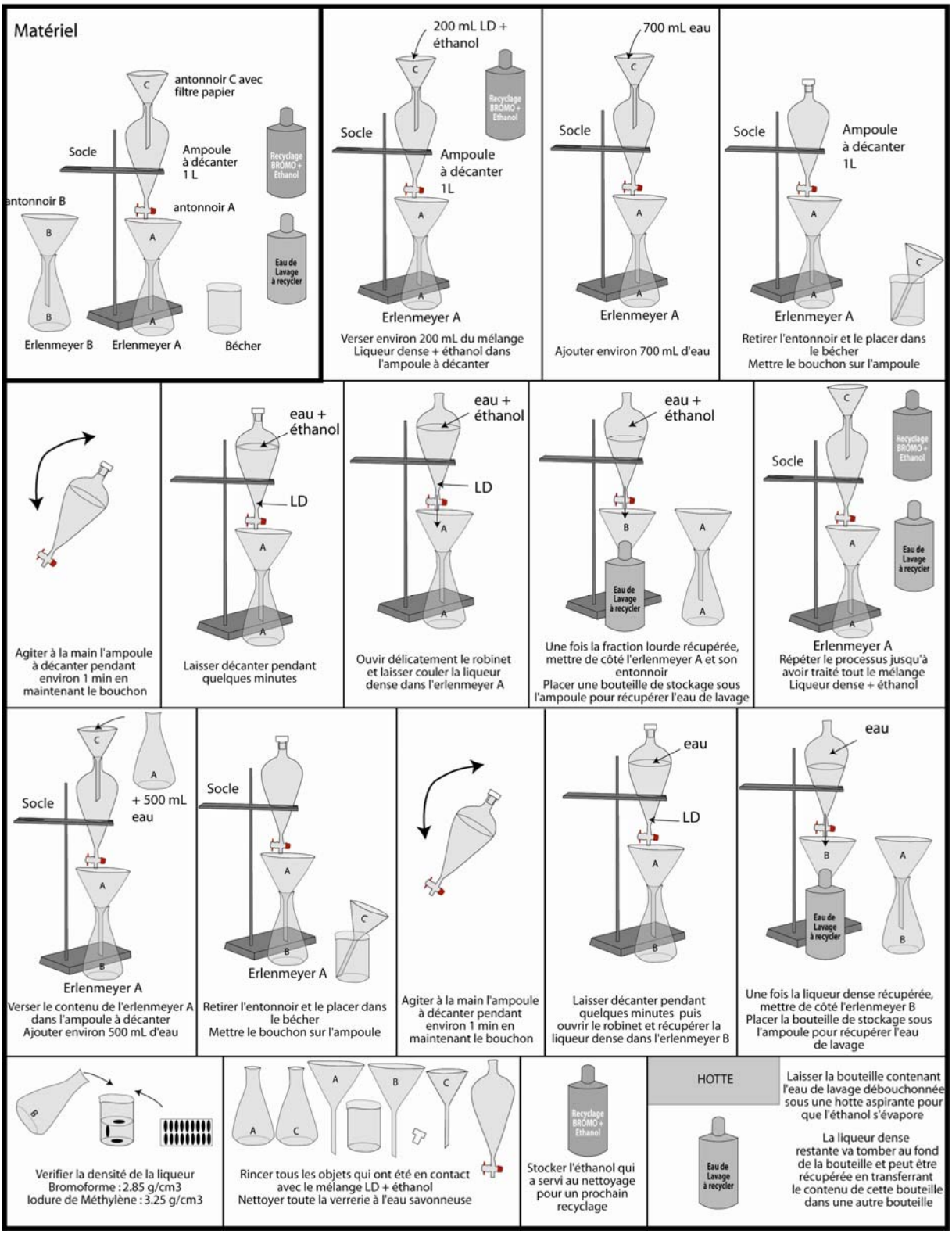
Protocole _ Séparation des minéraux _ BROMOFORME



Protocole _ Séparation des minéraux _ IODURE DE METHYLENE (MEL)



Protocole _ Recyclage des Liqueurs denses



Annexe 2

Programme Scilab

```
Nit=1;
Pit=0;
Q0=0;
sebl=10000;
seech=30000;
ResultTot=emptystr(100,1);

while Q0==0,

//Entrer les fichiers données

Q=input("What to do? 1: New group?; 2: Change file path?; 3: Change treshold
values?; 4: New analysis?; 5: Change integration boundes?")
if Q==1,
    //Entrer les fichiers de données de l'etape
  Et=input("Enter the group name (two letters)","string"),
    //Chemin d'acces au fichier
  Acc=input("Enter the file path","string"),
    //Nombre d'analyses totales (sans standards)
  Anmax=input("Enter the number of analyses in this group"),
    //Definition du standard utilisé
  StdRef=input("Enter the code for the standard used : 0 = G91500; 1 = NIST 610;...
  2 = NIST 612; 3 = MANANGOTRY"),
  Stddeb=input("Enter the number of the first standard analysis"),
    //Numéro d'analyse à traiter
  An=input("Enter the number of the analysis you want to see"),
    //Temps d'intégration
  debI=input("Enter the lower bound for integration time "),
  finI=input("Enter the upper bound for integration time "),

elseif Q==2,
   //Chemin d'acces au fichier
  Acc=input("Enter the file path","string")
   //Nombre d'analyses totales (sans standards)
  Anmax=input("Enter the number of analyses in this group")
   //Definition du standard utilisé
  StdRef=input("Enter the code for the standard used : 0 = G91500; 1 = NIST 610;...
  2 = NIST 612; 3 = MANANGOTRY")
  Stddeb=input("Enter the number of the first standard analysis")
  //Numéro d'analyse à traiter
  An=input("Enter the number of the analysis you want to see")
  //Temps d'intégration
  debI=input("Enter the lower bound for integration time "),
  finI=input("Enter the upper bound for integration time "),

elseif Q==3,
//Valeurs seuil
  RS1=input("Change the treshold value for the blank (10000)? 0 = Yes / 1 = No");
    if RS1==1 then sebl=10000;
    elseif RS1==0 then sebl=input("treshold blank=");
    else printf("Error");
    end
    sebl(:,:)
  RS2=input("Change the treshold value for the analysis (30000)? 0 = Yes / 1 = No");
    if RS2==1 then seech=30000;
    elseif RS2==0 then seech=input("treshold analysis=");
    else printf("Error");
    end
    seech(:,:)
  //Numéro d'analyse à traiter
  An=input("Enter the number of the analysis you want to see")
  //Temps d'intégration
  debI=input("Enter the lower bound for integration time "),
  finI=input("Enter the upper bound for integration time "),

elseif Q==4,
  //Numéro d'analyse à traiter
  An=input("Enter the number of the analysis you want to see")
  //Temps d'intégration
  debI=input("Enter the lower bound for integration time "),
  finI=input("Enter the upper bound for integration time "),

elseif Q==5,
  //Temps d'intégration
  debI=input("Enter the lower bound for integration time "),
  finI=input("Enter the upper bound for integration time "),
```

```
else printf("Error");

end

//-----------------------------------------------------------------------
  //Calcul des valeurs du standard
    if StdRef==0 then VStd=[12.5, 28.6, 80.6];
    elseif StdRef==1 then VStd=[103.0, 475.2, 458.2];
    elseif StdRef==2 then VStd=[9.3, 37.79, 37.1];
    elseif StdRef==3 then VStd=[300, 75096, 894];
    else printf("Error standard code");
    end
    if StdRef==0 then RStd=[0.07488, 0.1069, 0.17917];
    elseif StdRef==1 then RStd=[0.90986, 2.1694, 0.22470];
    elseif StdRef==2 then RStd=[0.90745, 2.1651, 0.25123];
    elseif StdRef==3 then RStd=[0.05865, 26.7213, 0.08955];
    else printf("Error standard code");
    end

    //Calcul du nombre de standard
   Stdmax=Stddeb+Anmax*2/5+1;
   Std1=Stddeb+(floor((An-1)/5))*2;
   Std2=Std1+1;
   Std3=Std2+1;
   Std4=Std3+1;

//-----------------------------------------------------------------------
//Lire tous les fichiers

  //Analyses d'échantillon

       Xan = zeros(1,60,12);
       xtan=string(Acc)+"/"+string(Et)+"_"+string(An)+".TXT";
       [X,txt]=fscanfMat(xtan);
       Xan(:,:,:)=X;

  //Analyses de standard

      Nstd=Stdmax-Stddeb+1;
      XStd = zeros(Nstd,60,12);
      for i=1:Nstd,
        xstd=string(Acc)+"/"+string(Et)+"Std_"+string(i+Stddeb-1)+".TXT";
        [XS,txtstd]=fscanfMat(xstd);
        XStd(i,:,:)=XS;
      end

//-----------------------------------------------------------------------
//Définition de l'intervalle du blanc

    //sebl=seuil du blanc

  //Echantillons

    XXanbl=zeros(1,60,8);
    Anmeanbl=zeros(1,1,8);
    DatAn=zeros(1,1,9);

      for n=1:60,
      for m=2:8,
        if Xan(:,n,8)<sebl then Xanbl(:,n,m-1)=Xan(:,n,m);
        else Xanbl(:,n,m-1)=%nan;
        end
      end
      end
      //202Hg
      XXanbl(:,:,1)=Xanbl(:,:,1);
      //204m
      XXanbl(:,:,2)=Xanbl(:,:,2);
      //204Pb
      XXanbl(:,:,3)=Xanbl(:,:,2)-Xanbl(:,:,1)*0.22936;
      //206Pb
      XXanbl(:,:,4)=Xanbl(:,:,3);
      //207Pb
      XXanbl(:,:,5)=Xanbl(:,:,4);
      //208Pb
      XXanbl(:,:,6)=Xanbl(:,:,5);
      //232Th
```

```
    XXanbl(:,:,7)=Xanbl(:,:,6);
    //238U
    XXanbl(:,:,8)=Xanbl(:,:,7);

    Anmeanbl=nanmean(XXanbl,2);

    //202Hg
    DatAn(1,:,1)=Anmeanbl(1,:,1);
    //204m
    DatAn(1,:,2)=Anmeanbl(1,:,2);
    //204Hg
    DatAn(1,:,3)=Anmeanbl(1,:,1)*0.22936;
    //204Pb
    DatAn(1,:,4)=Anmeanbl(1,:,6)/38.63;
    //206Pb
    DatAn(1,:,5)=Anmeanbl(1,:,4);
    //207Pb
    DatAn(1,:,6)=Anmeanbl(1,:,5);
    //208Pb
    DatAn(1,:,7)=Anmeanbl(1,:,6);
    //232Th
    DatAn(1,:,8)=Anmeanbl(1,:,7);
    //238U
    DatAn(1,:,9)=Anmeanbl(1,:,8);

//Standards

  XXStdbl=zeros(Nstd,60,8);
  Stdmeanbl=zeros(Nstd,1,8);
  DatStd=zeros(Nstd,1,9);

  for i=1:Nstd,
    for n=1:60,
    for m=2:8,
      if XStd(i,n,8)<sebl then XStdbl(i,n,m-1)=XStd(i,n,m);
      else XStdbl(i,n,m-1)=%nan;
      end
    end
    end
    //202Hg
    XXStdbl(i,:,1)=XStdbl(i,:,1);
    //204m
    XXStdbl(i,:,2)=XStdbl(i,:,2);
    //204Pb
    XXStdbl(i,:,3)=XStdbl(i,:,2)-XStdbl(i,:,1)*0.22936;
    //206Pb
    XXStdbl(i,:,4)=XStdbl(i,:,3);
    //207Pb
    XXStdbl(i,:,5)=XStdbl(i,:,4);
    //208Pb
    XXStdbl(i,:,6)=XStdbl(i,:,5);
    //232Th
    XXStdbl(i,:,7)=XStdbl(i,:,6);
    //238U
    XXStdbl(i,:,8)=XStdbl(i,:,7);

    Stdmeanbl=nanmean(XXStdbl,2);

    //202Hg
    DatStd(i,:,1)=Stdmeanbl(i,:,1);
    //204m
    DatStd(i,:,2)=Stdmeanbl(i,:,2);
    //204Hg
    DatStd(i,:,3)=Stdmeanbl(i,:,1)*0.22936;
    //204Pb
    DatStd(i,:,4)=Stdmeanbl(i,:,6)/38.63;
    //206Pb
    DatStd(i,:,5)=Stdmeanbl(i,:,4);
    //207Pb
    DatStd(i,:,6)=Stdmeanbl(i,:,5);
    //208Pb
    DatStd(i,:,7)=Stdmeanbl(i,:,6);
    //232Th
    DatStd(i,:,8)=Stdmeanbl(i,:,7);
    //238U
    DatStd(i,:,9)=Stdmeanbl(i,:,8);
  end
```

```
//-----------------------------------------------------------------------
//Définition de l'intervalle de l'échantillon

  //-----------------------------------------------------------------------
  //Echantillons

      for n=1:60,
      for m=2:8,
        if Xan(1,n,8)<seech then Xanech(1,n,m-1)=%nan;
           elseif n<debI+1 then Xanech(1,n,m-1)=%nan;
           elseif n>finI+1 then Xanech(1,n,m-1)=%nan;
           else Xanech(1,n,m-1)=Xan(1,n,m);
        end
      end

  //Soustraction du blanc

      for m=1:9,
        XDatAn(1,n,m)=DatAn(1,:,m);
      end
      //202Hg=202Hgbrut
        XXanech(1,n,1)=Xanech(1,n,1);
      //204Hg=202Hg*0,22936 (cte 204Hg/202Hg)
        XXanech(1,n,2)=Xanech(1,n,1)*0.22936;
      //204m=204m-correction du blanc
        XXanech(1,n,3)=Xanech(1,n,2)-XDatAn(1,n,4);
      //204Pb=204m-204Hg
        XXanech(1,n,4)=Xanech(1,n,2)-XDatAn(1,n,4)-Xanech(1,n,1)*0.22936;
      //206Pb=206Pb-correction du blanc
        XXanech(1,n,5)=Xanech(1,n,3)-XDatAn(1,n,5);
      //207Pb=207Pb-correction du blanc
        XXanech(1,n,6)=Xanech(1,n,4)-XDatAn(1,n,6);
      //208Pb=208Pb-correction du blanc
        XXanech(1,n,7)=Xanech(1,n,5)-XDatAn(1,n,7);
      //232Th=232Th-correction du blanc
        XXanech(1,n,8)=Xanech(1,n,6)-XDatAn(1,n,8);
      //238U=238U-correction du blanc
        XXanech(1,n,9)=Xanech(1,n,7)-XDatAn(1,n,9);
      //207Pb/206Pb
        XXanech(1,n,10)=(Xanech(1,n,4)-XDatAn(1,n,6)) ./(Xanech(1,n,3)-
XDatAn(1,n,5));
      //208Pb/206Pb
        XXanech(1,n,11)=(Xanech(1,n,5)-XDatAn(1,n,7)) ./(Xanech(1,n,3)-
XDatAn(1,n,5));
      //206Pb/238U
        XXanech(1,n,12)=(Xanech(1,n,3)-XDatAn(1,n,5)) ./(Xanech(1,n,7)-
XDatAn(1,n,9));
      //232Th/238U
        XXanech(1,n,13)=(Xanech(1,n,6)-XDatAn(1,n,8)) ./(Xanech(1,n,7)-
XDatAn(1,n,9));
      end

      //Moyennes, Ecarts-types, Erreurs
      XAnsn=zeros(1,60,13);
      for m=1:13,
        XAnsn=XXanech(1,:,m);
        [XAnsnan,numb]=thrownan(XAnsn);
        NBXan=60-(ones(XAnsnan)*(ones(XAnsnan))');
        //moyennes
        XAnsm=mean(XAnsnan);
        XAnmean(1,:,m)=XAnsm;
        //Ecarts-types
        XAnst=stdev(XAnsnan);
        XAnsdev(1,:,m)=XAnst;
        //Erreur 1s
        XAner=XAnst ./((NBXan-1) .^0.5);
        XAnErr(1,:,m)=XAner;
      end

  //Seuil de rejet
      R=2;
      for n=1:60,
        for m=1:9,
        Anech(1,n,m)=XXanech(1,n,m);
        end
        for m=10:13
```

```
        if XXanech(1,n,m)>XAnmean(1,:,m)+R .*XAnsdev(1,:,m) then Anech(1,n,m)=%nan;
        elseif XXanech(1,n,m)<XAnmean(1,:,m)-R .*XAnsdev(1,:,m) then
Anech(1,n,m)=%nan;
        else Anech(1,n,m)=XXanech(1,n,m);
        end
        end
      end

      //Moyennes, Ecarts-types, Erreurs
      Ansn=zeros(1,60,13);
      for m=1:13,
        Ansn=Anech(1,:,m);
        [Ansnan,numb]=throwanan(Ansn);
        NBan=60-(ones(Ansnan)*(ones(Ansnan))');
        //moyennes
        Ansm=mean(Ansnan);
        Anmean(1,:,m)=Ansm;
        //Ecarts-types
        Anst=stdev(Ansnan);
        Ansdev(1,:,m)=Anst;
        //Erreur 1s
        Aner=Anst ./((NBan-1) .^0.5);
        AnErr(1,:,m)=Aner;
      end

      //Vérification Pb commun
      test204Pb=XXanbl(:,:,3);
      LOD=3*nanstdev(test204Pb);
      val204Pb=Anmean(1,:,4);
      if val204Pb < LOD, ans204Pb=string("204Pb < LOD");
      else ans204Pb=string("204Pb = "),val204Pb,string(" >LOD correction required");
      end

  //-----------------------------------------------------------------------
  //Standards

    Stdmean=zeros(Nstd,1,13);
    for i=1:Nstd,
      for n=1:60,
      for m=2:8,
        if XStd(i,n,8)<seech then XStdech(i,n,m-1)=%nan;
          elseif n<debI+1 then XStdech(i,n,m-1)=%nan;
          elseif n>finI+1 then XStdech(i,n,m-1)=%nan;
          else XStdech(i,n,m-1)=XStd(i,n,m);
        end
      end

  //Soustraction du blanc

      for m=1:9,
        XDatStd(i,n,m)=DatStd(i,:,m);
      end
      //202Hg=202Hgbrut
        XXStdech(i,n,1)=XStdech(i,n,1);
      //204Hg=202Hg*0,22936 (cte 204Hg/202Hg)
        XXStdech(i,n,2)=XStdech(i,n,1)*0.22936;
      //204m=204m-correction du blanc
        XXStdech(i,n,3)=XStdech(i,n,2)-XDatStd(i,n,4);
      //204Pb=204m-204Hg
        XXStdech(i,n,4)=XStdech(i,n,2)-XDatStd(i,n,4)-XStdech(i,n,1)*0.22936;
      //206Pb=206Pb-correction du blanc
        XXStdech(i,n,5)=XStdech(i,n,3)-XDatStd(i,n,5);
      //207Pb=207Pb-correction du blanc
        XXStdech(i,n,6)=XStdech(i,n,4)-XDatStd(i,n,6);
      //208Pb=208Pb-correction du blanc
        XXStdech(i,n,7)=XStdech(i,n,5)-XDatStd(i,n,7);
      //232Th=232Th-correction du blanc
        XXStdech(i,n,8)=XStdech(i,n,6)-XDatStd(i,n,8);
      //238U=238U-correction du blanc
        XXStdech(i,n,9)=XStdech(i,n,7)-XDatStd(i,n,9);
      //207Pb/206Pb
        XXStdech(i,n,10)=(XStdech(i,n,4)-XDatStd(i,n,6)) ./(XStdech(i,n,3)-
XDatStd(i,n,5));
      //208Pb/206Pb
        XXStdech(i,n,11)=(XStdech(i,n,5)-XDatStd(i,n,7)) ./(XStdech(i,n,3)-
XDatStd(i,n,5));
      //206Pb/238U
```

```
        XXStdech(i,n,12)=(XStdech(i,n,3)-XDatStd(i,n,5)) ./(XStdech(i,n,7)-
XDatStd(i,n,9));
      //232Th/238U
        XXStdech(i,n,13)=(XStdech(i,n,6)-XDatStd(i,n,8)) ./(XStdech(i,n,7)-
XDatStd(i,n,9));
      end
    end

      //Moyennes, Ecarts-types, Erreurs
      XStdsm=zeros(Nstd,60,13);
      for i=1:Nstd,
      for m=1:13,
        XStdsn=XXStdech(i,:,m);
        [XStdsnan,numb]=thrownan(XStdsn);
        NBXstd=60-(ones(XStdsnan)*(ones(XStdsnan))');
        //moyennes
        XStdsm=mean(XStdsnan);
        XStdmean(i,:,m)=XStdsm;
        //Ecarts-types
        XStdst=stdev(XStdsnan);
        XStdsdev(i,:,m)=XStdst;
        //Erreur 1s
        XStder=XStdst ./((NBXstd-1) .^0.5);
        XStdErr(i,:,m)=XStder;
      end
      end

  //Seuil de rejet
      R=2;
      for i=1:Nstd,
      for n=1:60,
        for m=1:9,
        Stdech(i,n,m)=XXStdech(i,n,m);
        end
        for m=10:13
        if XXStdech(i,n,m)>XStdmean(i,:,m)+R .*XStdsdev(i,:,m) then
Stdech(i,n,m)=%nan;
        elseif XXStdech(i,n,m)<XStdmean(i,:,m)-R .*XStdsdev(i,:,m) then
Stdech(i,n,m)=%nan;
        else Stdech(i,n,m)=XXStdech(i,n,m);
        end
        end
      end
      end

      //Moyennes, Ecarts-types, Erreurs
      Stdsm=zeros(Nstd,60,13);
      for i=1:Nstd,
      for m=1:13,
        Stdsn=Stdech(i,:,m);
        [Stdsnan,numb]=thrownan(Stdsn);
        NBstd=60-(ones(Stdsnan)*(ones(Stdsnan))');
        //moyennes
        Stdsm=mean(Stdsnan);
        Stdmean(i,:,m)=Stdsm;
        //Ecarts-types
        Stdst=stdev(Stdsnan);
        Stdsdev(i,:,m)=Stdst;
        //Erreur 1s
        Stder=XStdst ./((NBstd-1) .^0.5);
        StdErr(i,:,m)=Stder;
      end
      end

//-----------------------------------------------------------------------
//Concentration

//Calcul du drift factor sur les standards
for i=1:Nstd,
  if i-1==0 then Num(i)=i-1;
  elseif modulo(i,2)==0 then Num(i)=Num(i-1)+1;
  else Num(i)=Num(i-1)+6;
  end
end
  m206=(Stdmean(:,:,5));
  m232=(Stdmean(:,:,8));
  m238=(Stdmean(:,:,9));
```

```
//Pente et ordonnée à l'origine
//coefs(1,1)=ordonnée à l'origine
//coefs(2,1)=pente
coefs206=regress(Num',m206);
coefs232=regress(Num',m232);
coefs238=regress(Num',m238);

//Drift Factor sur les standards
//ord.o.206/(p206*Num+ord.o.206)
DF=coefs206(1,1) ./(coefs206(2,1) .*Num+coefs206(1,1));

//Normalised cp
Nm206=m206 .*DF;
Nm232=m232 .*DF;
Nm238=m238 .*DF;

//Pente et ordonnée à l'origine sur les valeurs normalisées
  //Vecteur des valeurs des standards
  for i=1:Nstd
  VStd206(i)=VStd(:,1);
  VStd232(i)=VStd(:,2);
  VStd238(i)=VStd(:,3);
  end

  //coefs(2,1)=ordonnée à l'origine
  //coefs(1,1)=pente
  Z=zeros(1,1);
  N0m206=cat(1,Z,Nm206);
  N0m232=cat(1,Z,Nm232);
  N0m238=cat(1,Z,Nm238);
  V0Std206=cat(1,Z,VStd206);
  V0Std232=cat(1,Z,VStd232);
  V0Std238=cat(1,Z,VStd238);

  Ncoefs206=regress(V0Std206',N0m206);
  Ncoefs232=regress(V0Std232',N0m232);
  Ncoefs238=regress(V0Std238',N0m238);
  p206=Ncoefs206(2,1);
  p232=Ncoefs232(2,1);
  p238=Ncoefs238(2,1);

//Calcul concentration des standards
//DF*cps206*(1+207/206+208/206)/pentenorm206
//DF*cps232/pentnorm232
//DF*cps232/pentenorm238
r76=Stdmean(:,:,10);
r68=Stdmean(:,:,11);

for i=1:Nstd
ppm206(i)=Nm206(i) .*(1+r76(i)+r68(i)) ./p206;
ppm232(i)=Nm232(i) ./p232;
ppm238(i)=Nm238(i) ./p238;
end

//Application du drift factor aux données
for i=1:Anmax,
   if i==1 then Numan(i)=i+1;
   elseif modulo(i-1,5)==0 then Numan(i)=Numan(i-1)+3;
   else Numan(i)=Numan(i-1)+1;
   end
end

//Drift Factor sur les données
//ord.o.206/(p206*Numan+ord.o.206)
DFan=coefs206(1,1) ./(coefs206(2,1) .*Numan+coefs206(1,1));

//Calcul concentration des données
//DF*cps206*(1+207/206+208/206)/pentenorm206
//DF*cps232/pentnorm232
//DF*cps232/pentenorm238
m206an=(Anmean(:,:,5));
m232an=(Anmean(:,:,8));
m238an=(Anmean(:,:,9));
r76an=Anmean(:,:,10);
r68an=Anmean(:,:,11);
```

```
  ppm206an=DFan(An) .*m206an .*(1+r76an+r68an) ./p206;
  ppm232an=DFan(An) .*m232an ./p232;
  ppm238an=DFan(An) .*m238an ./p238;

//-----------------------------------------------------------------------
//Calibration

  //Facteur de fractionnement 207Pb/206Pb
  //moyenne et ecart type 76 sur les standards
  for i=1:Nstd
    if r76(i)>mean(r76)+stdev(r76) then Smean76(i)=%nan;
    elseif r76(i)<mean(r76)-stdev(r76) then Smean76(i)=%nan;
    else Smean76(i)=r76(i);
    end
  end
  FF76=(RStd(1,1) ./nanmean(Smean76))-1;

  //Facteur de fractionnement 206Pb/238Pb
  //uniquement sur les standard qui encadrent l'analyse
  Stda=Std1-Stddeb+1;
  Stdb=Std4-Stddeb+1;
  meanstdUPb=Stdmean(Stda:Stdb,:,12);
  for i=1:4
    if meanstdUPb(i)>mean(meanstdUPb)+stdev(meanstdUPb) then SmeanUPb(i)=%nan;
    elseif meanstdUPb(i)<mean(meanstdUPb)-stdev(meanstdUPb) then SmeanUPb(i)=%nan;
    else SmeanUPb(i)=meanstdUPb(i);
    end
  end
     [UPbsnan,numb]=thrownan(SmeanUPb);
     //moyennes
     UPbmean=mean(UPbsnan);
     //Ecarts-types
     UPbsdev=stdev(UPbsnan);
     //Erreur %
     NBUPb=sum(ones(UPbsnan));
     UPbEr=UPbsdev ./((NBUPb) .^0.5);
  FFUPb=RStd(1,3) ./UPbmean;

//-----------------------------------------------------------------------
//Output

  //Concentration en Pb*
  Pbppm=ppm206an;
  //Concentration en Th
  Thppm=ppm232an;
  //Concentration en U
  Uppm=ppm238an;
  //Rapport Th/U
  RThU=Thppm/Uppm;
  //Rapport 208Pb/206Pb
  Pb86=Anmean(1,1,11) .*(1+FF76) .^2;
  //Rapport 207Pb/206Pb
  Pb76=Anmean(1,1,10) .*(1+FF76);
  //Erreur sur le rapport 76
  Er76=Pb76 .*((AnErr(1,1,10)/Anmean(1,1,10)) .^2+(nanstdev(Smean76)
./nanmean(Smean76)) .^2) .^0.5;
  //Rapport 206Pb/238U
  Pb6U38=Anmean(1,1,12) .*FFUPb(1,1);
  //Erreur sur le rapport 68
  Er68=Pb6U38 .*((AnErr(1,1,12)/Anmean(1,1,12)) .^2+(UPbEr/UPbmean) .^2) .^0.5;
  //Rapport 207Pb/235U
  Pb7U35=Pb76 .*Pb6U38 .*137.88;
  //Erreur sur le rapport 75
  Er75=Pb7U35 .*((Er76/Pb76) .^2+(Er68/Pb6U38) .^2) .^0.5;
  //Rho
  Rho=(Er68/Pb6U38)/(Er75/Pb7U35);
  //Age 206Pb/238U apparent
  //T238=ln[(206Pb/238U)+1]/L238
  T238=(log(Pb6U38+1)) ./(1.55125 .*10 .^(-10)) .*10 .^(-6);
  //Erreur sur l'age R8 (1 sigma)
  ErAR8=(log(Pb6U38+Er68+1)) ./(1.55125 .*10 .^(-10)) .*10 .^(-6)-T238;
  //Age 207Pb/206Pb apparent
  t=1;
  while (1/137.88)*(exp(9.8485*10^(-4)*t)-1)/(exp(1.55125*10^(-4)*t)-1)<Pb76,
  t=t+0.1;
  F(t)=(1/137.88)*(exp(9.8485*10^(-4)*t)-1)/(exp(1.55125*10^(-4)*t)-1);
  end
```

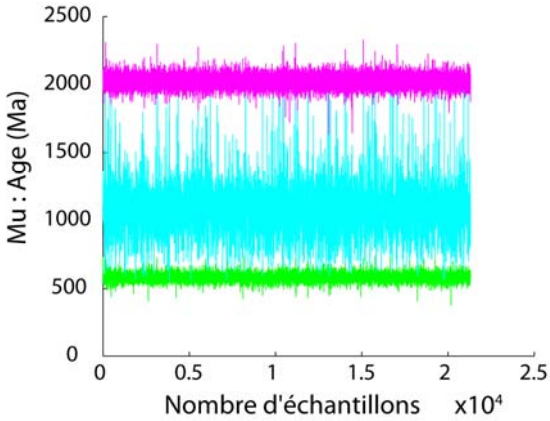
```
  T76=t;
  //Erreur sur l'age 7/6 (1 sigma)
  te=1;
  while (1/137.88)*(exp(9.8485*10^(-4)*te)-1)/(exp(1.55125*10^(-4)*te)-
1)<(Pb76+Er76),
  te=te+0.1;
  F(t)=(1/137.88)*(exp(9.8485*10^(-4)*te)-1)/(exp(1.55125*10^(-4)*te)-1);
  end
  ErA76=te-T76;
  //Erreur R8 %
  ErR8=Er68*100/Pb6U38;
  //Erreur 7/6 %
  ErR76=Er76*100/Pb76;
  //Concordance
  C=(T238/T76)*100;

  AR8="Age R8 = "+string(T238)+" Ma";
  eR8="Erreur Age R8 (1s) = "+string(ErAR8);
  A76="Age 7/6 = "+string(T76)+" Ma";
  e76="Erreur Age 7/6 (1s) = "+string(ErA76);
  Co="Concordance = "+string(C);
  TI="Integration from "+string(debI)+"s to "+string(finI)+" s";

  Result=zeros(1,19);
  Result(1,1)=Pbppm;
  Result(1,2)=Thppm;
  Result(1,3)=Uppm;
  Result(1,4)=RThU;
  Result(1,5)=Pb86;
  Result(1,6)=Pb76;
  Result(1,7)=Er76;
  Result(1,8)=Pb7U35;
  Result(1,9)=Er75;
  Result(1,10)=Pb6U38;
  Result(1,11)=Er68;
  Result(1,12)=Rho;
  Result(1,13)=T238;
  Result(1,14)=ErAR8;
  Result(1,15)=T76;
  Result(1,16)=ErA76;
  Result(1,17)=ErR8;
  Result(1,18)=ErR76;
  Result(1,19)=C;

//-----------------------------------------------------------------------
//Dessin

  PAn=zeros(1,60);
  PAn2=zeros(1,60);
  PAn3=zeros(1,60);
  for n=1:60,
    isnanech=Anech(1,n,12);
    isnanech2=Anech(1,n,10);
    isnanech3=Anech(1,n,13);
    testnan=isnan(isnanech);
    testnan2=isnan(isnanech2);
    testnan3=isnan(isnanech3);
    if testnan==%T then PAn(:,n,:)==0;
    else PAn(:,n,:)=Anech(1,n,12);
    end
    if testnan2==%T then PAn2(:,n,:)==0;
    else PAn2(:,n,:)=Anech(1,n,10);
    end
    if testnan3==%T then PAn3(:,n,:)==0;
    else PAn3(:,n,:)=Anech(1,n,13);
    end
  end

  for i=1:60
    times(i)=i-1;
  end

  clf()
  subplot(2,2,1)
    // bleu : 238U / rouge : 232Th / //noir : 206Pb
    plot2d(Xan(1,:,1),Xan(1,:,8),010)
    plot2d(Xan(1,:,1),Xan(1,:,7),021)
```

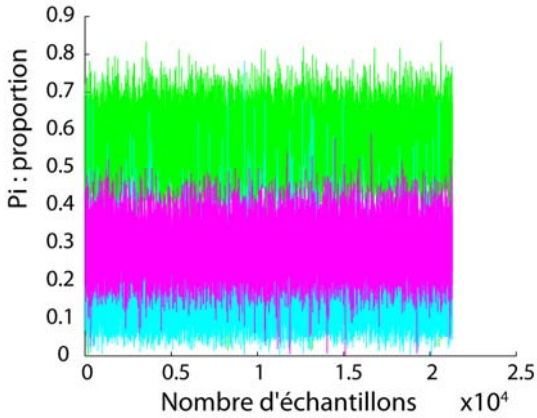
```
    plot2d(Xan(1,:,1),Xan(1,:,4),111)
    legends(['238U' '232Th' '206Pb'],[010,021,111],2)
    xtitle('Isotope mass evolution', 'time', 'cps')
  subplot(2,2,2)
    plot2d([0;1],[0;1],0,axesflag=2)
    xset("font",6,2)
    EtAn=string(Et)+string(An);
    xstring(0.4,0.9,EtAn)
    xstring(0.1,0.8,AR8)
    xstring(0.2,0.7,eR8)
    xstring(0.1,0.5,A76)
    xstring(0.2,0.4,e76)
    xstring(0.1,0.25,ans204Pb)
    xstring(0.1,0.15,Co)
    xstring(0.1,0.05,TI)
  subplot(2,2,3)
    plot2d(Xan(1,25:60,1),Xan(1,25:60,11),021)
    for i=1:Nstd,
    plot2d(Xan(1,25:60,1),XStd(i,25:60,11),010)
    end
    xtitle('Isotope Ratio since 30 s for unprocessed analysis (red) and standards
(blue)', 'time', '206Pb/238U')
  subplot(2,2,4)
    plot2d(times',PAn,021)
    plot2d(times',PAn2,010)
    plot2d(times',PAn3,111)
    legends(['238U/206Pb' '207Pb/206Pb' '232Th/238U'],[021,010,111],2)
    xtitle('Isotope Ratio in the chosen integration boundes', 'time', '206Pb/238U')

//-----------------------------------------------------------------------
//Enregistrement des fichiers

    Results=emptystr(1,1);
S=input("Save data? 0 = Yes / 1 = No");
  if S==0 then Namefile=string(Et)+string(An)+"rep";
    disp(Namefile,"File name : ")
    plusNfile=input("Precise file name?","string")
    Nfile=string(Namefile)+string(plusNfile);
    Chfile=input("file path","string");
    texte=string(Result);
      for i=1:19,
        catext=strcat(texte(:,:), ';');
      end

    Results=';'+Nfile+';'+catext;
    write(Chfile+"/"+Nfile+".xls",Results,'(A1000)')
    Pit=1;
    //S2=input("Save uncorrected means fo Pb correction? 0 = Yes / 1 = No");
      //if S2==0 then Nfile2=string(Nfile)+"Pb";
      //ResultsPb=zeros(2,1,13);
      //ResultsPb(1,1,13)=Anmean(1,1,13);
      //ResultsPb(2,1,13)=AnErr(1,1,13);
      //write(Chfile+"/"+Nfile2+".xls",ResultsPb,'(A1000)')

      //else
      //end

  else printf("Grrrr!!!")
    Pit=0;
  end

ResultTot(Nit,1)=Results;
Nit=Nit+Pit

Q0=input("Continue? : 0 = Yes / 1 = No")

Q1=Q0;
if Q1==1 then write(Chfile+"/"+Et+"TOT.xls",ResultTot,'(A1000)')
end

end
```

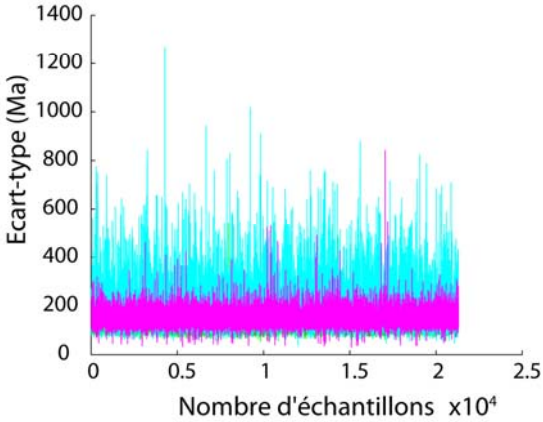
Annexe 3

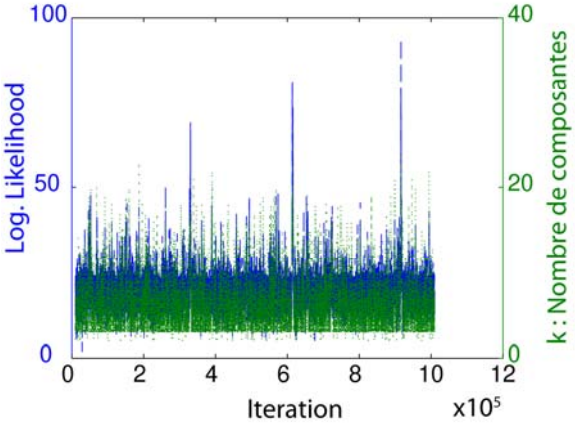
Résultats de BayesMix

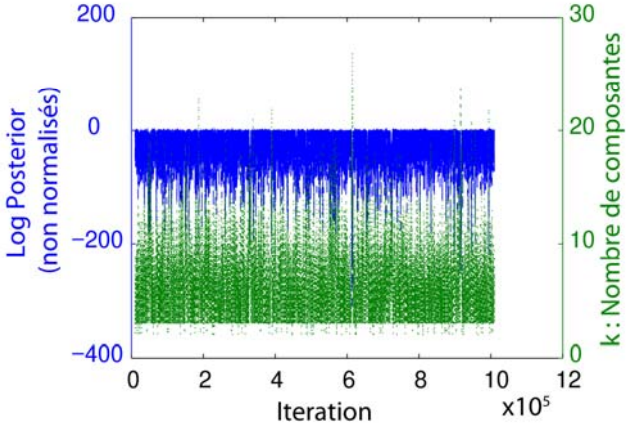
Echantillon SA5
Itérations

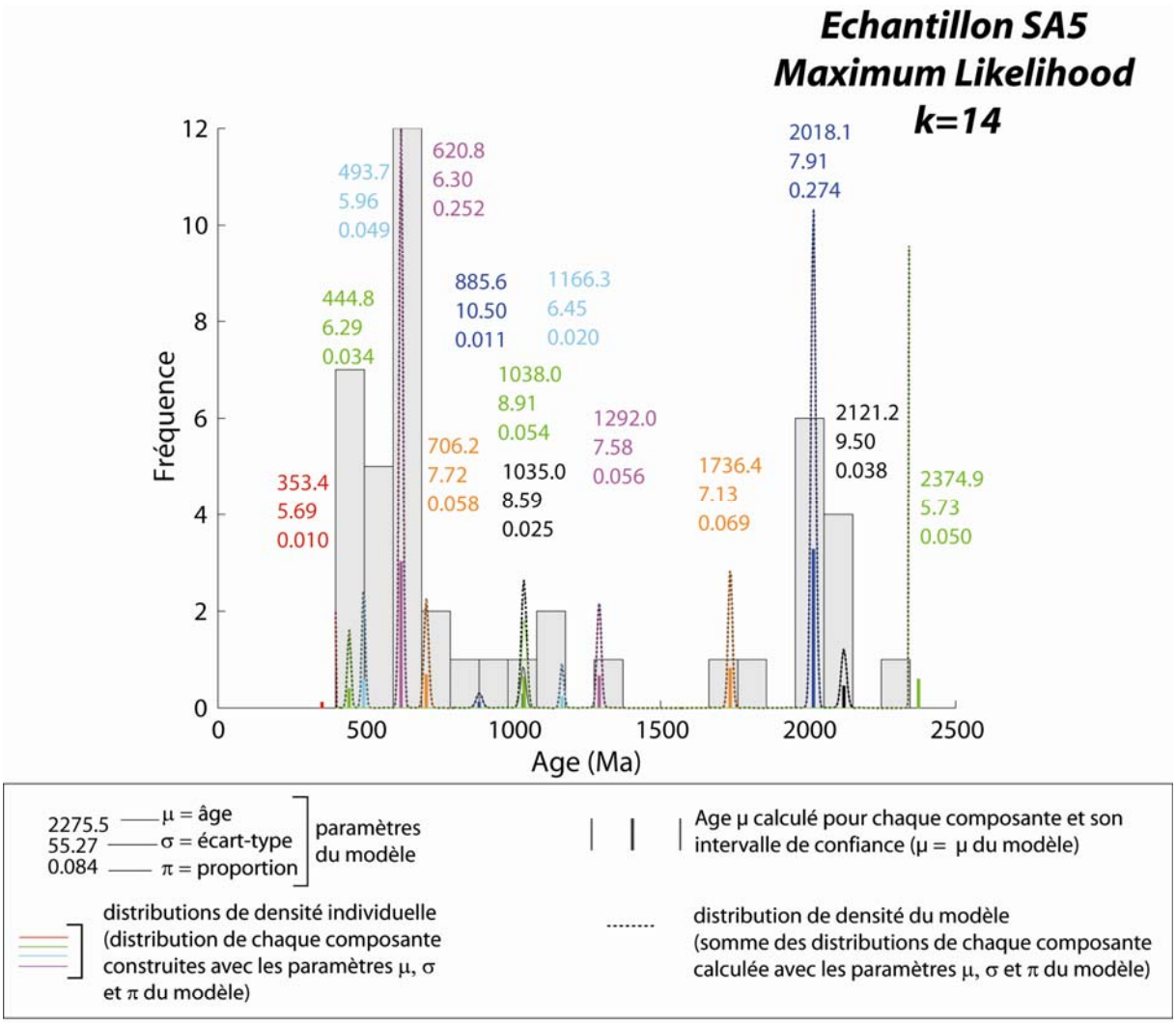


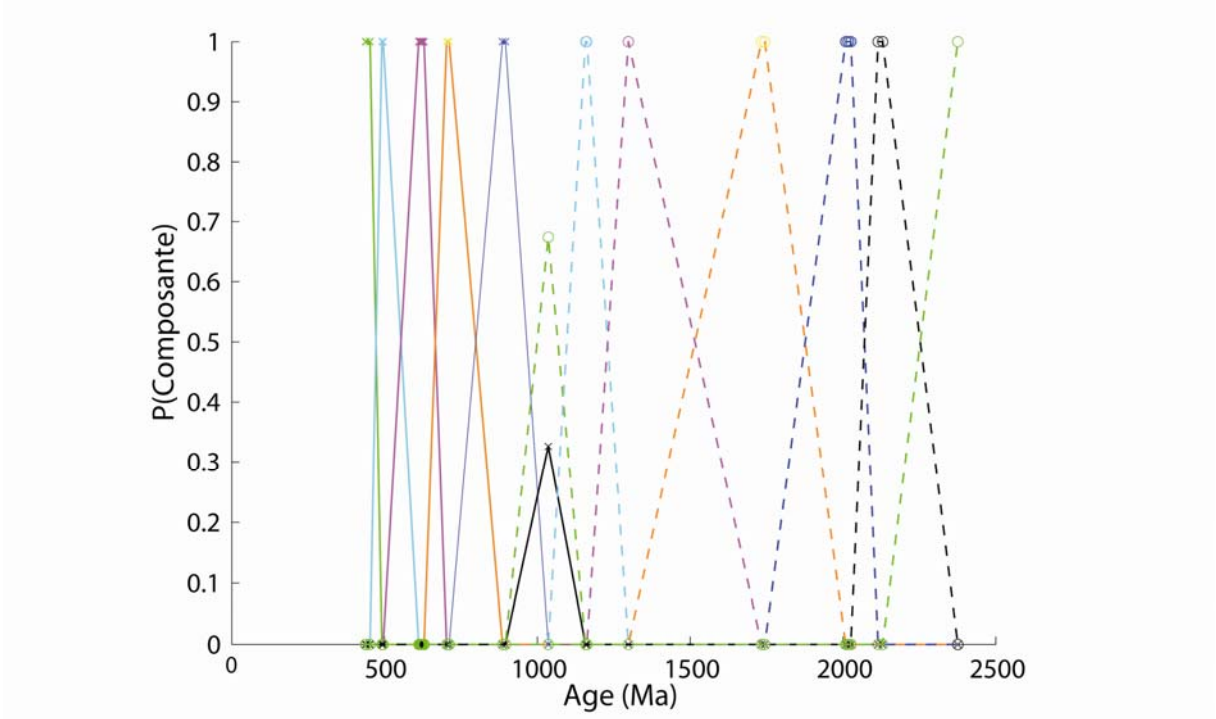


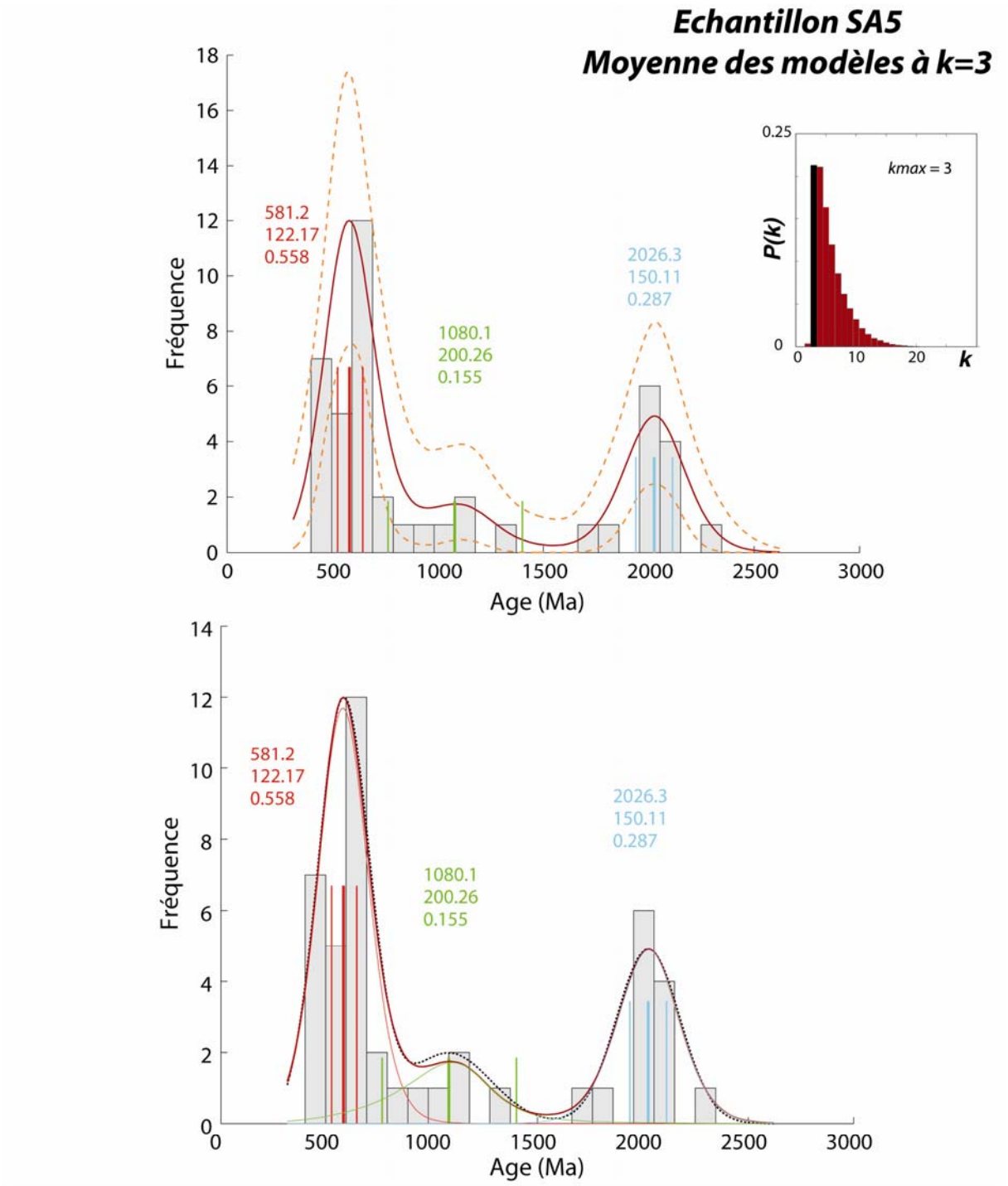


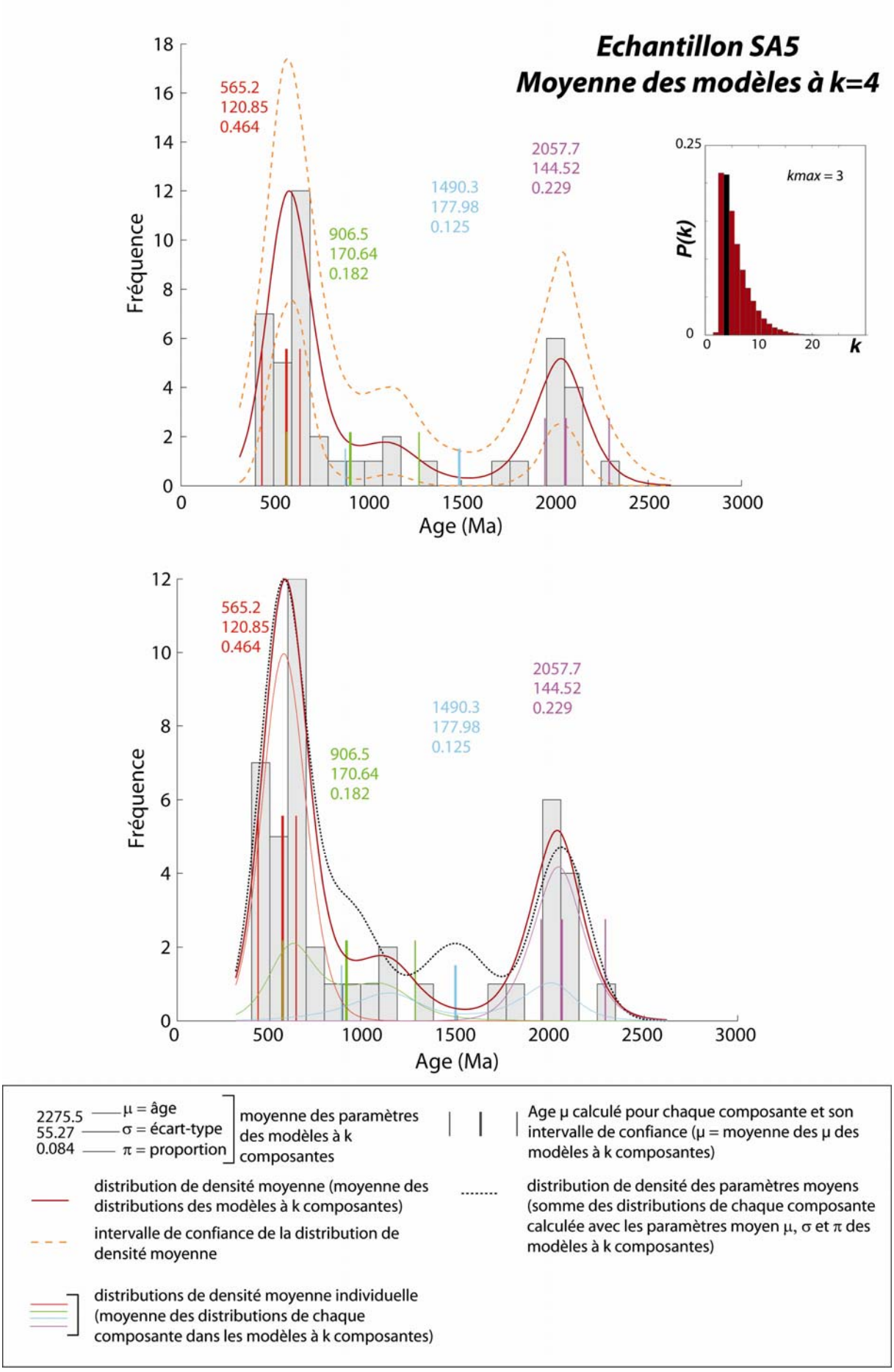


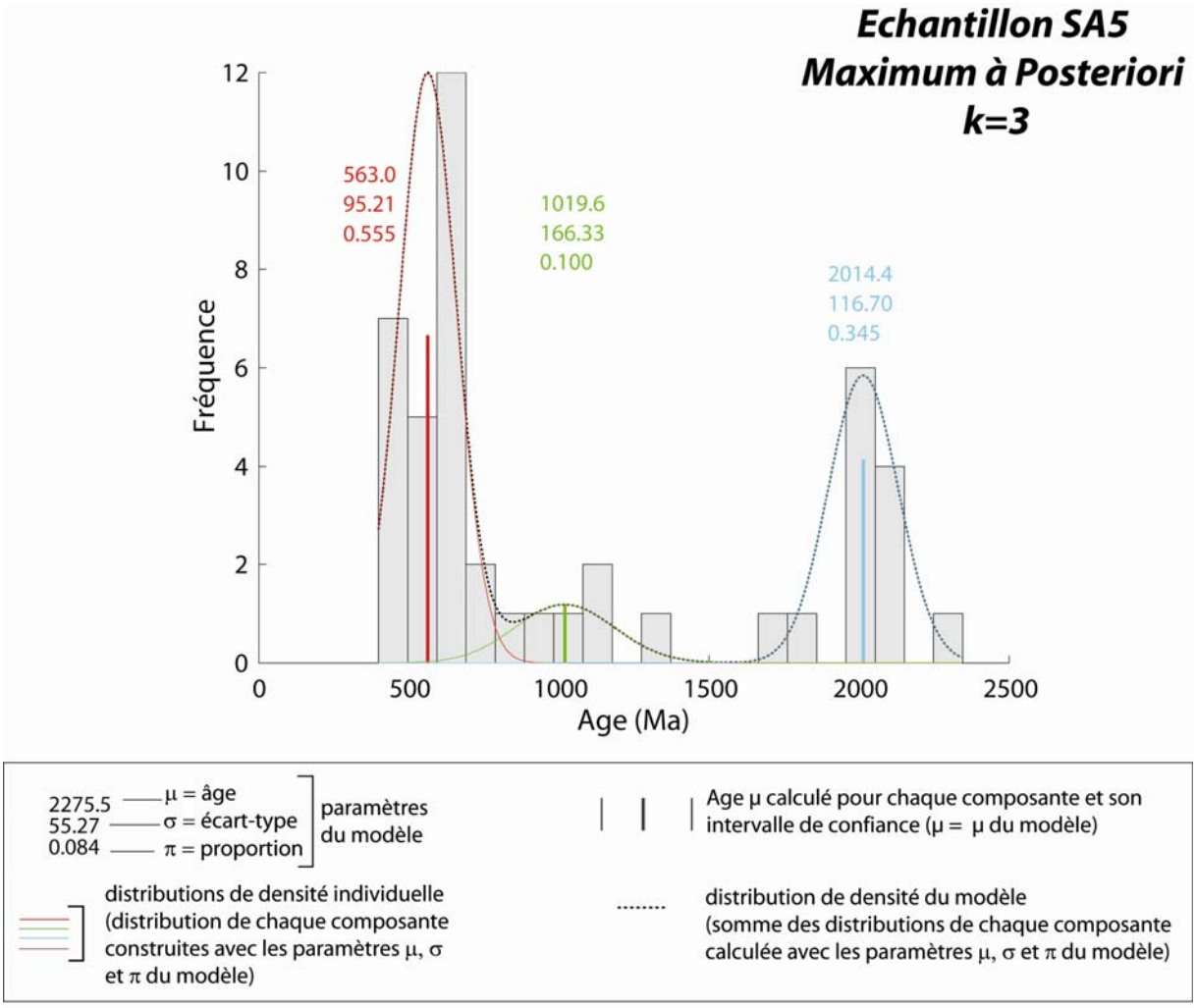


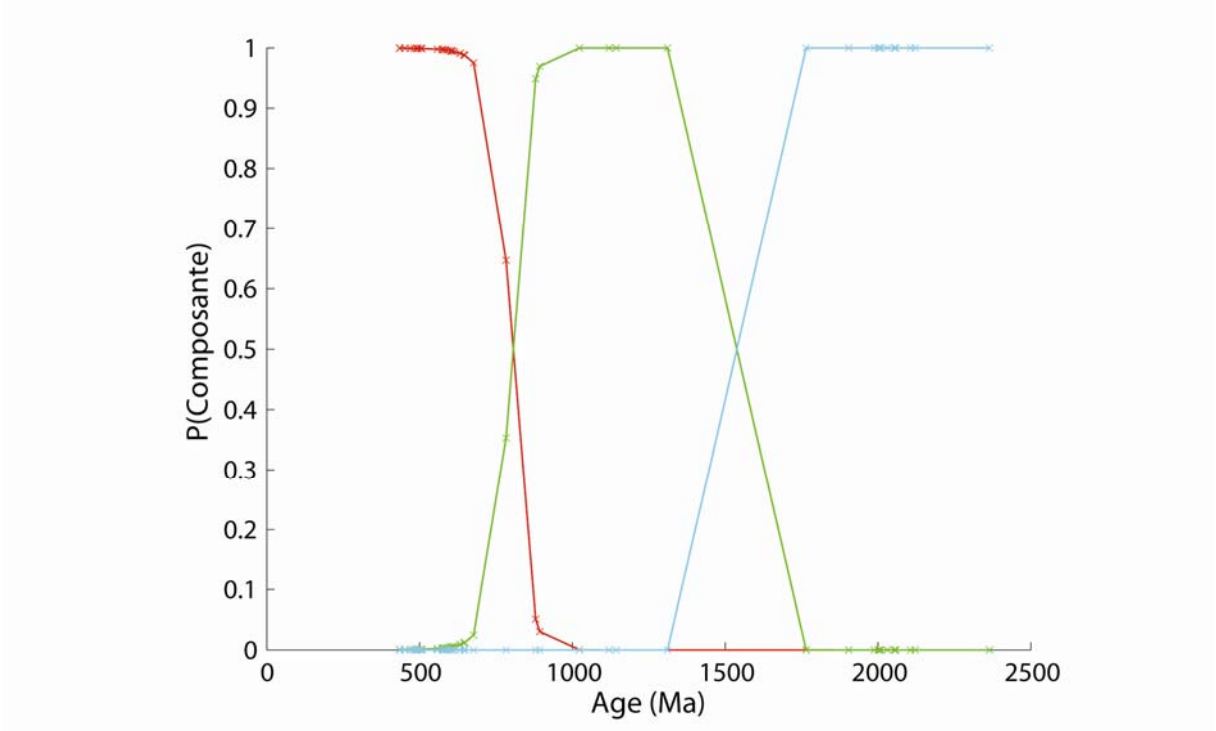

Echantillon SA5
Maximum Likelihood
k=14
Fréquence
Age (Ma)
353.4
5.69
0.010
444.8
6.29
0.034
493.7
5.96
0.049
620.8
6.30
0.252
706.2
7.72
0.058
885.6
10.50
0.011
1035.0
8.59
0.025
1038.0
8.91
0.054
1166.3
6.45
0.020
1292.0
7.58
0.056
1736.4
7.13
0.069
2018.1
7.91
0.274
2121.2
9.50
0.038
2374.9
5.73
0.050
2275.5 μ = âge
55.27 σ = écart-type
0.084 π = proportion
paramètres du modèle
Age μ calculé pour chaque composante et son intervalle de confiance (μ = μ du modèle)
distributions de densité individuelle (distribution de chaque composante construites avec les paramètres μ, σ et π du modèle)
distribution de densité du modèle (somme des distributions de chaque composante calculée avec les paramètres μ, σ et π du modèle)


P(Composante)
Age (Ma)

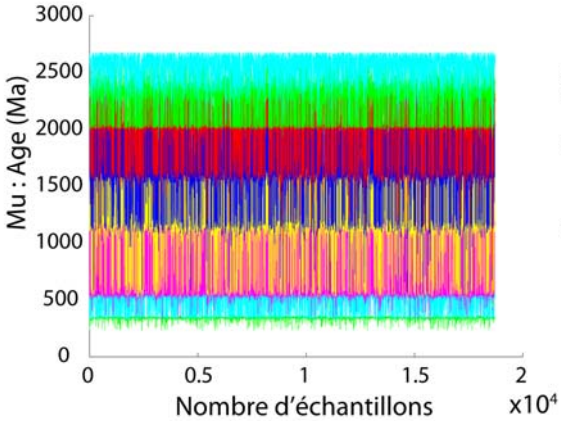

Echantillon SA5
Moyenne des modèles à k=3
Fréquence
Age (Ma)
581.2
122.17
0.558
1080.1
200.26
0.155
2026.3
150.11
0.287
kmax = 3
P(k)
k
2275.5 — μ = âge
55.27 — σ = écart-type
0.084 — π = proportion
moyenne des paramètres des modèles à k composantes
Age μ calculé pour chaque composante et son intervalle de confiance (μ = moyenne des μ des modèles à k composantes)
distribution de densité moyenne (moyenne des distributions des modèles à k composantes)
intervalle de confiance de la distribution de densité moyenne
distribution de densité des paramètres moyens (somme des distributions de chaque composante calculée avec les paramètres moyen μ, σ et π des modèles à k composantes)
distributions de densité moyenne individuelle (moyenne des distributions de chaque composante dans les modèles à k composantes)

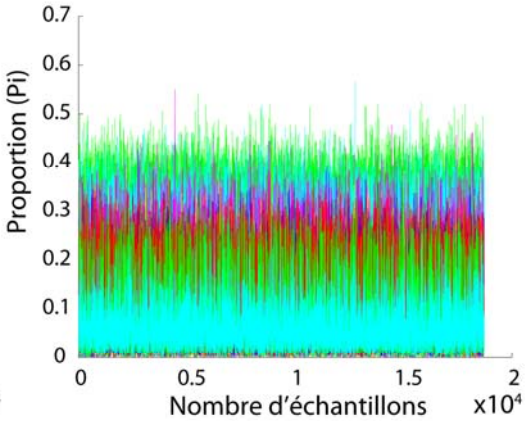

Echantillon SA5
Moyenne des modèles à k=4
565.2
120.85
0.464
906.5
170.64
0.182
1490.3
177.98
0.125
2057.7
144.52
0.229
kmax = 3
P(k)
k
Fréquence
Age (Ma)
2275.5 — μ = âge
55.27 — σ = écart-type
0.084 — π = proportion
moyenne des paramètres des modèles à k composantes
Age μ calculé pour chaque composante et son intervalle de confiance (μ = moyenne des μ des modèles à k composantes)
distribution de densité moyenne (moyenne des distributions des modèles à k composantes)
intervalle de confiance de la distribution de densité moyenne
distribution de densité des paramètres moyens (somme des distributions de chaque composante calculée avec les paramètres moyen μ, σ et π des modèles à k composantes)
distributions de densité moyenne individuelle (moyenne des distributions de chaque composante dans les modèles à k composantes)

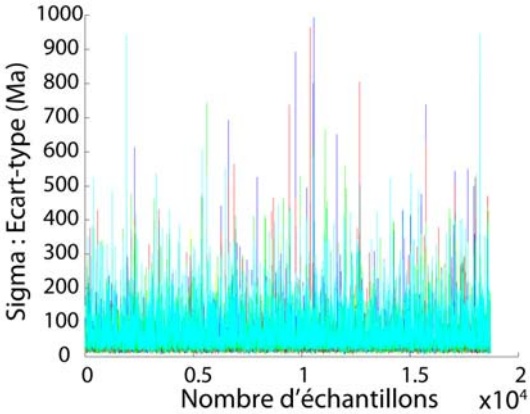

Echantillon SA5
Maximum à Posteriori
k=3
563.0
95.21
0.555
1019.6
166.33
0.100
2014.4
116.70
0.345
Fréquence
Age (Ma)
2275.5 μ = âge
55.27 σ = écart-type
0.084 π = proportion
paramètres du modèle
Age μ calculé pour chaque composante et son intervalle de confiance (μ = μ du modèle)
distributions de densité individuelle (distribution de chaque composante construites avec les paramètres μ, σ et π du modèle)
distribution de densité du modèle (somme des distributions de chaque composante calculée avec les paramètres μ, σ et π du modèle)

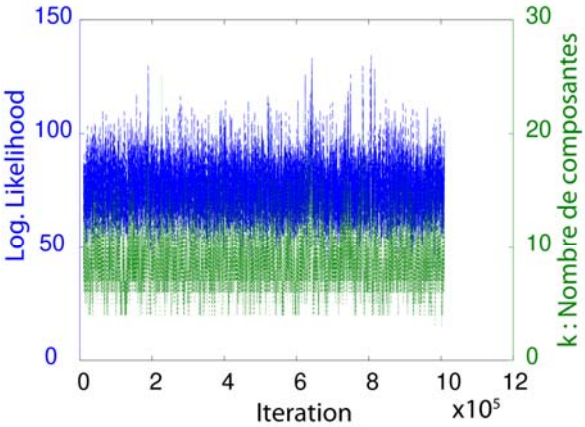

P(Composante)
Age (Ma)

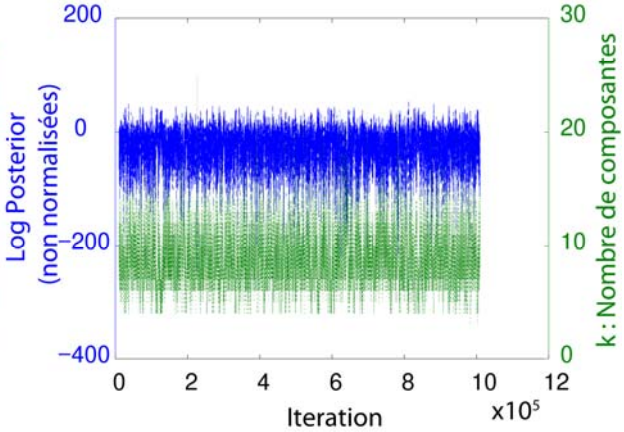
Echantillon AN1
Itérations

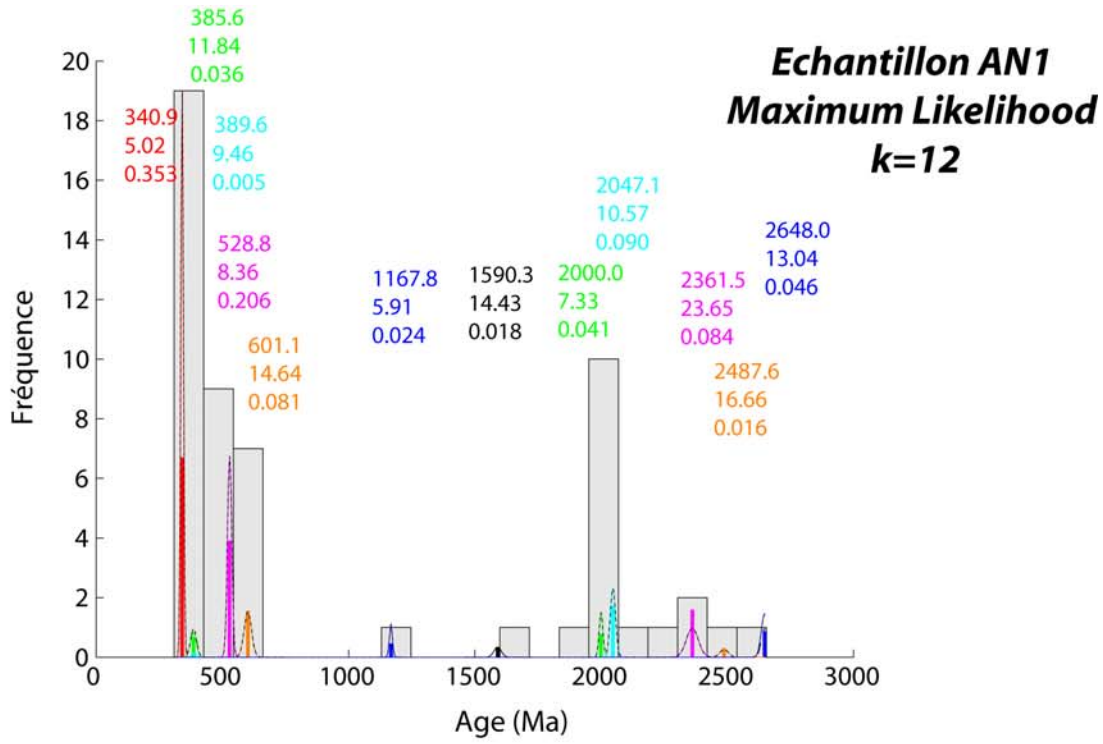










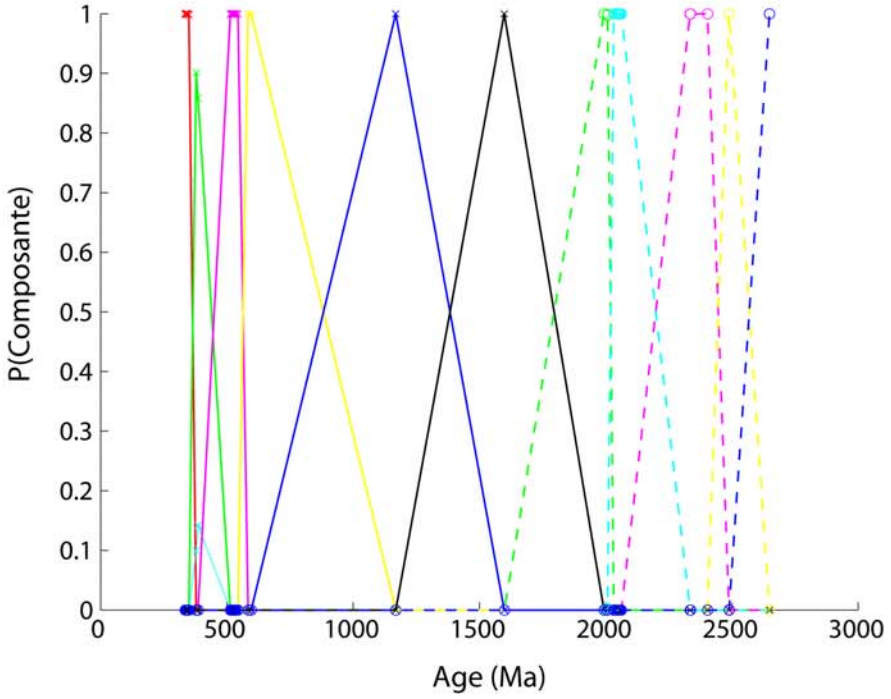


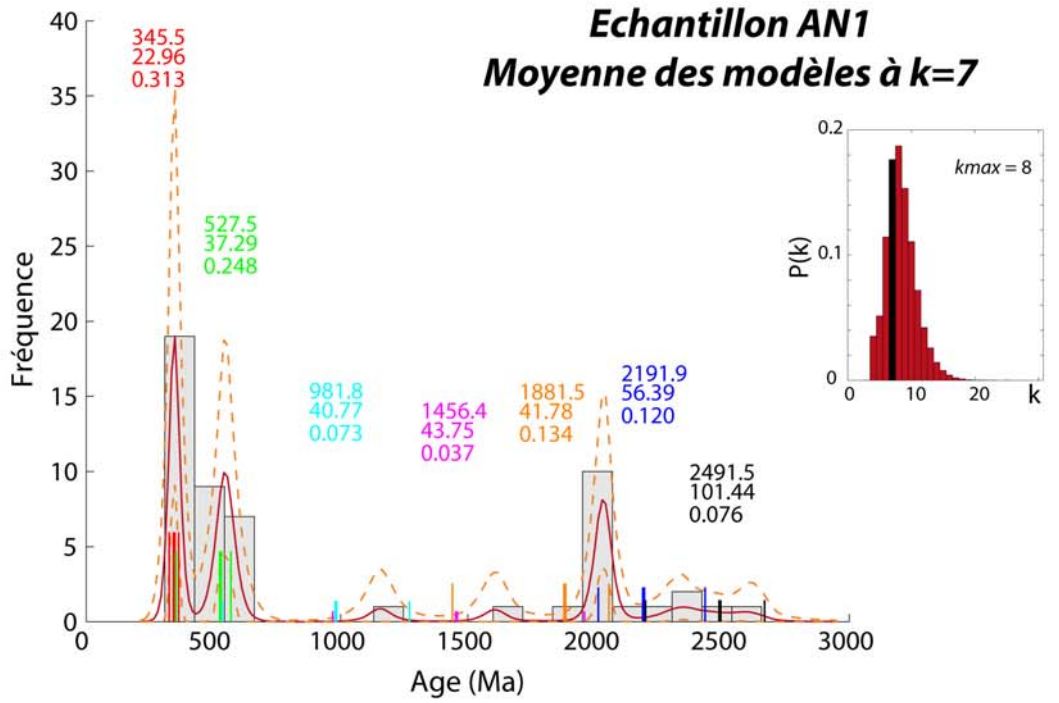
2275.5 — μ = âge
55.27 — σ = écart-type
0.084 — π = proportion
] paramètres du modèle

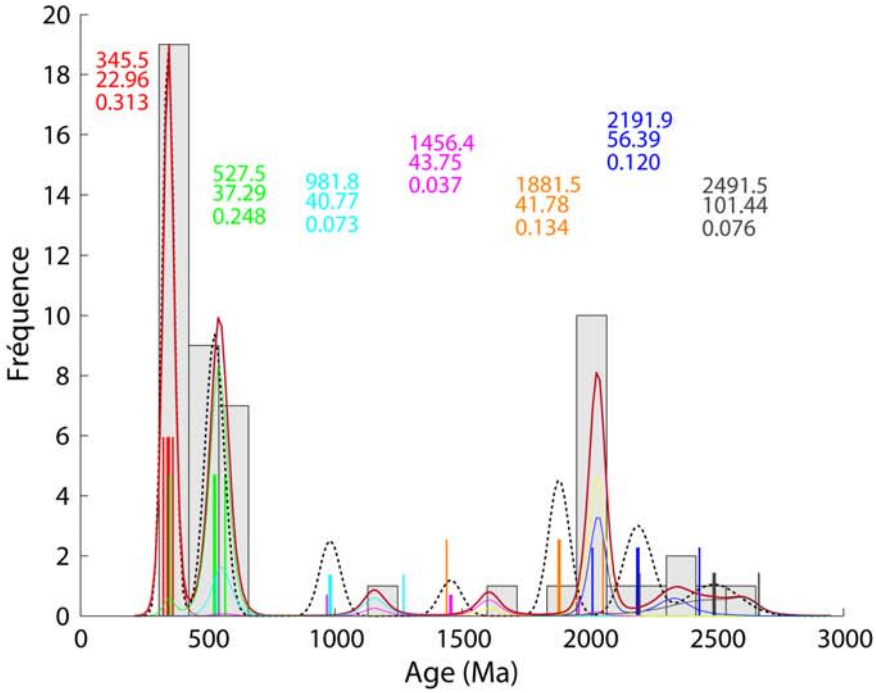
distributions de densité individuelle (distribution de chaque composante construites avec les paramètres μ, σ et π du modèle)

Age μ calculé pour chaque composante et son intervalle de confiance (μ = μ du modèle)

distribution de densité du modèle (somme des distributions de chaque composante calculée avec les paramètres μ, σ et π du modèle)







2275.5 — μ = âge
55.27 — σ = écart-type
0.084 — π = proportion
] moyenne des paramètres des modèles à k composantes

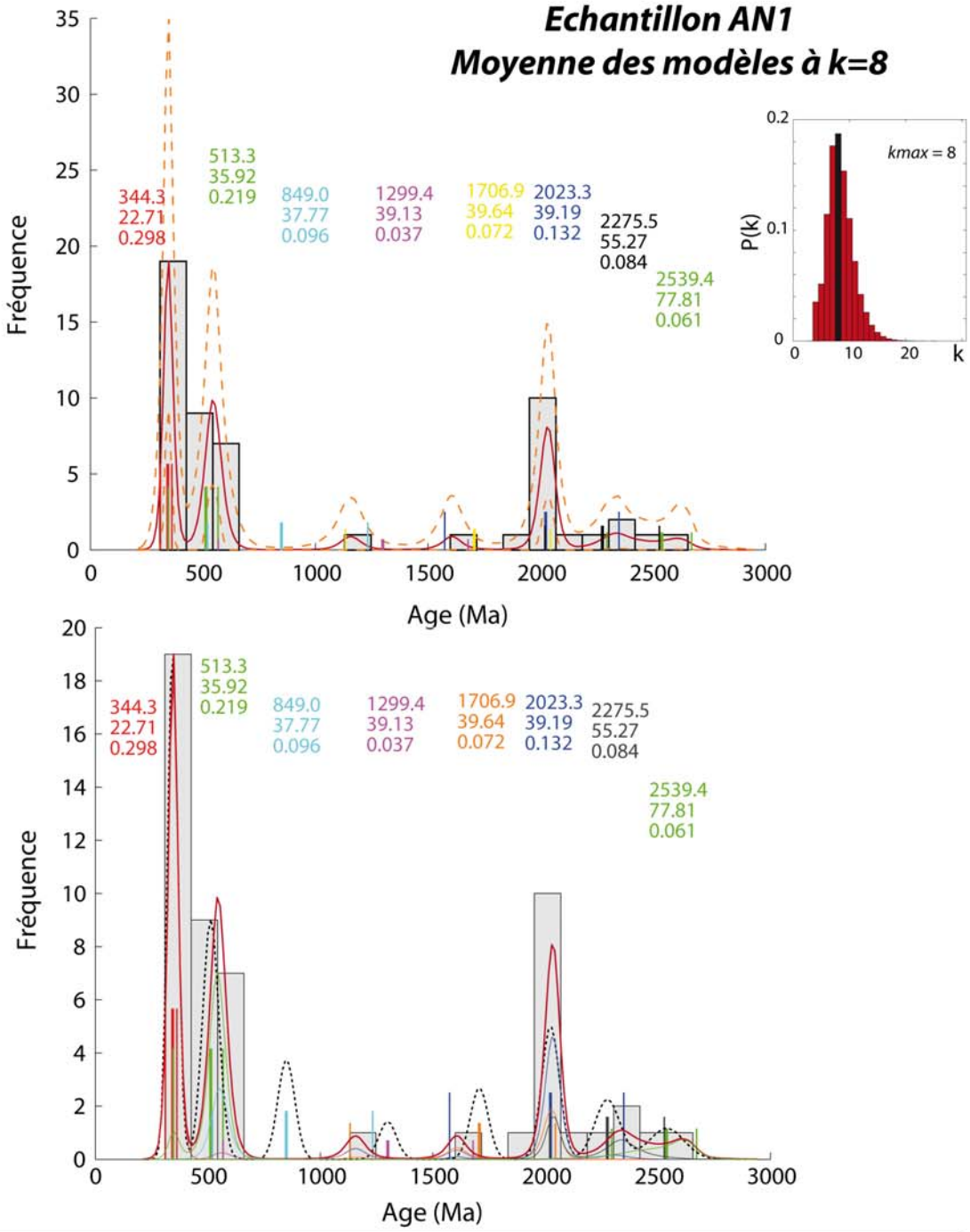
distribution de densité moyenne (moyenne des distributions des modèles à k composantes)

intervalle de confiance de la distribution de densité moyenne

distributions de densité moyenne individuelle (moyenne des distributions de chaque composante dans les modèles à k composantes)

Age μ calculé pour chaque composante et son intervalle de confiance (μ = moyenne des μ des modèles à k composantes)

distribution de densité des paramètres moyens (somme des distributions de chaque composante calculée avec les paramètres moyen μ, σ et π des modèles à k composantes)



2275.5 — μ = âge
55.27 — σ = écart-type
0.084 — π = proportion
moyenne des paramètres des modèles à k composantes

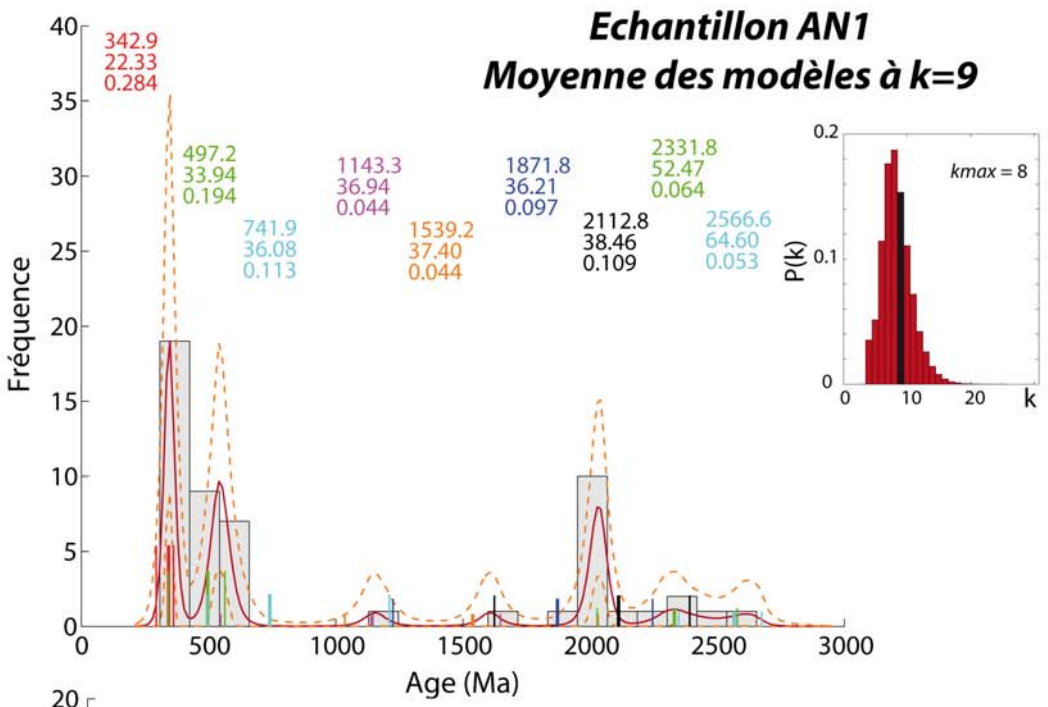
Age μ calculé pour chaque composante et son intervalle de confiance (μ = moyenne des μ des modèles à k composantes)

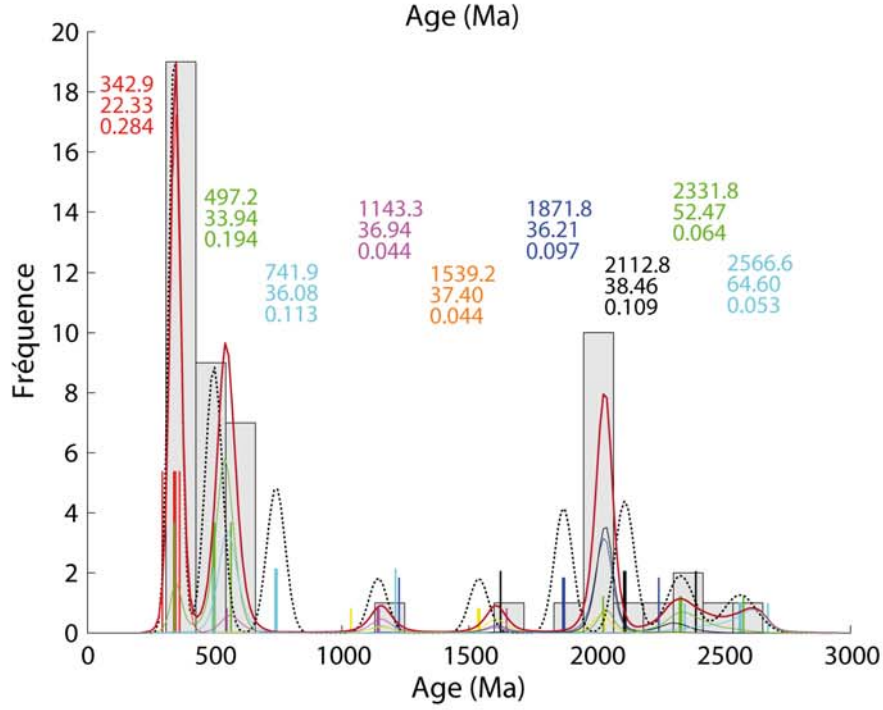
distribution de densité moyenne (moyenne des distributions des modèles à k composantes)

intervalle de confiance de la distribution de densité moyenne

distributions de densité moyenne individuelle (moyenne des distributions de chaque composante dans les modèles à k composantes)

distribution de densité des paramètres moyens (somme des distributions de chaque composante calculée avec les paramètres moyen μ, σ et π des modèles à k composantes)





2275.5 — μ = âge
55.27 — σ = écart-type
0.084 — π = proportion
] moyenne des paramètres des modèles à k composantes

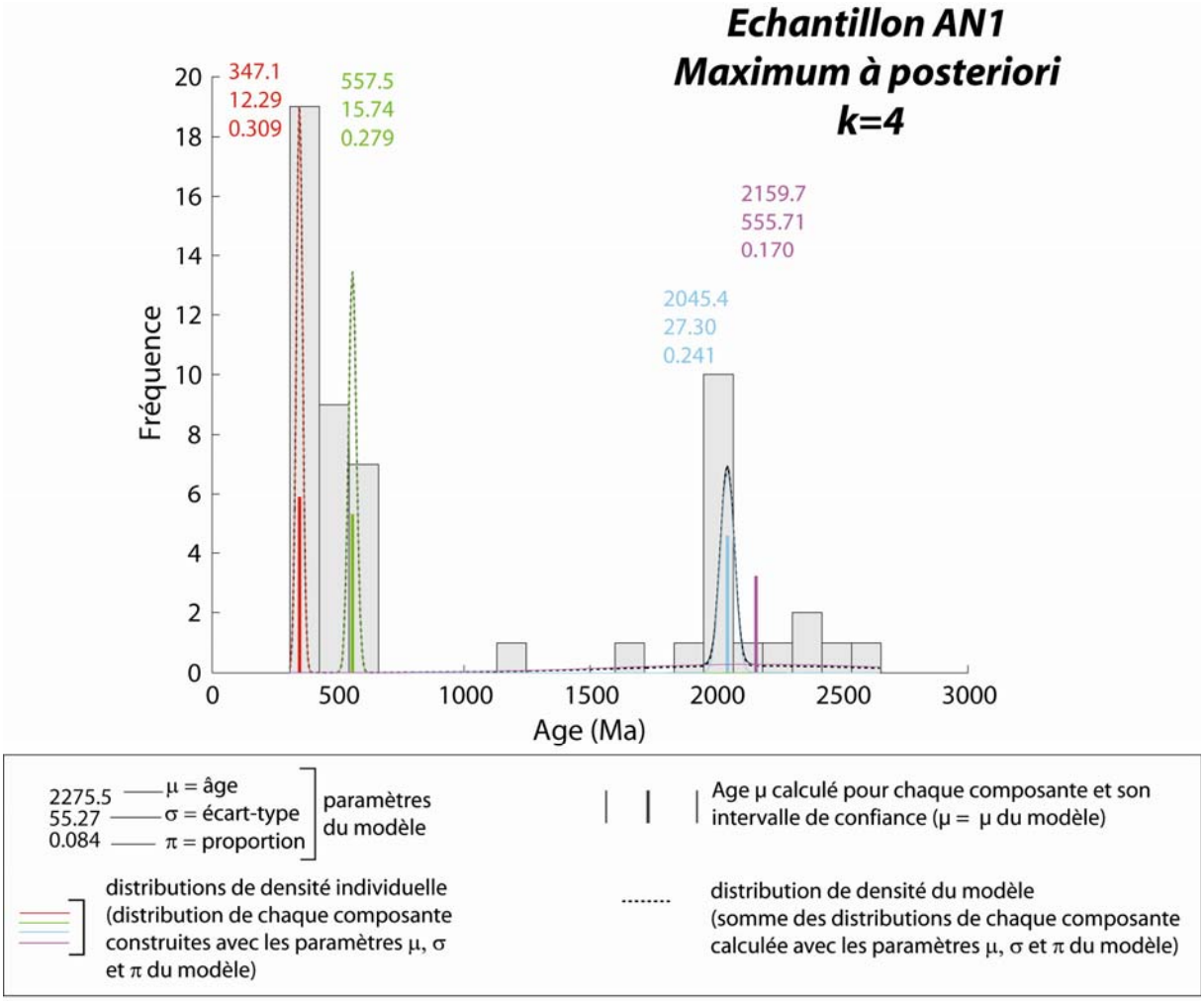
| | | Age μ calculé pour chaque composante et son intervalle de confiance (μ = moyenne des μ des modèles à k composantes)

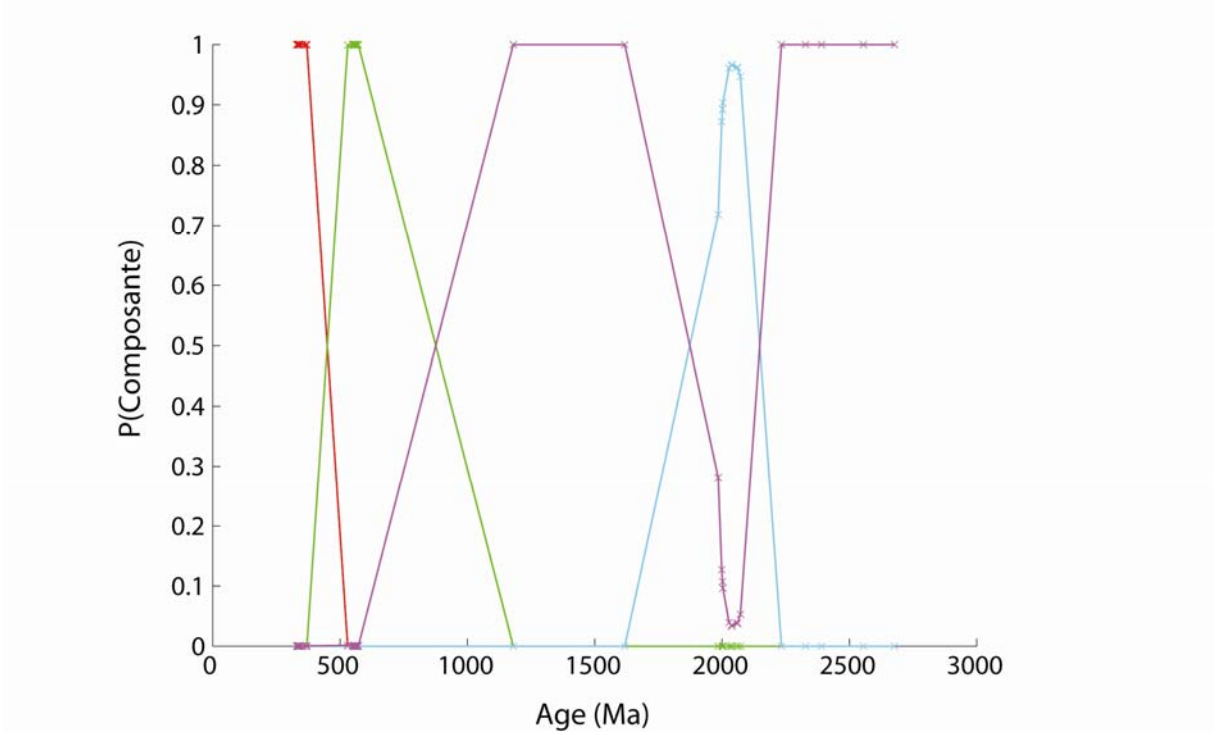
— distribution de densité moyenne (moyenne des distributions des modèles à k composantes)

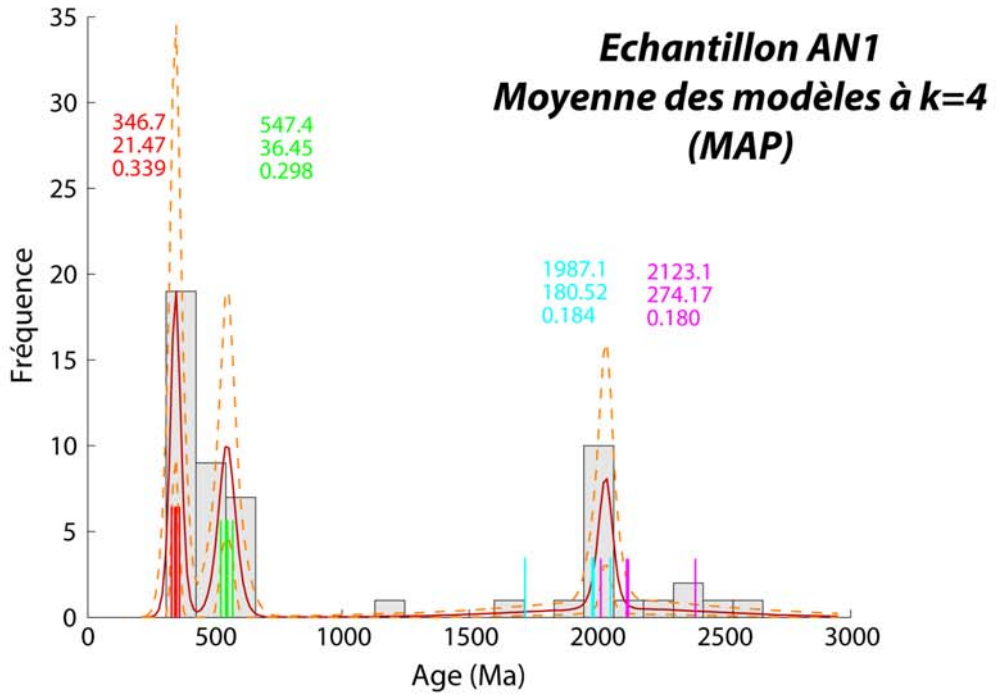
- - - intervalle de confiance de la distribution de densité moyenne

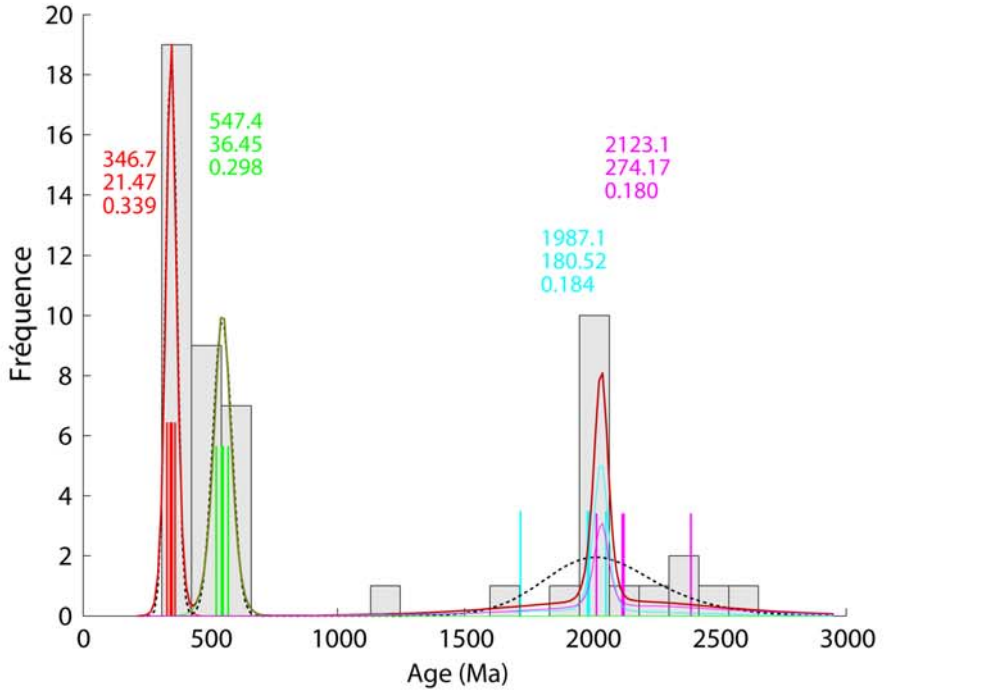
..... distribution de densité des paramètres moyens (somme des distributions de chaque composante calculée avec les paramètres moyen μ, σ et π des modèles à k composantes)

] distributions de densité moyenne individuelle (moyenne des distributions de chaque composante dans les modèles à k composantes)


Echantillon AN1
Maximum à posteriori
k=4
347.1
12.29
0.309
557.5
15.74
0.279
2159.7
555.71
0.170
2045.4
27.30
0.241
Fréquence
Age (Ma)
2275.5 μ = âge
55.27 σ = écart-type
0.084 π = proportion
paramètres du modèle
Age μ calculé pour chaque composante et son intervalle de confiance (μ = μ du modèle)
distributions de densité individuelle (distribution de chaque composante construites avec les paramètres μ, σ et π du modèle)
distribution de densité du modèle (somme des distributions de chaque composante calculée avec les paramètres μ, σ et π du modèle)


P(Composante)
Age (Ma)





2275.5 — μ = âge
55.27 — σ = écart-type
0.084 — π = proportion
] moyenne des paramètres des modèles à k composantes

distribution de densité moyenne (moyenne des distributions des modèles à k composantes)

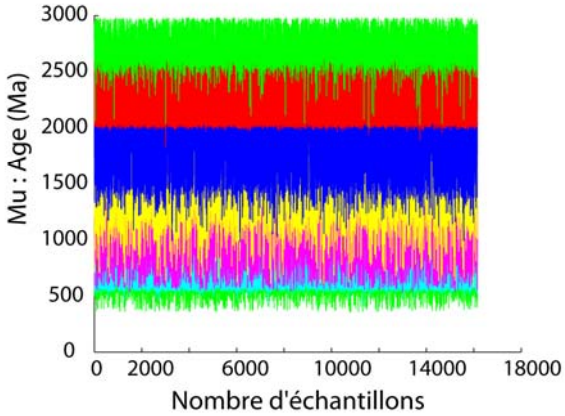
intervalle de confiance de la distribution de densité moyenne

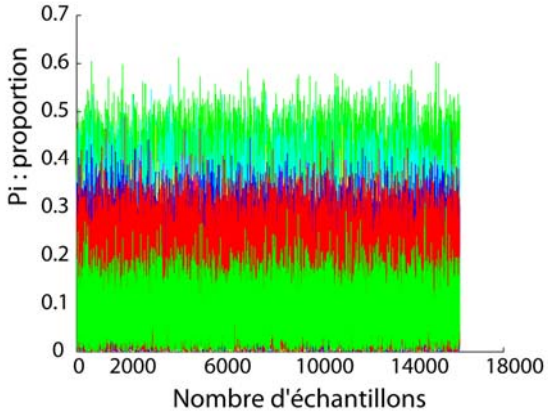
distributions de densité moyenne individuelle (moyenne des distributions de chaque composante dans les modèles à k composantes)

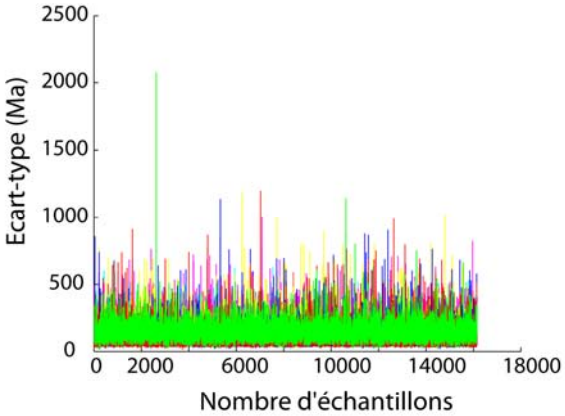
Age μ calculé pour chaque composante et son intervalle de confiance (μ = moyenne des μ des modèles à k composantes)

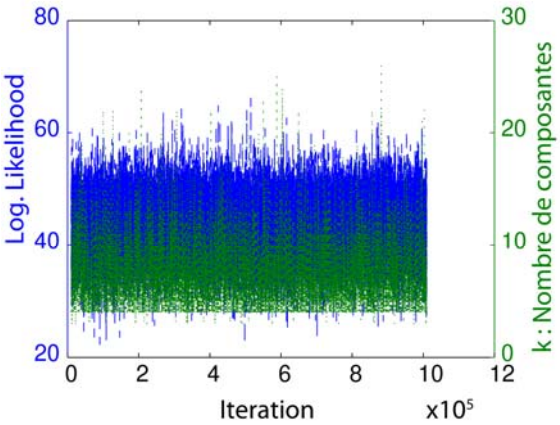
distribution de densité des paramètres moyens (somme des distributions de chaque composante calculée avec les paramètres moyen μ, σ et π des modèles à k composantes)

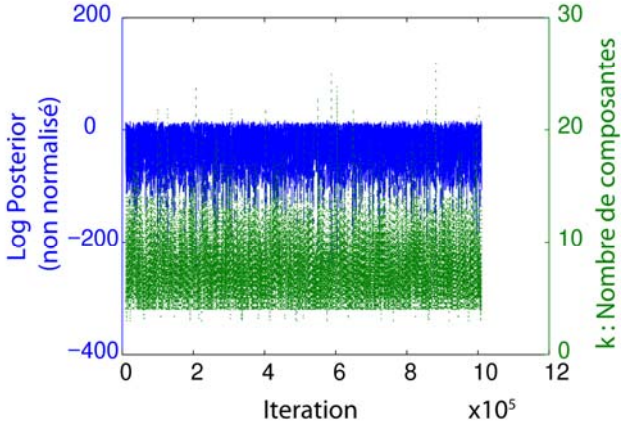
Echantillon AN2
Itérations

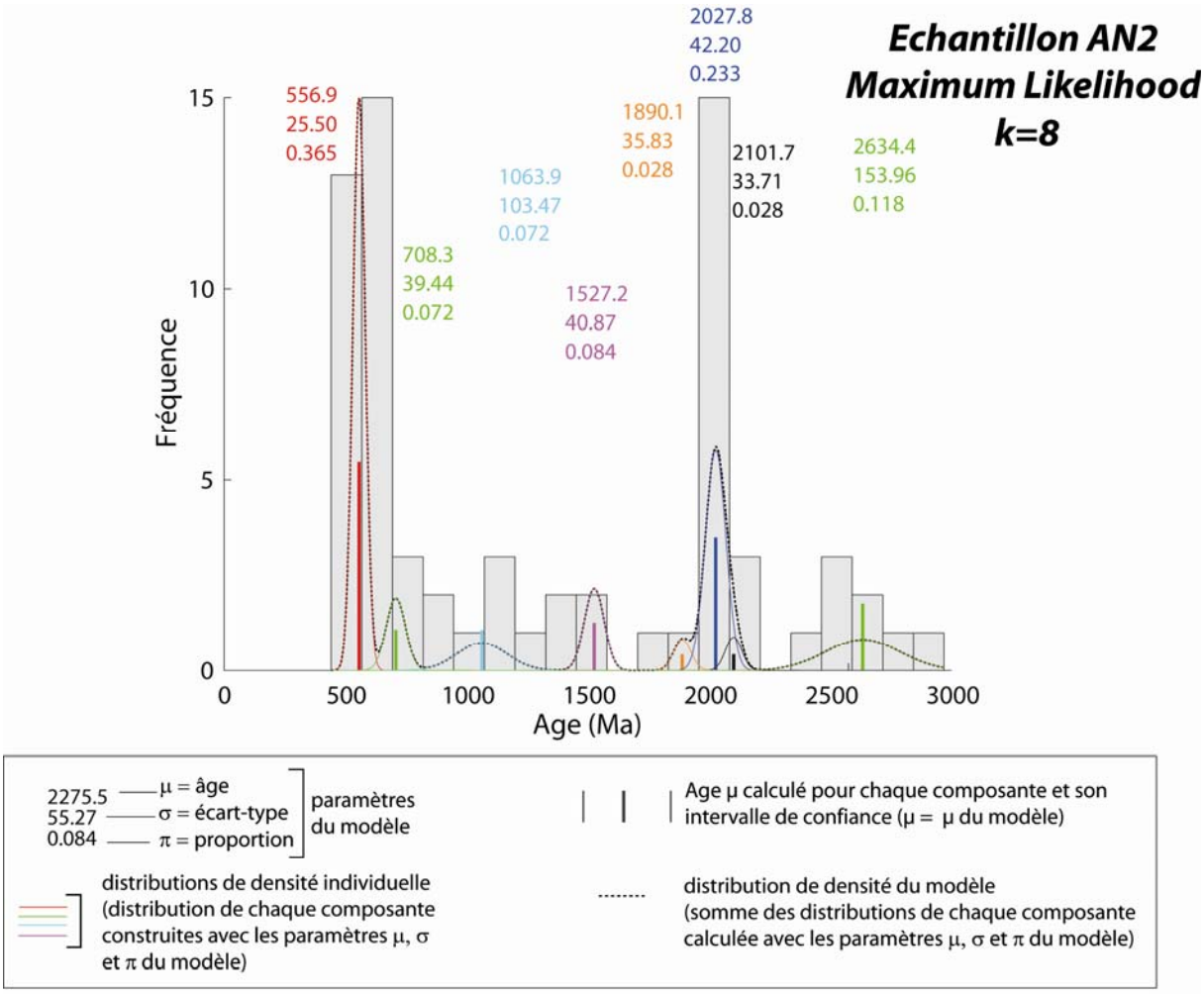


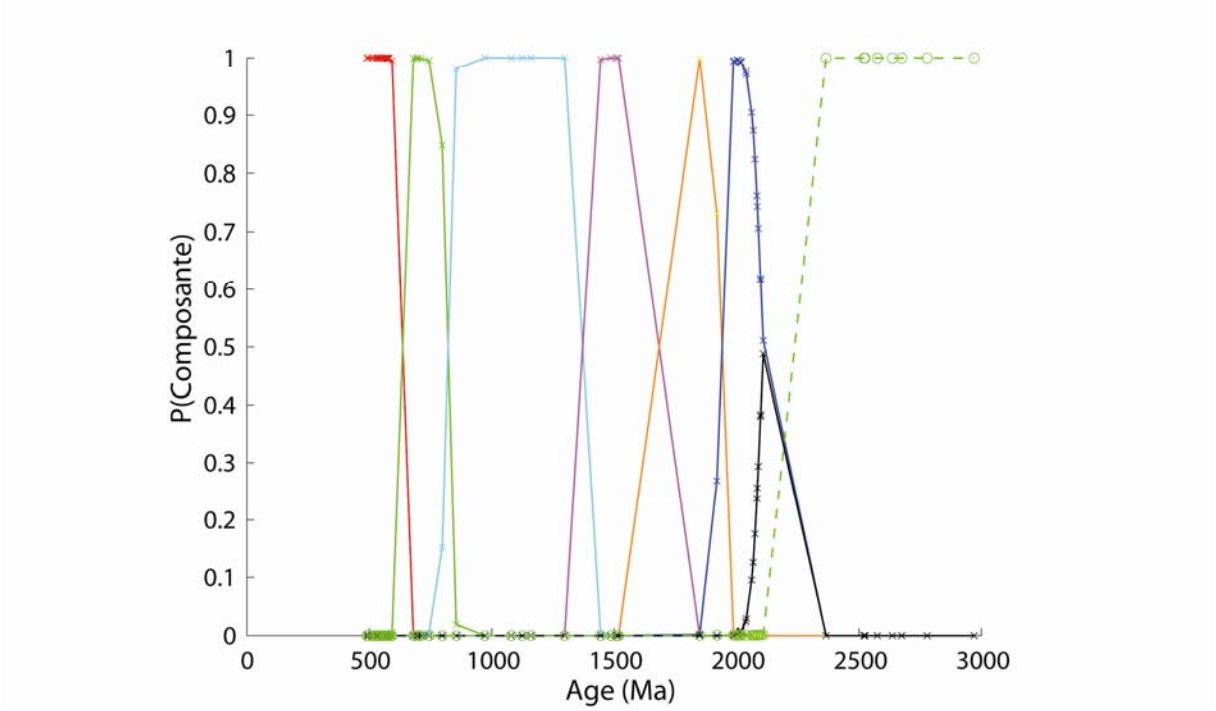


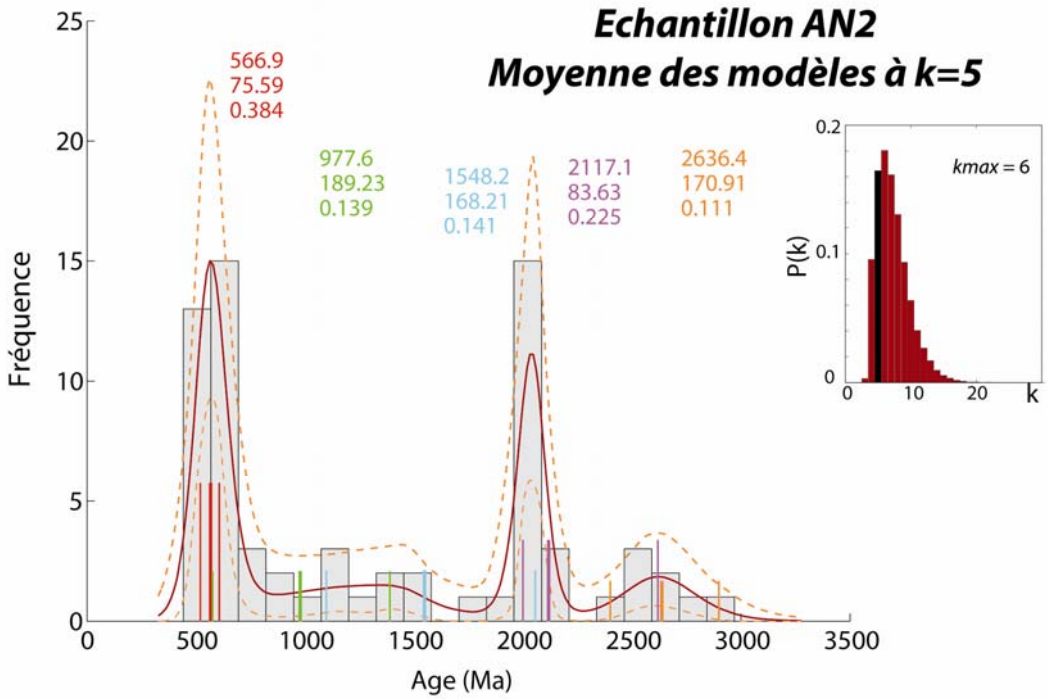


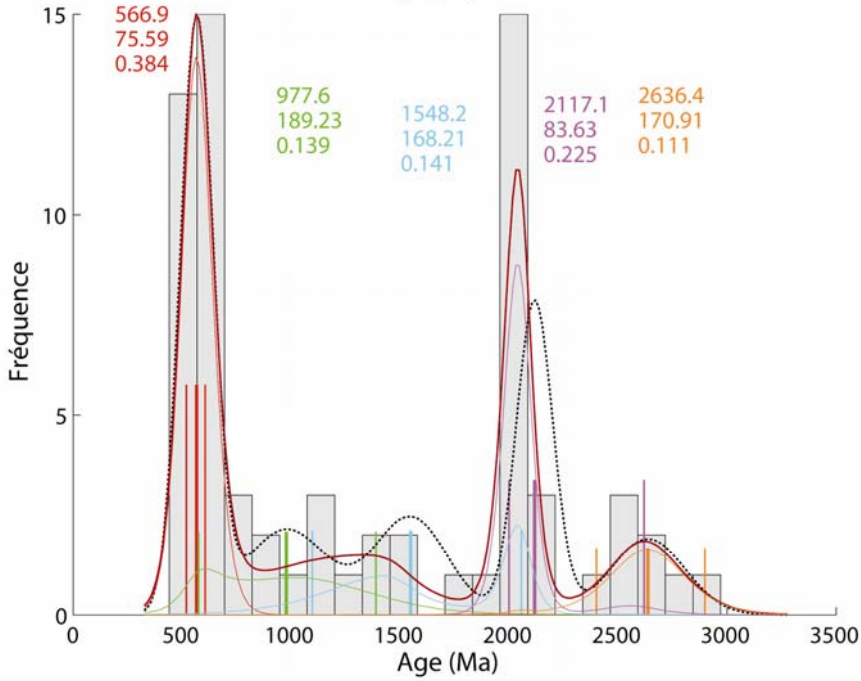





Echantillon AN2
Maximum Likelihood
k=8
556.9
25.50
0.365
708.3
39.44
0.072
1063.9
103.47
0.072
1527.2
40.87
0.084
1890.1
35.83
0.028
2027.8
42.20
0.233
2101.7
33.71
0.028
2634.4
153.96
0.118
Fréquence
Age (Ma)
2275.5 μ = âge
55.27 σ = écart-type
0.084 π = proportion
paramètres du modèle
Age μ calculé pour chaque composante et son intervalle de confiance (μ = μ du modèle)
distributions de densité individuelle (distribution de chaque composante construites avec les paramètres μ, σ et π du modèle)
distribution de densité du modèle (somme des distributions de chaque composante calculée avec les paramètres μ, σ et π du modèle)


P(Composante)
Age (Ma)





2275.5 — μ = âge
55.27 — σ = écart-type
0.084 — π = proportion
] moyenne des paramètres des modèles à k composantes

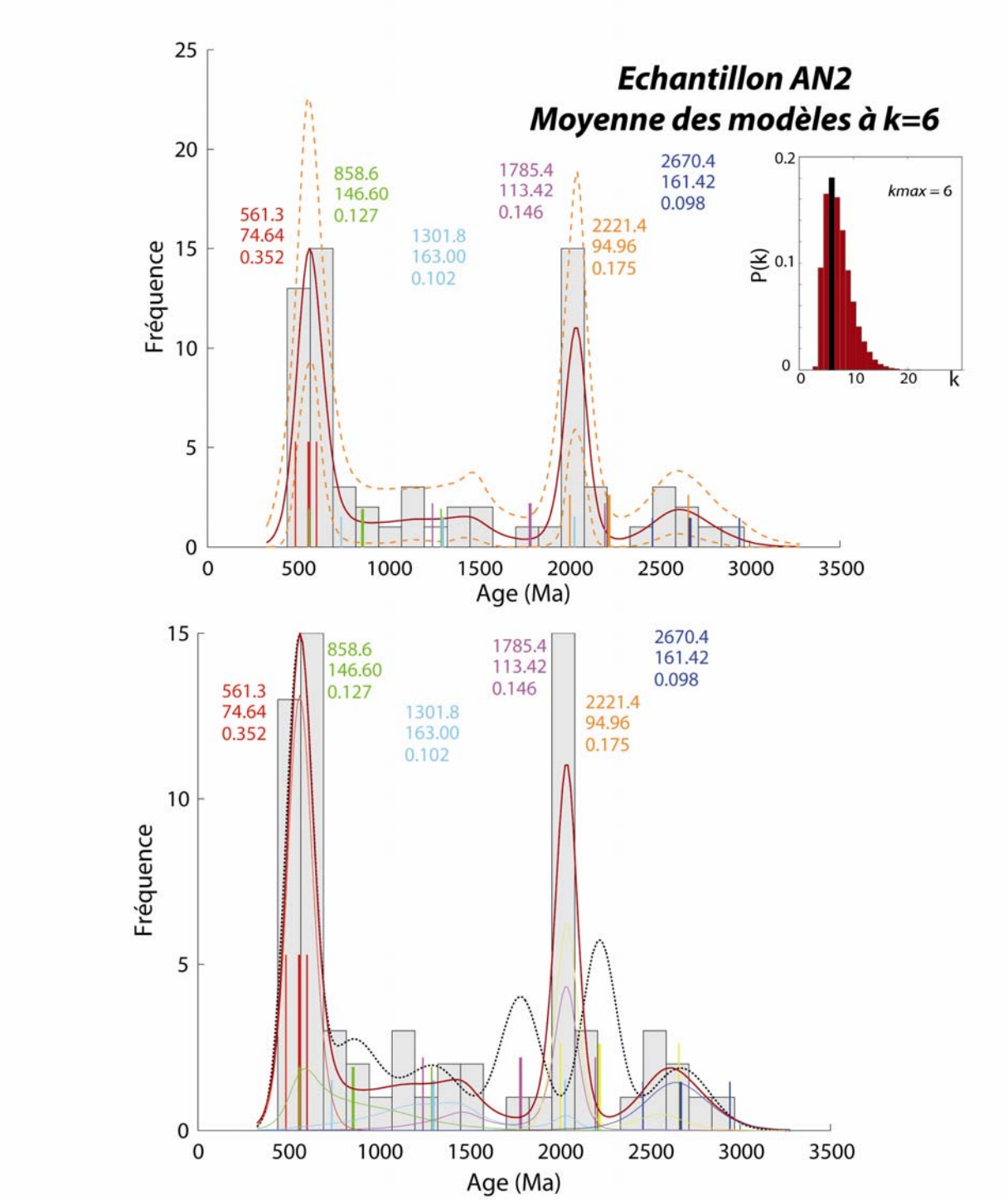
distribution de densité moyenne (moyenne des distributions des modèles à k composantes)

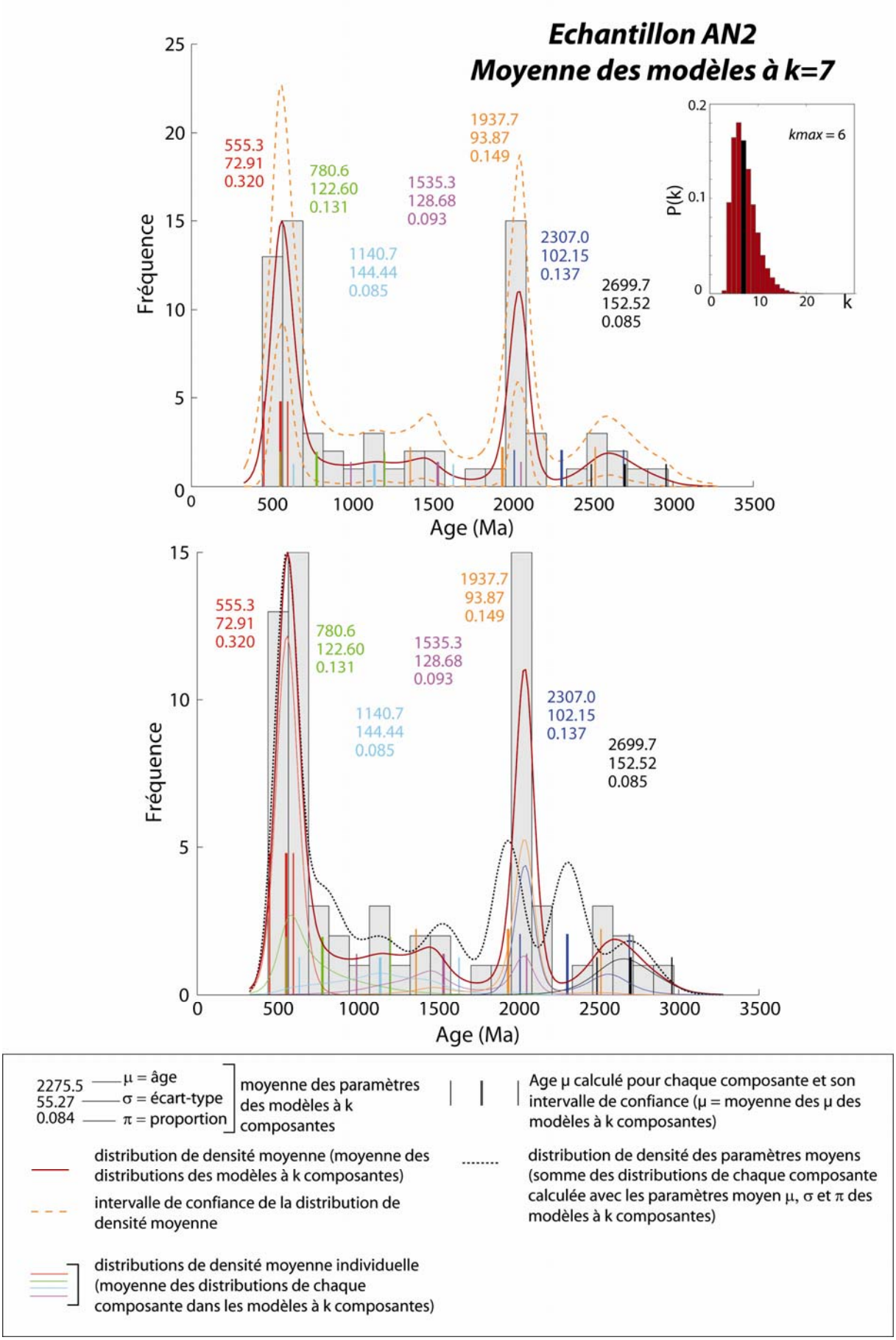
intervalle de confiance de la distribution de densité moyenne

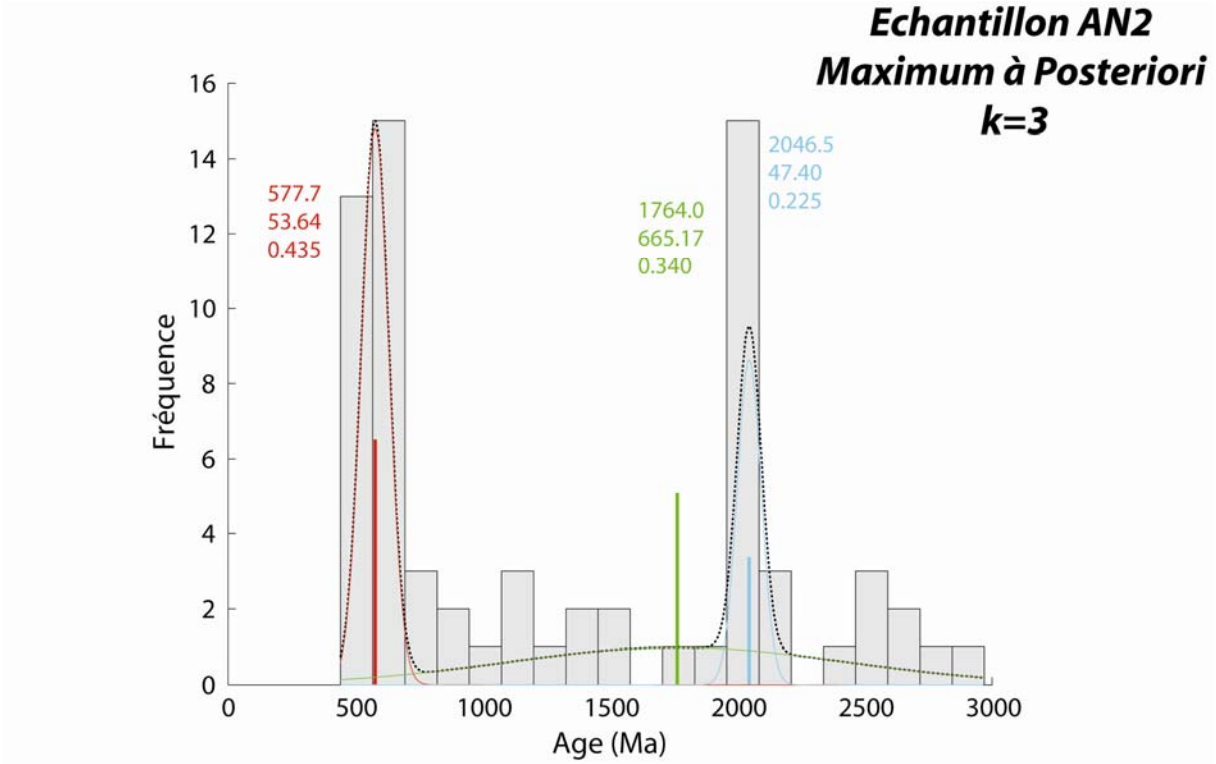
distributions de densité moyenne individuelle (moyenne des distributions de chaque composante dans les modèles à k composantes)

Age μ calculé pour chaque composante et son intervalle de confiance (μ = moyenne des μ des modèles à k composantes)

distribution de densité des paramètres moyens (somme des distributions de chaque composante calculée avec les paramètres moyen μ, σ et π des modèles à k composantes)


Echantillon AN2
Moyenne des modèles à k=6
561.3
74.64
0.352
858.6
146.60
0.127
1301.8
163.00
0.102
1785.4
113.42
0.146
2221.4
94.96
0.175
2670.4
161.42
0.098
kmax = 6
P(k)
k
Fréquence
Age (Ma)
2275.5 — μ = âge
55.27 — σ = écart-type
0.084 — π = proportion
moyenne des paramètres des modèles à k composantes
Age μ calculé pour chaque composante et son intervalle de confiance (μ = moyenne des μ des modèles à k composantes)
distribution de densité moyenne (moyenne des distributions des modèles à k composantes)
intervalle de confiance de la distribution de densité moyenne
distribution de densité des paramètres moyens (somme des distributions de chaque composante calculée avec les paramètres moyen μ, σ et π des modèles à k composantes)
distributions de densité moyenne individuelle (moyenne des distributions de chaque composante dans les modèles à k composantes)


Echantillon AN2
Moyenne des modèles à k=7
555.3
72.91
0.320
780.6
122.60
0.131
1535.3
128.68
0.093
1937.7
93.87
0.149
1140.7
144.44
0.085
2307.0
102.15
0.137
2699.7
152.52
0.085
kmax = 6
P(k)
k
Fréquence
Age (Ma)
2275.5 — μ = âge
55.27 — σ = écart-type
0.084 — π = proportion
moyenne des paramètres des modèles à k composantes
Age μ calculé pour chaque composante et son intervalle de confiance (μ = moyenne des μ des modèles à k composantes)
distribution de densité moyenne (moyenne des distributions des modèles à k composantes)
intervalle de confiance de la distribution de densité moyenne
distribution de densité des paramètres moyens (somme des distributions de chaque composante calculée avec les paramètres moyen μ, σ et π des modèles à k composantes)
distributions de densité moyenne individuelle (moyenne des distributions de chaque composante dans les modèles à k composantes)

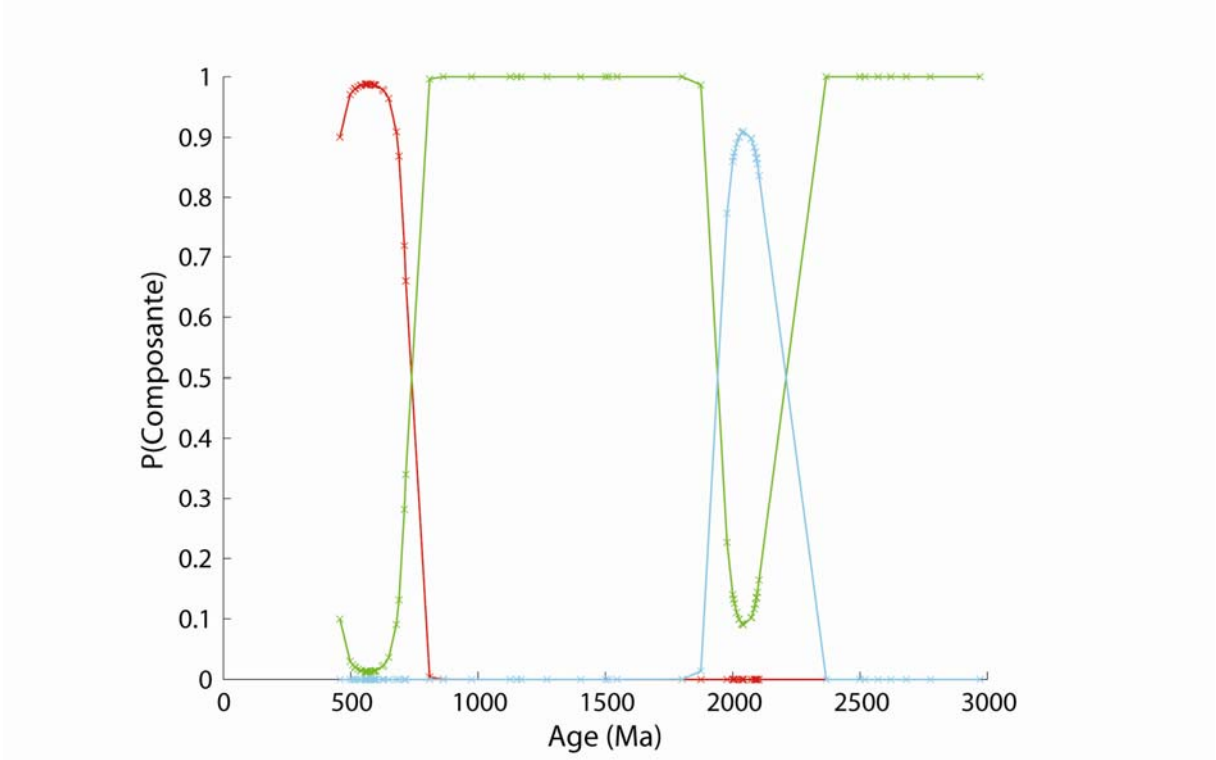


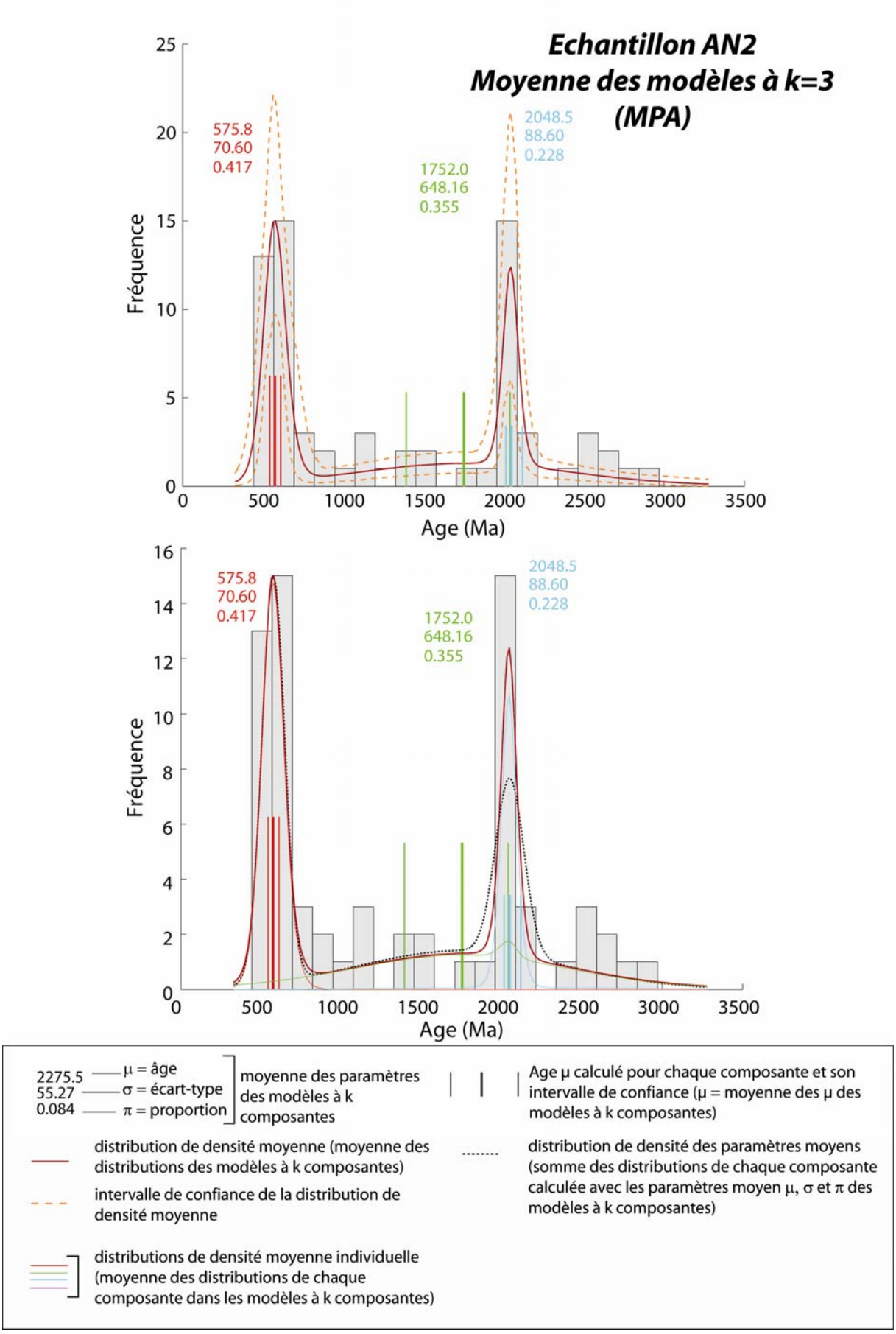
2275.5 — μ = âge
55.27 — σ = écart-type
0.084 — π = proportion
paramètres du modèle

distributions de densité individuelle (distribution de chaque composante construites avec les paramètres μ, σ et π du modèle)

Age μ calculé pour chaque composante et son intervalle de confiance (μ = μ du modèle)

distribution de densité du modèle (somme des distributions de chaque composante calculée avec les paramètres μ, σ et π du modèle)




Echantillon AN2
Moyenne des modèles à k=3
(MPA)
575.8
70.60
0.417
1752.0
648.16
0.355
2048.5
88.60
0.228
Fréquence
Age (Ma)
2275.5 — μ = âge
55.27 — σ = écart-type
0.084 — π = proportion
moyenne des paramètres des modèles à k composantes
Age μ calculé pour chaque composante et son intervalle de confiance (μ = moyenne des μ des modèles à k composantes)
distribution de densité moyenne (moyenne des distributions des modèles à k composantes)
intervalle de confiance de la distribution de densité moyenne
distribution de densité des paramètres moyens (somme des distributions de chaque composante calculée avec les paramètres moyen μ, σ et π des modèles à k composantes)
distributions de densité moyenne individuelle (moyenne des distributions de chaque composante dans les modèles à k composantes)