



HAL
open science

Fusion crustale et évolution tardi-orogénique du Domaine Sud Armoricaïn

Paul Turrillot

► **To cite this version:**

Paul Turrillot. Fusion crustale et évolution tardi-orogénique du Domaine Sud Armoricaïn. Tectonique. Université d'Orléans, 2010. Français. NNT: . tel-00561098v1

HAL Id: tel-00561098

<https://theses.hal.science/tel-00561098v1>

Submitted on 31 Jan 2011 (v1), last revised 12 May 2011 (v2)

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.

ÉCOLE DOCTORALE SCIENCES ET TECHNOLOGIES

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans

THÈSE présentée par :

Paul TURRILLOT

soutenue le : **17 décembre 2010**

pour obtenir le grade de : **Docteur de l'Université d'Orléans**

Discipline : Sciences de la Terre

Fusion crustale et évolution tardi-orogénique du Domaine Sud Armoricaïn

THÈSE dirigée par :

Mr. Michel Faure

Professeur, Université d'Orléans

RAPPORTEURS :

Mr. Jean-Bernard Edel

Physicien titulaire, Université de Strasbourg

Mr. Jean-Marc Lardeaux

Professeur, Université de Nice

JURY :

Mr. Jean-Luc Bouchez

Professeur, Université de Toulouse 3, Président du jury

Mr. Jean-Bernard Edel

Physicien titulaire, Université de Strasbourg

Mr. Jean-Marc Lardeaux

Professeur, Université de Nice

Mr. Yan Chen

Professeur, Université d'Orléans

Mr. Patrick Monié

Chargé de recherche CNRS, Université de Montpellier

Mr. Michel Faure

Professeur, Université d'Orléans

Mr. Romain Augier

Maître de conférences, Université d'Orléans

Mr. Guillaume Martelet

Ingénieur chercheur, BRGM, Orléans

Remerciements

Je remercie de tout cœur mon directeur de thèse Michel Faure, et mes deux co-encadrants Romain Augier et Guillaume Martelet. Vous avez été, chacun à votre façon, de précieux alliés, merci pour l'humanité de nos échanges. J'ai beaucoup appris de vous trois.

Mes remerciements s'adressent également aux membres de mon jury de thèse. Merci à Jean-Luc Bouchez de nous avoir fait l'honneur de présider la soutenance. Merci à Jean-Bernard Edel et à Jean-Marc Lardeaux d'avoir rapporté la thèse, vos remarques se sont avérées constructives. Je voudrais également remercier Yan Chen et Patrick Monié d'avoir accepté de faire partie de mon jury. Yan, nos nombreux échanges et l'intérêt que vous avez porté à mon travail m'ont beaucoup touché. Merci Patrick, de vous être rendu disponible lors de nos quelques séjours montpelliérains.

Puisqu'une thèse est un travail d'équipe, je tiens aussi à remercier toutes les personnes de l'équipe géodynamique de l'ISTO, pour les discussions et les échanges stimulants que nous avons eus. Merci aussi aux personnes de mon service du BRGM. Merci aussi à toi Stan, tu es un très bon pédagogue, merci pour tes conseils.

Je remercie également tous ceux sans qui tout travail de recherche ne pourrait aboutir. Je pense aux litholamelleurs Sylvain Janiec et Jean-Gabriel Badin, au personnel administratif de l'ISTO, Chantal Le Coq, Fabienne Le Bihan et Marie Noële Pailhès mais aussi du BRGM, Claudine Delaporte, merci pour ta patience. Merci à Laurent Catherine et toute son équipe pour vos dépannages informatiques.

Jean-Robert, Christian, cela à vraiment été agréable de vous avoir eu comme voisin de bureau, merci messieurs.

Mes pensées vont aussi vers mes potes Fred, Aurore, Edith, Les Manus, Jé, Pierro et... toute la dream team du Sainte Cath', c'est bon de vous connaître tous, ça détend et ça détonne ! PO je te kiffe grave mec.

Maman, mes frangins, je vous aime, merci ! Merci à ma petite famille, sans qui on est peu de chose finalement !

Joséphine, tu es simplement merveilleuse mon amour. Je t'aime toute entière et j'aime le petit trésor que tu as en toi.

Et puis, pour aller au bout des choses, je sais que tu es près de moi, et que tout ça c'est aussi grâce à toi, Papa.

INTRODUCTION	11
CHAPITRE I : CONTEXTE GEOLOGIQUE REGIONAL	19
1 La chaîne Varisque Ouest Européenne	20
1.1 Situation géographique.....	20
1.2 Evolution géodynamique globale de la chaîne.....	21
1.3 Architecture d'ensemble de la chaîne	24
1.4 La chaîne varisque : une chaîne moderne	25
1.5 L'arc Ibéro-Armoricain	26
2 Le Massif Armoricaïn	27
2.1 Le Domaine du Léon.....	29
2.2 Le Domaine Armoricaïn Central et Septentrional.....	30
2.3 Le Domaine Méridional de Bretagne	31
3 Le Domaine Sud Armoricaïn	32
3.1 Architecture générale	33
3.1.1 L'Unité Supérieure.....	34
3.1.2 L'Unité Intermédiaire.....	34
3.1.3 L'Unité Inférieure	35
3.2 Evolution du Domaine Sud Armoricaïn, état des connaissances et problèmes	35
3.2.1 Histoire anté-varisque	36
3.2.2 Histoire tectono-métamorphique précoce éo-varisque.....	36
3.2.3 Evolution syn à post orogénique du Domaine Sud Armoricaïn.....	37
CHAPITRE II : ETUDE STRUCTURALE ET GEOCHRONOLOGIQUE DE LA ZONE DU GOLFE DU MORBIHAN	45
Article 1 : « La Zone de Cisaillement Ductile vers l'Est de Sarzeau et sa place dans la tectonique tardi-orogénique extensive de l'Armorique méridionale »	49
1.1 Présentation de l'article (publié dans le Bulletin de la Société Géologique de France)	49
1.2 Introduction	53
1.3 Geological setting.....	53
1.4 Structural analysis	58
1.4.1 Description of first-order structures	61
1.4.2 SSZ kinematics.....	62
1.4.3 Typology and structure of the late granite dykes	65

1.5 Time constraints	66
1.5.1 Sampling strategy	66
1.5.2 Analytical procedure	67
1.5.3 Monazite description	67
1.5.4 Results	69
1.6 Data interpretation and discussion	72
1.6.1 The Sarzeau granite as a strain and time marker for the extensional deformation	72
1.6.2 Significance of inherited ages within the Variscan framework	75
1.6.3 Is the Lower Unit a metamorphic-core-complex?.....	77
1.6.4 Regional scale implications.....	77
1.7 Conclusion.....	78
1.8 Principales conclusions de l'étude et remarques complémentaires	80
Article 2: « Partial melting, strain localisation and exhumation constraints for the Variscan infrastructure (South Armorican Domain, Western France) »	82
2.1 Présentation de l'article (soumis pour publication à la revue Tectonics)	82
2.2 Introduction	84
2.3 Geological setting.....	85
2.3.1 The South Armorican Domain	85
2.3.2 Geology of the Morbihan area	89
2.4 Field evidences, kinematics and structural axes of strain continuum	91
2.4.1 Early strain insights as evidenced by late-migmatitic dyke array.....	91
2.4.2 Ductile (mylonitic) stage	96
2.4.3 Brittle structures	99
2.5 ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar time constraints.....	106
2.5.1 Sampling and analytical methods.....	106
2.5.2 Results	109
2.6 Discussion and conclusions.....	120
2.6.1 Evidence for an homoaxial stretching continuum.....	120
2.6.2 Time-constrains on a major extensional event.....	123
2.6.3 Regional scale implications.....	126
2.7 Principales conclusions de l'étude et remarques complémentaires	129
3 Contraintes géochronologiques sur le continuum d'anatexie dans la zone du Golfe du Morbihan.	131

3.1 Age de la fusion partielle des migmatites de la zone du Golfe du Morbihan.	133
3.1.1 Description microscopique des grains analysés	134
3.1.2 Résultats isochrones des datations chimiques U-Th/Pb sur monazite	134
3.2 Age de la mise en place du massif de S ^{te} -Anne d'Auray	140
3.2.1 Description microscopique des grains analysés	141
3.2.2 Résultats isochrones des datations chimiques U-Th/Pb sur monazite	142
3.3 Age de mise en place du complexe granitique de Carnac.	147
3.3.1 Description microscopique des grains analysés	147
3.3.2 Résultats isochrones des datations chimiques U-Th/Pb sur monazite	148
3.4 Conclusions à l'étude géochronologique complémentaire réalisée sur la zone du Golfe du Morbihan.	151

CHAPITRE III : STRUCTURE INTERNE DU COMPLEXE DE CARNAC ET GEOMETRIE INTERNE DE LA ZONE DU GOLFE DU MORBIHAN : APPORTS DE LA GEOPHYSIQUE..... 155

Article 3: « Pluton-dyke relationships in the Variscan Carnac granitic complex. Evidence of the earliest extensional tectonics in the South Armorican Domain (France) from AMS and gravity modelling. »	156
Présentation de l'article (actuellement soumis pour publication au Journal of Structural Geology).....	156
1 Introduction	159
2 Geological setting.....	160
2.1 General framework.....	160
2.2 The Morbihan area	161
2.3 The Carnac complex.....	164
2.3.1 Overall framework and mineralogy	164
2.3.2 Microstructure of the Carnac complex.....	167
3 Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) of the Carnac complex.....	168
3.1 AMS Sampling.....	168
3.2 Measurements.....	168
3.3 Magnetic mineralogy.....	169
3.4 AMS results.....	171
3.4.1 Anisotropy degree and shape parameter	171
3.4.2 AMS fabric patterns of the Carnac complex.....	173

3.4.3 AMS fabric patterns of the Arradon and Ile aux Moines dykes.....	177
4 Gravity study of the Carnac complex.....	181
4.1 Gravity data acquisition and positioning.....	182
4.2 Residual Bouguer anomaly	184
4.3 -2D gravity modelling of the Carnac complex.....	185
4.3.1 Modelling constraints.....	185
4.3.2 -2D modelling	186
5 Discussion	189
5.1 Significance of the magnetic fabric.....	191
5.2 Interpretation of the gravity models	192
5.3 Architecture of the Carnac complex.....	192
5.4 Syntectonic emplacement model for the Carnac complex	193
5.5 Regional tectonic implications	195
6 Conclusion.....	195
Conclusions principales et remarques complémentaires.....	197
CHAPITRE IV : NOUVELLES CONTRAINTES GEOCHRONOLOGIQUES DANS LEUR CONTEXTE TECTONIQUE A L'OUEST DE LA ZONE DU GOLFE DU MORBIHAN	199
1 La Zone de Cisaillement de Quiberon (QSZ)	202
1.1 Structure et cinématique de la QSZ et de ses prolongements latéraux	204
1.1.1 Zone de la presqu'île de Quiberon	206
1.1.2 Prolongement occidental : le granite de Ploemeur.....	214
1.1.3 Prolongement oriental : l'île de Houat	221
1.1.4 Conclusions sur la QSZ.....	226
1.2 Age de mise en place des granites de Ploemeur Quiberon et Houat.....	228
1.2.1 Description macroscopique des échantillons	230
1.2.2 Description microscopique des grains analysés	230
1.2.3 Résultats isochrones des datations chimiques U-Th/Pb sur monazite	232
1.2.4 Interprétation des résultats et conclusions	244
1.3 Age du refroidissement et de la déformation du granite de Quiberon (collaboration R. Augier / M. Bellanger)	247
1.3.1 Stratégie d'échantillonnage	247
1.3.2 Résultats	251

1.3.3	Interprétation des résultats	254
2	Le Cisaillement Sud Armoricaïn (CSA), nouvelles contraintes géochronologiques de la déformation ductile.	255
2.1	Description des caractéristiques structurales du Cisaillement Sud Armoricaïn.....	255
2.2	Age de la déformation ductile le long du CSA (collaboration R. Augier / M. Bellanger)	257
2.2.1	Stratégie d'échantillonnage pour la datation du CSA.	257
2.2.2	Résultats.....	258
2.2.3	Interprétation des résultats	261
3	L'exhumation de l'Unité Inférieure dans la zone du Morbihan	262
3.1	Les principaux résultats sur la QSZ et la SSZ.....	262
3.2	Histoire tectonique et géochronologique de l'exhumation de l'Unité Inférieure.....	263
3.3	La place du CSA dans le régime extensif tardi-orogénique.....	266
3.4	Proposition d'un chemin Pression-Température-temps-déformation pour l'Unité Inférieure dans la zone du Morbihan.	266
 CHAPITRE V : DE NOUVELLES CONTRAINTES GEOCHRONOLOGIQUES POUR L'INFRASTRUCTURE VARISQUE DU DOMAINE SUD ARMORICAÏN ...		273
1	Stratégie d'échantillonnage	274
2	Age de l'anatexie dans la zone d'Hennebont-Quimperlé.	276
2.1	Description microscopique des grains analysés	278
2.2	Résultats isochrones des datations chimiques U-Th/Pb sur monazite	279
2.2.1	Age de l'échantillon VA0609	279
2.2.2	Âges des domaines de bordure des monazites de l'échantillon VA0709	280
2.2.3	Âges des domaines de cœur des monazites de l'échantillon VA0709	280
3	Age de la fusion partielle pour les migmatites de la zone de la Baie d'Étel	282
3.1	Description microscopique des grains analysés	283
3.2	Résultat isochrone de la datation chimique U-Th/Pb sur monazite	283
	Age de l'échantillon VA1009	284
4	Age de la fusion partielle pour les migmatites de la zone de l'Estuaire de la Vilaine	284
4.1	Description microscopique des grains analysés	285
4.2	Résultats isochrones des datations chimiques U-Th/Pb sur monazite	286
4.2.1	Age de l'échantillon VA1409	286

4.2.2 Age de l'échantillon VA1309	286
5 Age de l'anatexie dans la zone de S^t-Nazaire	288
5.1 Age de la fusion partielle pour les migmatites du dôme de S ^t -Nazaire	291
5.1.1 Description microscopique des grains analysés	292
5.1.2 Résultats isochrones des datations chimiques U-Th/Pb sur monazite	293
5.2 Age de mise en place du leucogranite de Guérande et du granite intrusif	297
5.2.1 Description microscopique des grains analysés	297
5.2.2 Résultats isochrones des datations chimiques U-Th/Pb sur monazite	298
5.3 Interprétation des résultats sur l'anatexie du dôme de S ^t -Nazaire	301
6 Age de l'anatexie dans la zone des Sables d'Olonne	304
6.1 Age de la fusion partielle pour les migmatites du dôme des Sables d'Olonne	306
6.1.1 Description microscopique des grains analysés	306
6.1.2 Résultats isochrones des datations chimiques U-Th/Pb sur monazite	307
6.2 Age de mise en place des filons de granite déformés du dôme des Sables d'Olonne.....	308
6.2.1 Description microscopique des grains analysés	309
6.2.2 Résultats isochrones des datations chimiques U-Th/Pb sur monazite	309
6.3 Discussion sur l'âge de l'anatexie	310
7 Une anatexie généralisée et synchrone à l'échelle du Domaine Sud Armoricaïn	311
 CHAPITRE VI : EVOLUTION TARDI-OROGENIQUE DU DOMAINE SUD ARMORICAÏN	317
 1 Etude préliminaire de l'exhumation de l'Unité Inférieure dans la zone de S^t-Nazaire	319
1.1 Le dôme de S ^t -Nazaire : état des connaissances	319
1.2 Etude structurale du contact septentrionale et méridionale du dôme de S ^t -Nazaire	320
1.3 Un modèle de la mise en place et de l'exhumation du dôme de S ^t -Nazaire.	324
1.4 Conclusions	325
2 Architecture du Domaine Sud Armoricaïn	326
3 Evolution d'Ouest en Est des modalités tectoniques de l'exhumation des unités de haut grade dans le Domaine Sud Armoricaïn	328
3.1 Synthèse sur l'anatexie de l'Unité Inférieure dans le Domaine Sud Armoricaïn	328
3.2 Exhumation vs. Extension, des différences à l'échelle du Domaine Sud Armoricaïn.....	329
4 Modèle tectonique pour l'exhumation tardi-orogénique de l'Unité Inférieure dans le Domaine Sud Armoricaïn	330

PERSPECTIVES DE TRAVAIL ET CONCLUSIONS	333
1 Une Hypothèse pour expliquer les différences du comportement rhéologique de l'Unité Inférieure entre l'Ouest et l'Est du Domaine Sud Armoricaïn	334
2 L'étirement tardi-orogénique à l'échelle de la virgation Ibéro-Armoricaine	335
3 Conclusions	336
Références bibliographiques :	339
ANNEXES :	359

INTRODUCTION

Lors de leur évolution, les orogènes de collision connaissent une phase d'épaississement crustale par un empilement de nappes dont les plus profondes sont constituées de roches métamorphiques (ex : Matte, (1986) pour la Chaîne Varisque). Il est admis que lors de l'évolution tardive de l'orogène, la croûte préalablement épaissie, se « désépaisse » afin de retrouver son épaisseur d'équilibre. Ce désépaissement est en partie accommodé par l'érosion, mais surtout par un régime tectonique extensif. Ainsi, la croûte s'étire ce qui a pour conséquence de réduire son épaisseur en augmentant sa surface. Le moteur de l'extension est donc la gravité, c'est la raison pour laquelle on dit parfois que « les chaînes de montagnes s'écroulent sous leur propre poids ». Cette phase s'accompagne souvent d'une fusion partielle de la croûte moyenne à inférieure et de l'exhumation des roches métamorphiques. L'exhumation est en partie accommodée par la formation de grands accidents extensifs, nommés « failles de détachement » (Critenden et al., 1980). En surface, ces accidents sont mis en évidence par la présence de larges zones de cisaillement qui déforment ductilement les roches et par une différence de degré métamorphique entre une unité inférieure de haut grade exhumée, et une unité sus-jacente de plus bas degré métamorphique. Lors de l'exhumation, au sein de l'unité inférieure, la fusion partielle entraîne la formation de roches partiellement fondues, les migmatites, et la mise en place de plutons de granitoïdes. L'étude des relations entre ces zones de cisaillement extensive et les mécanismes de mise en place de granitoïdes est un outil puissant pour comprendre les phases tardives de l'évolution d'un orogène de collision.

Lors de l'orogénèse varisque, le Domaine Sud Armoricaïn a subi une phase d'épaississement crustal au Dévonien. Dans ce domaine, les phases de déformation tardi-orogéniques, d'âge carbonifère, contemporaines de l'effondrement gravitaire de la croûte épaissie, sont mises en évidence par l'exhumation de domaines de la croûte moyenne à inférieure. La formation de détachements et la mise en place de nombreux plutons de granitoïde témoignent également de cet épisode. Le régime tectonique extensif, est responsable d'un étirement de la croûte parallèlement à la direction du Domaine Sud Armoricaïn. Cet étirement a déjà été mis en évidence dans deux segments du Domaine Sud Armoricaïn. Le premier segment, situé dans une partie occidentale du domaine à l'est du Golfe du Morbihan, se caractérise par une zone de cisaillement extensive (Gapais et al., 1993). Le deuxième segment, situé dans une partie orientale du Domaine Sud Armoricaïn près des Sables d'Olonne, témoigne d'un amincissement crustal diffus responsable d'un resserrement très important des isogrades métamorphiques (Cagnard et al., 2004).

L'étude présentée dans cette thèse, vise à contraindre dans le temps et dans l'espace les stades tardifs de l'évolution orogénique enregistrés dans le Domaine Sud Armoricaïn. Elle est basée sur (i) la datation de la fusion crustale et de la mise en place des granitoïdes, par la méthode U-Th/Pb sur monazite, (ii) la caractérisation structurale : géométrie, cinématique (analyse dynamique des failles), et chronologique par la méthode Ar/Ar sur micas, des zones de cisaillement extensives reconnues, et (iii) une approche géophysique utilisant l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM) ainsi que l'étude de la gravimétrie du pluton de Carnac.

Démarche scientifique et outils méthodologiques

Le premier chapitre de cette thèse est consacré au contexte géologique dans lequel s'inscrit le Domaine Sud Armoricaïn. La présentation des études existantes portant sur les stades tardifs de l'évolution orogénique reconnus dans le Domaine Sud Armoricaïn, nous permettra de mettre en évidence les lacunes et les problèmes qui subsistent.

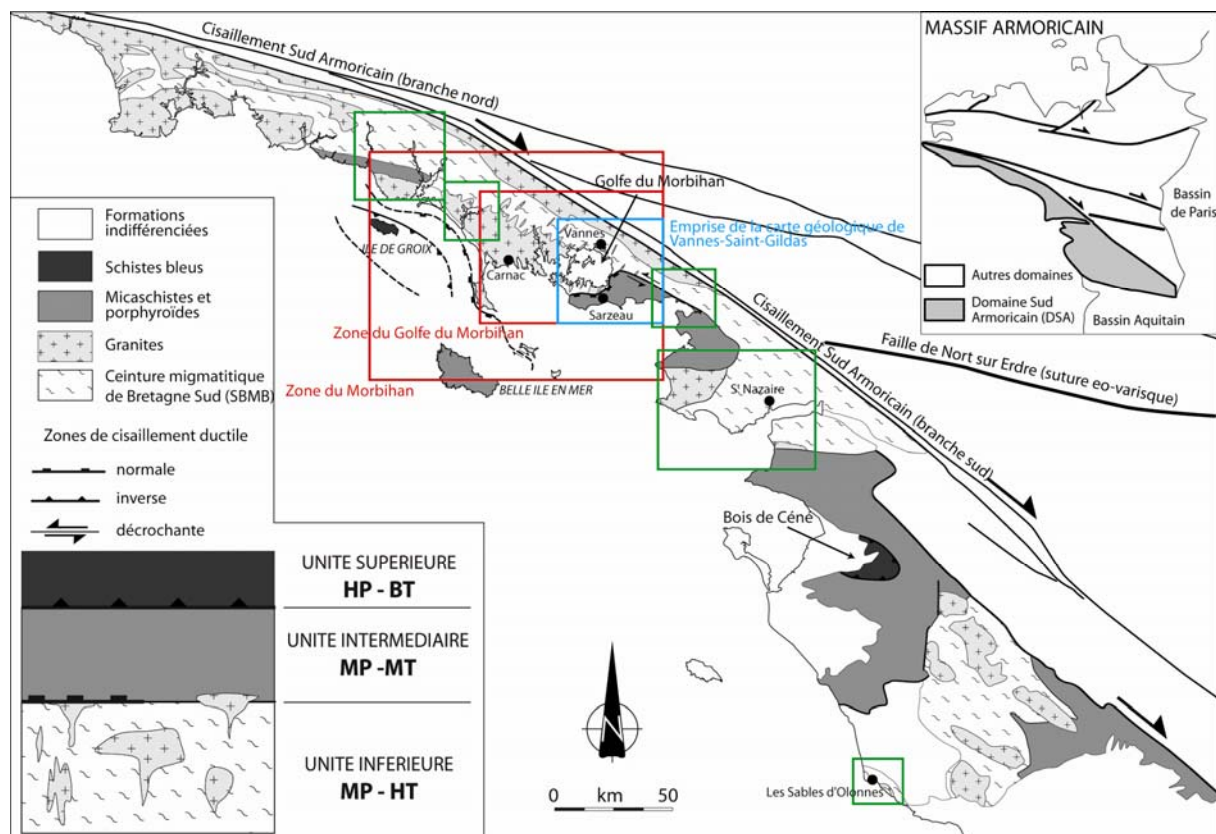


Figure d'introduction : Carte géologique simplifiée du Domaine Sud Armoricaïn avec la localisation des zones d'études. Les zones en vert correspondent aux zones de l'étude géochronologique présentée dans le chapitre V.

Durant les étés 2006 à 2008, j'ai participé au levé de la carte géologique au 1/50000 de Vannes-Saint-Gildas (Augier et al., sous presse 1), et à la rédaction de la notice (Augier et al., sous presse 2) (Figure d'introduction). Un des objectifs qui m'était fixé, était la cartographie de l'unité intermédiaire des schistes de la Vilaine et ainsi étudier le contact extensif reconnu à l'Est du Golfe du Morbihan, que nous avons appelé la « Zone de Cisaillement de Sarzeau », qui la sépare de l'unité inférieure migmatitique. Des observations de terrain et la cartographie précise des structures principales sur l'emprise de la carte sont venues étayer et compléter les études réalisées pour la thèse, faisant de la zone du Golfe du Morbihan la zone pour laquelle beaucoup de données ont été accumulées. Les études géochronologiques réalisées dans le cadre de la thèse sont venues alimenter la discussion et l'intégration de la carte dans son contexte régional.

L'organisation des chapitres suivants, portant sur les contributions propres à cette étude, suit une logique géographique depuis la zone dont l'évolution est la mieux contrainte. L'étude réalisée au cours de ce travail de thèse se concentre ainsi en premier lieu sur la zone du Golfe du Morbihan (Figure d'introduction). Cette zone a ensuite été élargie à la péninsule de Quiberon, à l'île de Houat et au granite de Ploemeur (zone du Morbihan, Figure d'introduction). Le champ d'investigation a ensuite été encore élargi pour embrasser une grande partie du Domaine Sud Armoricaïn et tenter d'étendre de proche en proche notre compréhension de la zone. Ce changement d'échelle est fait au détriment du niveau de détail, c'est la contrepartie majeure de l'étude.

Le deuxième chapitre est consacré à une étude structurale et géochronologique de la zone du Golfe du Morbihan. Dans une première partie, nous nous sommes intéressés aux stades les plus précoces de l'étirement de la croûte, par l'analyse structurale des filons de granite de Carnac (datés par la même occasion par la méthode U-Th/Pb sur monazite), ainsi que par l'étude structurale et cinématique de la structure extensive majeure reconnue dans cette zone à l'occasion de nos levés cartographiques. Cette étude structurale de terrain vise ainsi à identifier toutes les structures ductiles et fragiles rencontrées, en établissant les relations chronologiques relatives qui les caractérisent et en caractérisant leur géométrie et leur cinématique. Les résultats et les interprétations de cette étude sont présentés sous la forme d'un article publié dans le Bulletin de la Société Géologique de France (Turrillot et al., 2009). Une étude géochronologique approfondie de l'anatexie de la zone du Golfe du Morbihan est présentée dans une deuxième partie. Elle vise à contraindre dans le temps l'âge de la fusion

partielle et la mise en place des plutons granitiques. La méthode utilisée pour cette étude est la méthode de datation chimique U-Th/Pb sur monazite, puisqu'elle permet de dater l'âge de cristallisation d'un magma (ex : Gloaguen, 2006 ; Be et al., 2006).

La troisième partie de ce chapitre a pour but de proposer un calendrier précis de la déformation extensive reconnue dans la zone du Golfe du Morbihan depuis la fusion partielle de l'unité inférieure jusqu'aux stades tardifs de l'exhumation de cette unité. Cette étude combine géologie structurale et datation Ar/Ar conventionnelle et *in situ* sur micas. Ce géochronomètre n'étant pas parfait, l'utilisation de cette méthode permet en outre de dater des âges de refroidissement sous des températures de l'ordre de $\sim 450^{\circ}\text{C}$ (Harrison et al., 2009) ainsi que des âges de déformation. Les résultats ainsi que leur interprétation, sont présentés sous la forme d'un article actuellement soumis pour publication à la revue *Tectonics* (Turrillot et al., soumis 2).

Le troisième chapitre concerne une approche géophysique de la zone du Golfe du Morbihan. Cette étude vise à comprendre les mécanismes de mise en place du complexe granitique formé par le pluton de Carnac et son réseau filonien. La première méthode géophysique utilisée est l'étude de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique. Elle permet de déterminer la pétrofabrication du granite de Carnac macroscopiquement isotrope. Ainsi par la caractérisation des plans d'appauvrissement et des linéations détirements, il est possible de reconstituer le contexte tectonique synchrone de la cristallisation de la roche étudiée. La deuxième méthode utilisée est l'étude de la gravimétrie de la zone du Golfe du Morbihan. Cette méthode, nécessitant la mesure de la densité des formations géologiques constitutives de la zone étudiée, permet de caractériser les variations en profondeur du toit du complexe granitique de Carnac. L'étude de l'ASM et de la gravimétrie nous permettra donc, en tenant compte des résultats géochronologiques et structuraux établis dans le deuxième chapitre, de déterminer la géométrie profonde de l'unité de haut grade, et de confronter cette géométrie au contexte extensif contemporain de l'exhumation. Les résultats de cette étude ainsi que leur interprétation, sont présentés sous la forme d'un article actuellement soumis pour publication au *Journal of Structural Geology* (Turrillot et al., soumis 1).

Le quatrième chapitre concerne une zone plus large incluant l'environnement occidental de la zone du Golfe du Morbihan. Ce chapitre se concentre sur l'étude structurale des limites occidentale et septentrionale de l'unité de haut grade, en utilisant la même démarche scientifique que celle présentée dans le deuxième article. Les résultats ont été interprétés à la

lumière de données radiochronologiques Ar/Ar obtenues en parallèle. Ce travail a pour finalité de proposer un modèle de l'évolution de la déformation au cours du temps pour l'unité inférieure dans le contexte tectonique extensif du Domaine Sud Armoricaïn. Les contraintes de pression et de température disponibles pour cette zone seront intégrées au modèle.

Le cinquième chapitre concerne cette fois l'ensemble du Domaine Sud Armoricaïn (Figure d'introduction). L'étude géochronologique qui y est présentée a pour but de mieux contraindre dans le temps l'anatexie de la croûte moyenne et inférieure reconnue dans tout le domaine. Ces données souvent pionnières sont très nombreuses afin de permettre une approche statistique des âges obtenus. Un lien entre l'anatexie généralisée et l'évolution tardi-orogénique est alors effectué. Une vision générale de cette fusion crustale sera donc permise par cette approche.

Le sixième chapitre a pour but de proposer un modèle pour l'évolution tardi-orogénique du Domaine Sud Armoricaïn. La première partie est consacrée à l'étude préliminaire de l'exhumation de l'unité de haut grade dans la zone de S^t-Nazaire (Figure d'introduction), segment qui est le moins étudié au regard des études qui se sont accumulées dans les secteurs NO et SE du Domaine Sud Armoricaïn. L'ensemble de ces résultats, structuraux, géophysiques et géochronologiques à l'échelle de tout le Domaine Sud Armoricaïn, sont intégrés afin de présenter une coupe interprétative de la structure du Domaine Sud Armoricaïn. Un modèle de l'évolution tardi-orogénique du Domaine Sud Armoricaïn sera ensuite discuté. Les problèmes en suspens sont ensuite soulevés. Enfin, les perspectives d'études à conduire afin de résoudre ces problèmes seront proposés.

1 La chaîne Varisque Ouest Européenne	20
1.1 Situation géographique.....	20
1.2 Evolution géodynamique globale de la chaîne.....	21
1.3 Architecture d'ensemble de la chaîne	24
1.4 La chaîne varisque : une chaîne moderne	25
1.5 L'arc Ibéro-Armoricain	26
2 Le Massif Armoricaïn	27
2.1 Le Domaine du Léon.....	29
2.2 Le Domaine Armoricaïn Central et Septentrional.....	30
2.3 Le Domaine Méridional de Bretagne	31
3 Le Domaine Sud Armoricaïn	32
3.1 Architecture générale	33
3.1.1 L'Unité Supérieure	34
3.1.2 L'Unité Intermédiaire.....	34
3.1.3 L'Unité Inférieure	35
3.2 Evolution du Domaine Sud Armoricaïn, état des connaissances et problèmes	35
3.2.1 Histoire anté-varisque	36
3.2.2 Histoire tectono-métamorphique précoce éo-varisque.....	36
3.2.3 Evolution syn à post orogénique du Domaine Sud Armoricaïn.....	37

CHAPITRE I : CONTEXTE GEOLOGIQUE REGIONAL

Compte tenu de ma participation aux levés de terrain de la carte géologique au 1/50000 de Vannes–Saint-Gildas (Augier et al., sous presse 1), dont l’emprise est centrée sur le Golfe du Morbihan, le contexte géologique présenté dans ce chapitre est largement inspiré de la notice de la carte dont je suis co-auteur (notice de la carte géologique au 1/50000 de Vannes -Saint-Gildas, Augier et al., sous presse 2).

1 La chaîne Varisque Ouest Européenne

1.1 Situation géographique

La chaîne Varisque Ouest Européenne appartient à un ensemble très vaste de chaînes paléozoïques péri-atlantiques s’étendant depuis les Monts Ouachitas, au Texas à l’Ouest jusqu’au massif de Bohême à l’Est en passant par les Appalaches et les Mauritanides d’Afrique de l’Ouest. En Europe, les traces du métamorphisme et les indices de déformation associés à la chaîne Varisque s’étendent sur plus de 5000 km de long par 700 à 800 km de large depuis le Sud de l’Espagne (Andalousie) jusqu’aux confins du Caucase.

Dans sa configuration actuelle la chaîne apparaît sous la forme d’une succession de massifs isolés (Ardennes et Bohême, Vosges-Forêt Noire, Massif de Cornouaille Britannique, Massif Central, Massif Armoricaïn et Massif Ibérique) (Figure I.1), entrecoupée par de nombreux bassins sédimentaires méso-cénozoïques. Ces massifs constituent le socle anté-permien de toute l’Europe occidentale et centrale, et sont formés de terrains dont les âges s’échelonnent du Protérozoïque au Carbonifère.

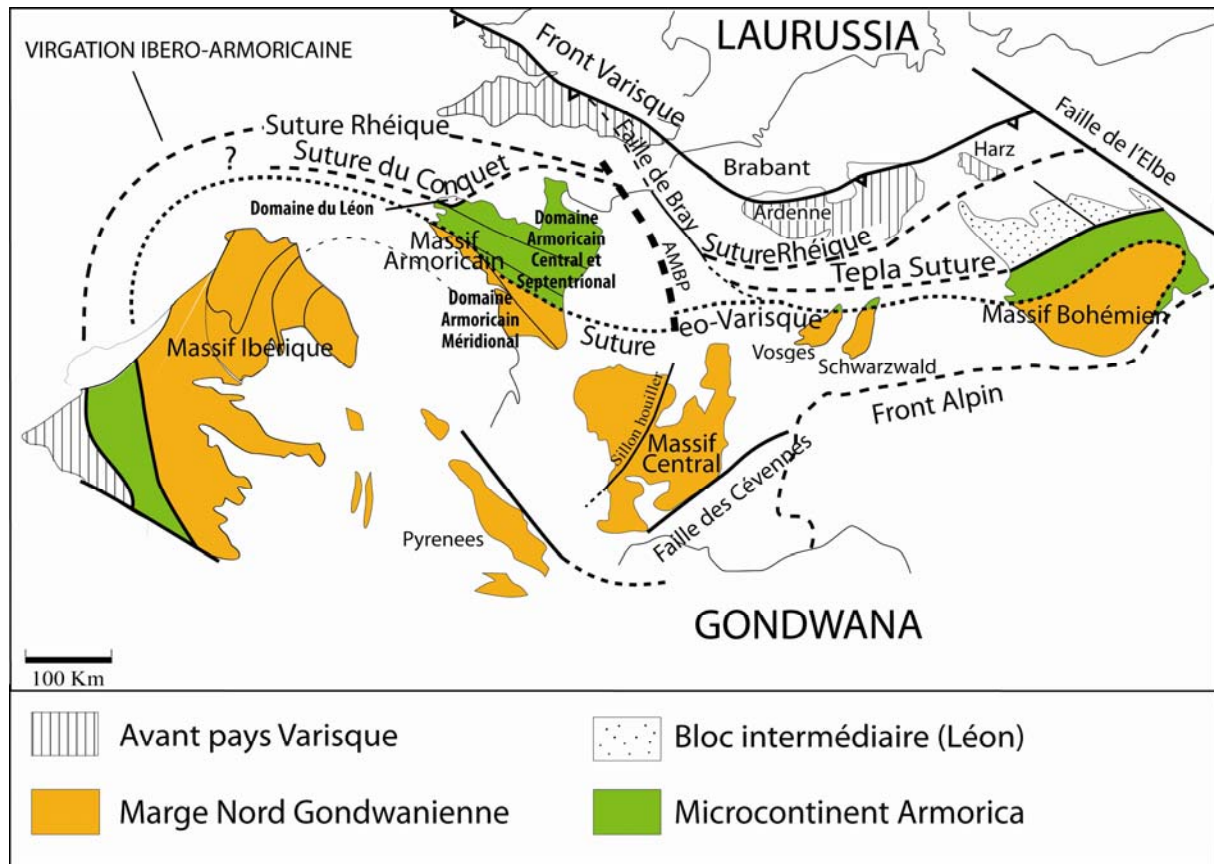


Figure I.1 : Carte structurale de la chaîne Varisque Ouest Européenne et des différents massifs qui la constitue. Les continents et microcontinents impliqués dans l’orogène varisque y sont également représentés.

1.2 Evolution géodynamique globale de la chaîne

L’évolution géodynamique de la chaîne Varisque a fait l’objet de nombreuses tentatives de reconstructions, utilisant différentes hypothèses et différentes méthodes comme des études paléontologiques (Cocks, 2000 ; Robardet, 2003 ; Robardet et al., 1994), des études structurales et métamorphiques (Matte, 1986, 2001 ; Ledru et al., 1989 ; Faure et al., 1997, 2002 ; Cartier et al., 2001) des études paléomagnétiques (Tait et al., 1997) ou encore des modélisations numériques (Stampfli et Borel, 2002). Le but ici n’est pas de comparer ni d’analyser en détail ces différentes reconstructions et modèles d’évolution géodynamiques mais plutôt d’en tirer les grands traits. Pour plus de précisions les lecteurs sont invités à se référer aux travaux que nous venons de citer.

Si ces reconstructions géodynamiques ne sont pas identiques, il est néanmoins admis que la chaîne Varisque est le résultat d'une évolution « classique » de subduction-collision entre deux plaques lithosphériques majeures : l'ensemble Gondwana (Afrique, Europe centrale et méridionale) au Sud et l'ensemble Laurentia (Amérique du Nord) - Baltica (Europe du Nord) - Avalonia au Nord, regroupé sous le nom de Laurussia (Matte, 1991) (Figure I.1).

En prélude à l'orogénèse varisque, le Gondwana connaît une évolution complexe responsable de l'ouverture de l'océan Rhéique isolant l'Avalonia considéré comme un fragment continental détaché du Gondwana durant le Cambrien Moyen à Supérieur. La fermeture complète de l'océan Iapetus qui sépare l'Avalonia de l'ensemble Laurentia-Baltica s'achève par la formation du Laurussia.

Les données paléontologiques (Cocks et Fortey, 1982 ; Paris et Robardet, 1990, 1994) indiquent que les associations faunistiques caractérisant le contenu sédimentaire des blocs continentaux Gondwana et Laurussia séparés par l'océan Rhéique sont différentes durant tout le Paléozoïque inférieur. Les caractéristiques des espèces fossiles des sédiments des deux continents redeviennent comparables à partir du Dévonien, le Gondwana ayant subi une dérive importante vers le Nord (jusqu'au niveau de l'équateur) entre l'Ordovicien et le Dévonien.

Ces études ainsi que des données paléomagnétiques (Perroud, 1985), révèlent également l'existence de microcontinents (ex. : Armorica) entre les deux plaques principales. Ainsi, le bloc Armorica, particulièrement reconnaissable dans la chaîne Varisque Ouest Européenne dans les Massifs Ibériques, Armoricaïn et Bohémien (Figure I.1) semble s'être séparé du reste du Gondwana à l'Ordovicien Inférieur durant sa remontée vers le Nord, bien qu'il reste dans le même temps caractérisé par des faunes d'affinité gondwanienne (Paris et Robardet, 1994). L'individualisation du bloc Armorica est accompagnée par la création d'un domaine océanique, diversement appelé Sud-Armoricain, océan Galice-Bretagne, Galice-Massif Central ou Medio-Européen qui constitue une branche méridionale de l'océan Rhéique.

Tous les auteurs s'accordent sur le fait que la subduction puis la fermeture avec des vergences opposées de ces deux domaines océaniques est à l'origine de la collision des blocs et microblocs continentaux. L'Océan Rhéique, au Nord, connaît une subduction vers le Sud alors que, au Sud, le domaine océanique Sud Armoricain se ferme par une subduction vers le Nord (dans le système de coordonnées actuel) (Matte, 1986) (Figure I.2).

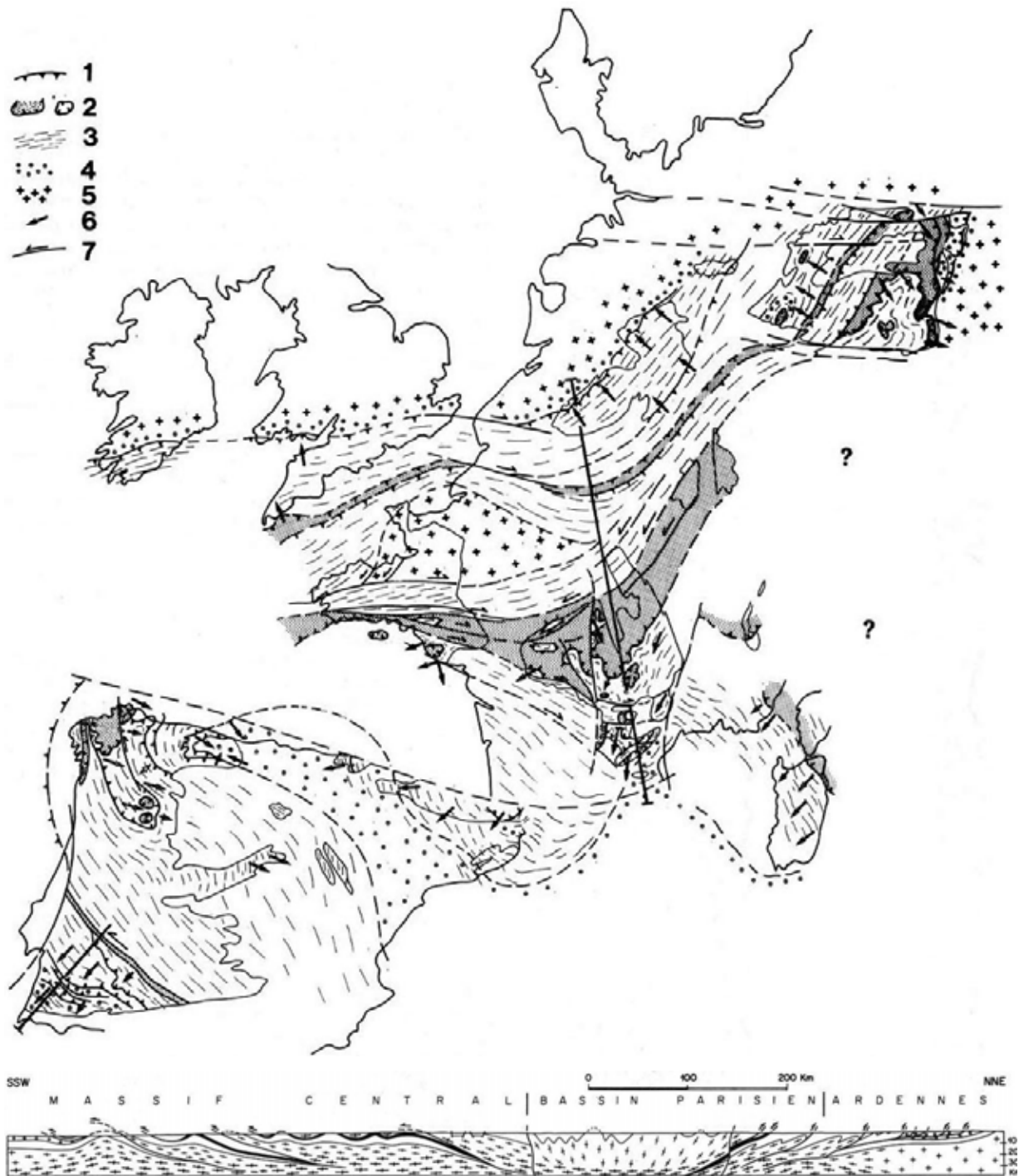


Figure I.2 : Carte structurale de la chaîne Varisque Ouest Européenne et coupe N-S des Ardennes au Sud du Massif Central, d'après Matte (1986) 1) principaux chevauchements ; 2) nappes cristallines internes et sutures ophiolitiques ; 3) domaines à schistosité de flux ou foliation ; 4) bassins dévono-carbonifères externes ; 5) plates-formes ou blocs avec peu ou pas de déformation hercynienne ; 6) sens de transport des nappes et déversement des grands plis couchés ; 7) grands décrochements ductiles.

La chaîne Varisque Ouest Européenne se caractérise donc par l'existence de reliques de plusieurs domaines océaniques subduits créés lors de l'individualisation de microcontinents préalablement détachés du Gondwana, et par l'occurrence de collisions continentales successives, ce qui donne à cette chaîne un caractère diachrone selon une évolution tectonique polyphasée voire même polycyclique (Bard et al., 1980 ; Faure et al., 1997, 2005a).

1.3 Architecture d'ensemble de la chaîne

Actuellement, les traces des domaines océaniques principaux au travers de la chaîne Varisque Ouest Européenne sont marquées de façon discontinue par des lambeaux de croûte océanique assimilables à des zones de suture. La suture de l'Océan Rhéique est reconnue depuis le Nord du Massif de Bohême jusqu'au Sud de l'Angleterre au Sud du Cap Lizard (Matte, 2001 ; Figure I.2) où affleure un complexe ophiolitique complet (Francke, 1989, 2000). La suture de l'Océan Sud-Armoricain n'est souvent pas si clairement définie. Elle est principalement soulignée par des roches métamorphiques basiques ou ultrabasiqes (Matte, 1986). Dans le Massif Ibérique cette suture correspond selon Matte, (1986) à la zone de cisaillement sénestre de Badajoz-Cordoba, elle se poursuit au niveau de la faille de Nort-sur-Erdre dans le Massif Armoricaïn (Cartier, 2001), et se retrouve dans le Massif des Vosges-Forêt Noire sous la forme de la faille de Lalaye-Lubine.

A partir de la répartition des deux zones de suture, trois grands ensembles sont définis dans la chaîne Varisque Ouest Européenne : une zone médiane, une branche nord et une branche sud. L'allure générale des structures de la chaîne, contrôlée par le système de double subduction à vergence opposée des domaines océaniques, s'organise en éventail avec un domaine médian très peu déformé bordé par des domaines très déformés. En France, les domaines peu déformés par l'orogénèse varisque sont constitués de socle protérozoïque à couverture paléozoïque appartenant à l'Armorica (ex. : bloc rigide du Domaine Centre Armoricaïn). Les zones très déformées (zones internes varisques) sont constituées de terrains d'âge protérozoïque à carbonifère tectonisés et fortement métamorphisés, (ex. : Domaine Sud Armoricaïn). Le front nord de la chaîne Varisque Ouest Européenne est caractérisé par de grands chevauchements à vergence nord faiblement pentés vers le Sud, comme la faille du Midi et dont la continuité est remarquable depuis le Nord de l'Allemagne jusqu'au Sud de l'Irlande en passant par l'Angleterre et les Ardennes (Figure I.2). Le front sud est en revanche plus difficile à mettre en évidence du fait de la déformation Alpine (s.l.). Les parties les plus

externes de la chaîne correspondent à des bassins d'avant pays ne présentant pas de métamorphisme associé à l'orogénèse varisque. Une coupe orientée N-S dans la partie médiane de la chaîne en France (Matte, 1986), montre l'organisation globalement symétrique de la chaîne (Figure I.2). Cependant, cette apparente simplicité est contrebalancée par la difficulté à poursuivre les structures de part et d'autre des massifs constitutifs de la chaîne Varisque Ouest Européenne.

1.4 La chaîne varisque : une chaîne moderne

Aujourd'hui il est possible de reconnaître, parfois sur des segments différents de la chaîne et malgré l'accumulation de déformations postérieures, toutes les caractéristiques d'une chaîne de collision continentale moderne. Les témoins du caractère moderne de la chaîne sont entre autres : (i) la présence de grandes nappes (Matte, 1986) (Figure I.2) ; (ii) un métamorphisme de type HP/BT avec une culmination dans le faciès des éclogites, voire des éclogites de UHP (Lardeaux et al., 2001) ; (iii) l'obduction de terrains océaniques ; (iv) la migration dans le temps et l'espace de la déformation et du métamorphisme depuis les zones internes vers les bassins des zones externes (Matte, 1986) ; (v) un épisode tardi-orogénique d'amincissement crustal associé à une importante fusion crustale.

La partie médiane de la chaîne est occupée par une large bande de terrains, constituée d'unités métamorphiques dont l'empilement et l'architecture lors de la collision sont parfois encore visibles comme dans le Massif Central Français. Des traces de désépaississement crustal sont également présentes dans toute la chaîne, au point d'oblitérer plus ou moins complètement les épisodes antérieurs, comme par exemple dans la partie sud du Massif Armoricain. Cet événement extensif post-orogénique Carbonifère Supérieur, est le diagnostic d'un rééquilibrage thermique de la lithosphère. Il peut se traduire par la remontée de matériaux de haut-grade métamorphique, partiellement fondus caractérisant la croûte moyenne (contenant parfois des reliques de HP) le long de grandes structures cisailantes à faible pendage (Malavielle, 1993 ; Gapais et al., 1993 ; Burg et al., 1994 ; Faure, 1995). En surface, cet événement extensif post-orogénique se traduit par l'activité de discontinuités structurales comme le Sillon Houiller, la faille du Pilat ou d'Autun ou par l'ouverture de bassins stéphanien intracontinentaux (bassins de Graissessac, de Saint Affrique, de Lodève ou de S^t-Etienne).

1.5 L'arc Ibéro-Armoricain

Dans sa partie la plus occidentale, la chaîne Varisque Ouest Européenne est marquée par la virgation Ibéro-Armoricaine, dont le Massif Armoricain constitue la branche nord et le Massif Ibérique la branche sud. De fortes similarités entre les unités métamorphiques de ces massifs et des corrélations bio-stratigraphiques fines montrent la continuité des structures géologiques entre le Massif Armoricain et le Massif Ibérique (Brun et Burg, 1982 ; Matte, 1986 ; Ribeiro et al., 1990 ; Ballèvre et al., 1992 ; Dias et Ribeiro, 1995). Cette virgation est considérée comme une large syntaxe formée au cours de l'orogénèse varisque dont l'origine peut être attribuée à deux mécanismes différents : (i) un effet de coin sur la marge Nord du Gondwana avec chevauchement vers le Sud et cisaillement senestre pendant la collision (Brun et Burg, 1982) (Figure I.3) ou (ii) un effet de poinçonnement depuis la partie externe de l'arc vers l'intérieur (Matte, 1986) (Figure I.3). Après fermeture du Golfe de Gascogne, sur la base d'études paléomagnétiques, cette virgation semble s'être formée depuis la collision (Perroud, 1985) jusqu'au Carbonifère. Les rotations relatives des branches armoricaine et ibérique ont été accommodées par des mouvements décrochants dextres dans le Massif Armoricain et sénestres dans le Massif Ibérique.

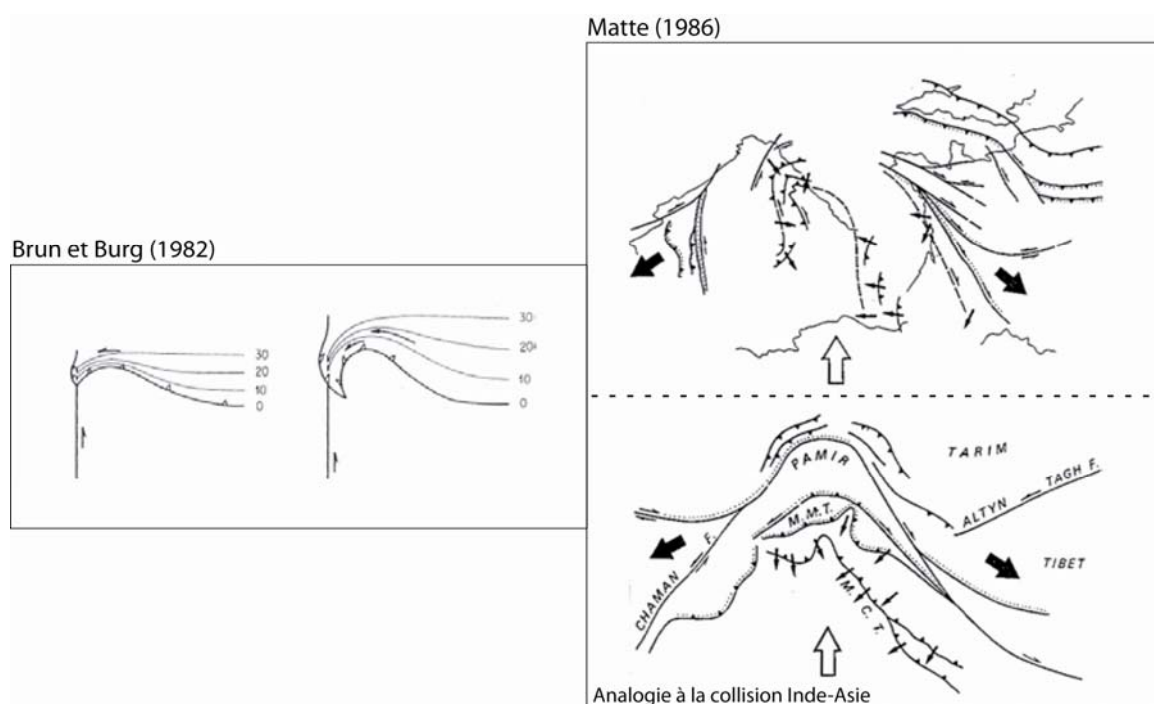


Figure I.3 : Modèles proposés pour la formation de la virgation Ibéro-Armoricaine, d'après Brun et Burg (1982) et d'après Matte (1986).

2 Le Massif Armoricaïn

Le Massif Armoricaïn apparaît comme un massif important pour comprendre l'évolution orogénique de la chaîne Varisque Ouest Européenne. En effet, la structure actuelle de ce massif préserve les différentes phases de l'évolution orogénique résultant des interactions entre les différents blocs continentaux.

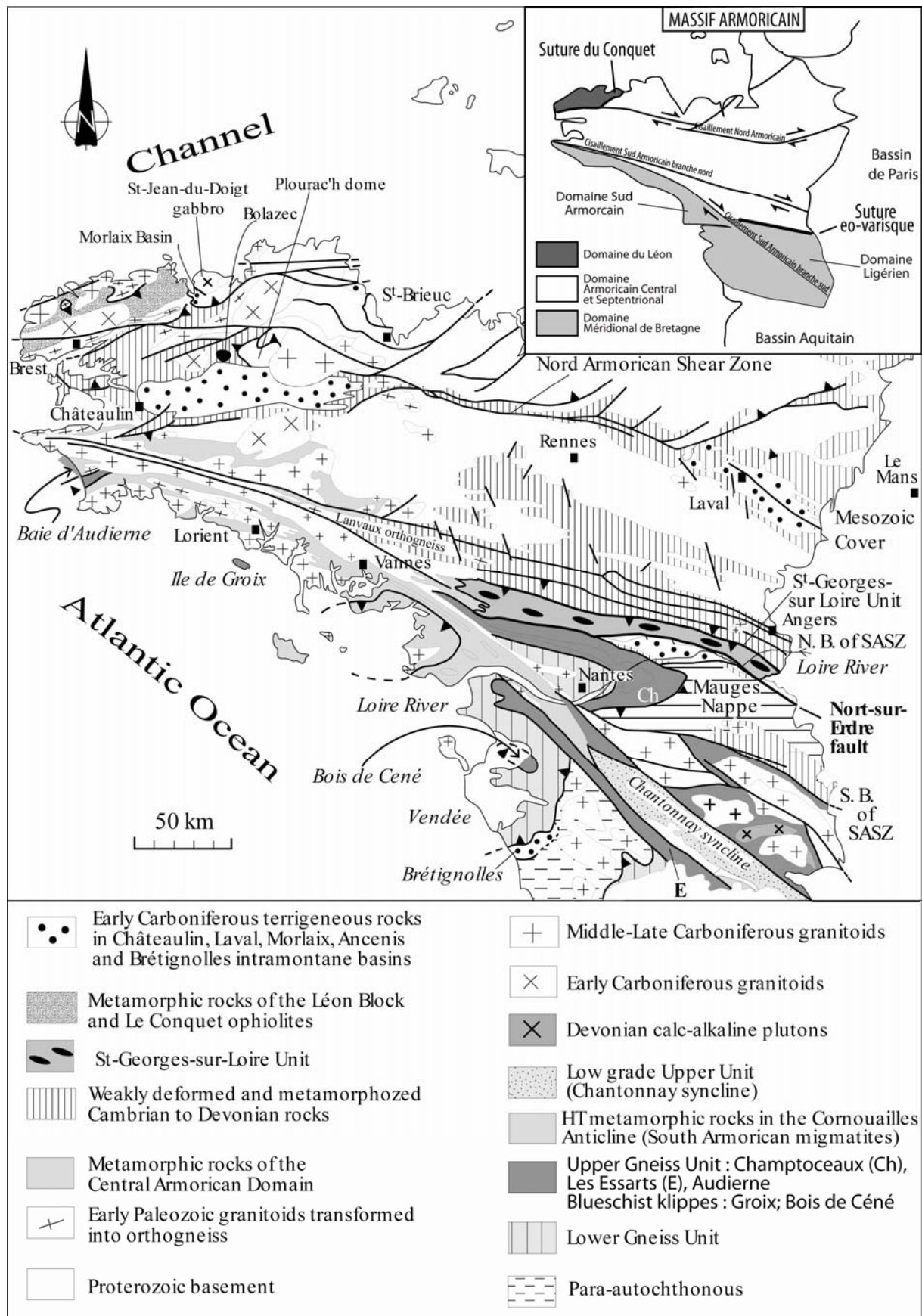


Figure I.4 : Carte géologique du Massif Armoricain, modifiée d'après Faure et al. (2005)

Deux grandes zones de cisaillement dextres à fort pendage, dont le rôle dans l'histoire précoce (éo-varisque) est encore discuté (en particulier avant le Carbonifère Supérieur), sont reconnues dans le Massif Armoricaïn. Le Cisaillement Nord Armoricaïn relativement rectiligne et de direction E-W (Watts et Willams, 1979) et le Cisaillement Sud Armoricaïn subdivisé en une branche Nord E-W et une branche Sud qui a tendance à s'orienter NO-SE au Sud (Jégouzo, 1980 Figure I.4). La branche Sud se subdivise, en Vendée, en plusieurs branches. La quantité de déplacement total étant répartie sur chacune de ces branches (Rolin et Colchen, 2001). Un incrément, au moins, de la déformation localisée à l'approche de ces zones de cisaillement a pu être fixé au Carbonifère Supérieur grâce à la présence de nombreux massifs granitiques considérés comme syn-cinématiques (Berthé et al., 1979). Le long de ces zones de cisaillement, l'existence et l'épaisseur du corps d'ultramylonites suggère un mouvement dextre total de l'ordre de la centaine de kilomètres (Vignerresse et Brun 1983). En réalité, l'existence de ces décrochements dextres n'est documentée que pour le Carbonifère Moyen à Supérieur. Lorsqu'on s'intéresse à l'évolution précoce de la chaîne, il convient de distinguer d'autres subdivisions sur la base de sutures ophiolitiques. Ainsi dans le Massif Armoricaïn, du Nord au Sud on peut séparer : (1) le Domaine du Léon, (2) le Domaine Armoricaïn Central et Septentrional et (3) le Domaine Méridional de Bretagne (Figure I.4).

2.1 Le Domaine du Léon

Le Domaine du Léon a longtemps été considéré comme un socle métamorphique précambrien recouvert par des terrains briovériens et paléozoïques (Chauris et Hallégouet, 1973 référence dans Augier et al., sous presse 2). Des arguments structuraux et radiochronologiques tendent aujourd'hui à montrer que ce domaine s'inscrit dans l'histoire orogénique varisque avec une évolution assez bien contrainte depuis 440 Ma jusqu'à 290 Ma (Le Corre et al. 1989 ; Rolet et al., 1986, 1994 ; Faure et al., 2008 ; Ballèvre et al., 2009). D'extension réduite, ce domaine consiste en un empilement de nappes mises en place dans des conditions ductiles du Sud vers le Nord. Cette structure a été modifiée par une succession d'événements tectono-métamorphiques et plutoniques : plis droits, décrochements, anatexie et mise en place de granitoïdes (Le Corre et al., 1989 ; Rolet et al., 1994 ; Faure et al., 2005, 2008).

Les unités les plus profondes de l'édifice sont formées de gneiss à grenat-biotite-sillimanite renfermant des enclaves d'éclogite dont les conditions d'équilibre lors du pic de métamorphisme sont de l'ordre de 14-15 kbar pour 650-700°C (Cabanis et Godard, 1987).

L'âge de cet épisode de HP est situé vers 439 ± 12 Ma (Paquette et al., 1987). Ces écloïtes sont souvent fortement rétro-morphosées dans le faciès des amphibolites.

La discussion de l'évolution complète de ce domaine, qui est au-delà de cette présentation générale, est disponible dans plusieurs publications récentes vers lesquelles le lecteur est renvoyé (Faure et al., 2008 ; Ballèvre et al., 2009).

Si les travaux récents concordent pour considérer le Domaine du Léon comme un empilement de nappes, les interprétations géodynamiques divergent. Certaines similitudes géochimiques et tectono-métamorphiques ont par exemple conduit à proposer une affinité sud-armoricaine aux nappes du Domaine du Léon. Le Domaine du Léon, en position initialement plus méridionale aurait été translaté vers le Nord selon un accident dextre de direction SW-NE (Balé et Brun, 1986). Cette hypothèse ayant été invalidée par le levé de la carte de Saint-Paul-de-Léon (Chauris et al., 1998 : référence dans Augier et al., sous press 2), le Domaine du Léon est maintenant interprété comme un microcontinent séparé de l'Armorica par la suture du Conquet au Sud, et du Laurussia par la suture Rhéique au Nord (Faure et al., 2008) (Figure I.4). Ainsi, les migmatites et les granitoïdes du Domaine du Léon ne seront pas considérés dans la suite de ce travail.

2.2 Le Domaine Armoricaïn Central et Septentrional

Le Domaine Armoricaïn Central et Septentrional est limité au Sud par la faille de Nort-Sur-Erdre (Figure I.4). Il est représentatif du microcontinent Armorica. Le substratum de ce domaine s'est structuré pour l'essentiel lors du cycle orogénique cadomien, vers environ 600 Ma. Au cours de la collision varisque, ce domaine se comporte de manière rigide (i.e. domaine de croûte supérieure). Le style structural est illustré par des plis à grande longueur d'onde dont seuls quelques grands synclinaux sont préservés d'une longue phase d'érosion (Synclinaux de la zone Bocaine ou de Sud de Rennes, par exemple).

Il est constitué de roches sédimentaires détritiques attribuées au Briovérien Supérieur, provenant de l'érosion de la chaîne cadomienne (Le Corre et al., 1991). Durant le Paléozoïque, ce domaine reste ensuite une zone d'accumulation sédimentaire privilégiée où deux types de bassins sédimentaires se succèdent, limités dans le temps par des événements géodynamiques majeurs. L'Ordovicien inférieur, correspondant à une phase d'extension régionale avec la formation de grands blocs basculés crustaux (Brun et al., 1991), est constitué d'une épaisse série déritique syn-tectonique (Ballard et al., 1986), bien décrits dans la presqu'île de Crozon.

Un bassin de plateforme s'installe ensuite de l'Ordovicien inférieur au Dévonien supérieur. Les dépôts présentent des faciès représentatifs de faible tranche d'eau, caractéristiques de la marge Nord du Gondwana (Paris et Robardet, 1994). La glaciation fini-ordovicienne (glaciation hirnantiennne) est bien exprimée dans les sédiments armoricains, en particulier par la sédimentation de « drop-stones ». A partir du Dévonien Supérieur, les sédiments sont préservés dans des lanières le long des grands accidents. Le passage Dévonien-Carbonifère (phase Bretonne de l'orogénèse varisque) correspond à l'initiation du décrochement dextre qui affecte l'ensemble du Domaine Armorica Central et Septentrional d'un raccourcissement de l'ordre de 30% (Gumiaux, 2003).

La partie SE du Domaine Armorica Central et Septentrional, au Sud d'Angers, expose des terrains très particuliers dont le plus remarquable est la série à blocs de St-Georges-sur-Loire (Cartier et al., 2001). Il s'agit d'un olistostrome d'âge Dévonien probable car la matrice n'est pas datée, renfermant des blocs de radiolarites siluriennes, de laves acides cambriennes, de basalte et de calcaires du Dévonien Inférieur. Cette série à blocs est interprétée comme un bassin d'arrière-arc développé au Nord et un arc magmatique qui aurait été subducté lors de la tectonique éo-varisque (Faure et al., 2008).

De grands bassins subsidents datés du Carbonifère basal au Namurien, comme le bassin de Châteaulin ou de Laval, sont constitués d'une épaisse série détritique aux caractéristiques syn-tectoniques affirmées. De récentes études montrent que le bassin de Châteaulin, classiquement considéré comme un bassin décrochant, serait plutôt un bassin compressif (Gumiaux, 2003). Au cours de la tectonique varisque, les structures associées au cisaillement dextre affectant l'ensemble du domaine, sont principalement de grands plis droits d'axe E-O disposés vaguement en échelon, et accompagnés d'une schistosité sub-verticale E-O. Cependant le bassin viséen d'Ancenis correspond à un pull-apart senestre (Diot, 1980 ; Cartier et al., 2001 ; Faure et al., 2008).

De nombreux massifs de leucogranites synchrones du cisaillement se mettent en place dans la série sédimentaire, jalonnant les décrochements majeurs qui limitent le domaine (Berthé et al., 1979).

2.3 Le Domaine Méridional de Bretagne

Le Domaine Méridional de Bretagne est situé au Sud de la faille de Nort-Sur-Erdre qui représente la suture ophiolitique eo-varisque entre le microcontinent Armorica au Nord et le

Gondwana au Sud (Ballèvre et al., 1987, Bosse et al., 2000 ; Cartier, 2001) (Figure I.4). Cet ensemble est constitué du domaine Ligérien, situé au Nord de la branche sud du Cisaillement Sud Armoricaïn, et du Domaine Sud Armoricaïn situé au Sud (Figure I.4).

Le Domaine Ligérien (Cogné, 1974) appartient au Domaine Méridional de Bretagne sur des critères sédimentologiques et faunistiques originaux par rapport au Domaine Armoricaïn Central et Septentrional à partir de l'Ordovicien (Robardet et al., 1994) et peut-être dès le début du Paléozoïque (Ledru et al., 1989). Dans sa partie Sud, il est formée par un empilement de nappes varisques (Marchand, 1981 ; Ballèvre et al., 1987, Bosse et al., 2000) présentant des faciès métamorphiques et des déformations très contrastées séparées par une série de chevauchements ductiles (Ballèvre et al., 1987) dont les micaschistes de Mauves-sur-Loire constituent l'autochtone relatif. La nappe de Champtoceaux susjacent, constituée de roches paradérivées (micaschistes ou gneiss) et orthodérivées (orthogneiss Ordovicien de Saint-Mars-du-Désert ; Paquette et al., 1984 : référence dans Augier et al., sous presse 2), renferme des boudins d'éclogite plus ou moins rétro-morphosés dans le faciès des amphibolites. L'enfouissement de ces roches correspond à des pressions maximales estimées autour de 15-20 kbar (Ballèvre et al., 2002). L'âge de cet épisode reste discuté (Cocherie et al., 2005 ; Ballèvre et al., 2009) mais les migmatites de Champtoceaux ont été datée récemment à 387 ± 6 Ma par la méthode de datation chimique sur monazite (Cocherie et al., 2005). L'exhumation de ces roches, en partie contemporaine de la phase de raccourcissement eo-varisque, est assurée par le fonctionnement d'une zone de cisaillement extensive. La nappe de Champtoceaux est surmontée par des ophiolites eo-varisques.

Les domaines Ligérien et Sud Armoricaïn, limités par la branche Sud du Cisaillement Sud Armoricaïn, ont subi des histoires tectono-métamorphiques contrastées. Contrairement au Domaine Ligérien, le Domaine Sud Armoricaïn est reconnu comme ayant subi une déformation ductile contemporaine de l'évolution tardi-orogénique de la chaîne. Le travail présenté ici concerne l'étude de l'évolution tardi-orogénique de la chaîne Varisque, le Domaine Sud Armoricaïn concentrera désormais toute notre attention. Une description détaillée de la géologie de ce domaine est présentée dans la partie suivante.

3 Le Domaine Sud Armoricaïn

Dans cette partie, nous allons d'abord décrire l'architecture générale du Domaine Sud Armoricaïn (DSA), puis nous intéresser aux principaux témoins de son évolution orogénique.

L'évolution orogénique tardive du domaine constituant le sujet de notre étude, nous ferons ensuite un récapitulatif des principales connaissances actuellement disponibles sur le DSA. Cet état de l'art nous permettra de poser les problèmes qui subsistent malgré les études existantes.

3.1 Architecture générale

Le Domaine Sud Armoricaïn affleure en Bretagne méridionale et en Vendée littorale, et s'envoie à l'Est sous le Bassin Aquitain (Figure I.5). Ce domaine est essentiellement composé de roches métamorphiques caractérisées par des trajets Pression-Température parfois complexes, et présente une déformation ductile intense (Ters, 1972 ; Audren, 1987 ; Gapais et al. 1993 ; Brown et Dallmeyer, 1996 ; Cagnard et al., 2004 ; Johnson et Brown, 2004).

Ainsi, une structure globalement constituée par une pile de nappes est classiquement reconnue. Du haut vers le bas, on reconnaît les unités Supérieure, Intermédiaire et Inférieure (Figure I.5).

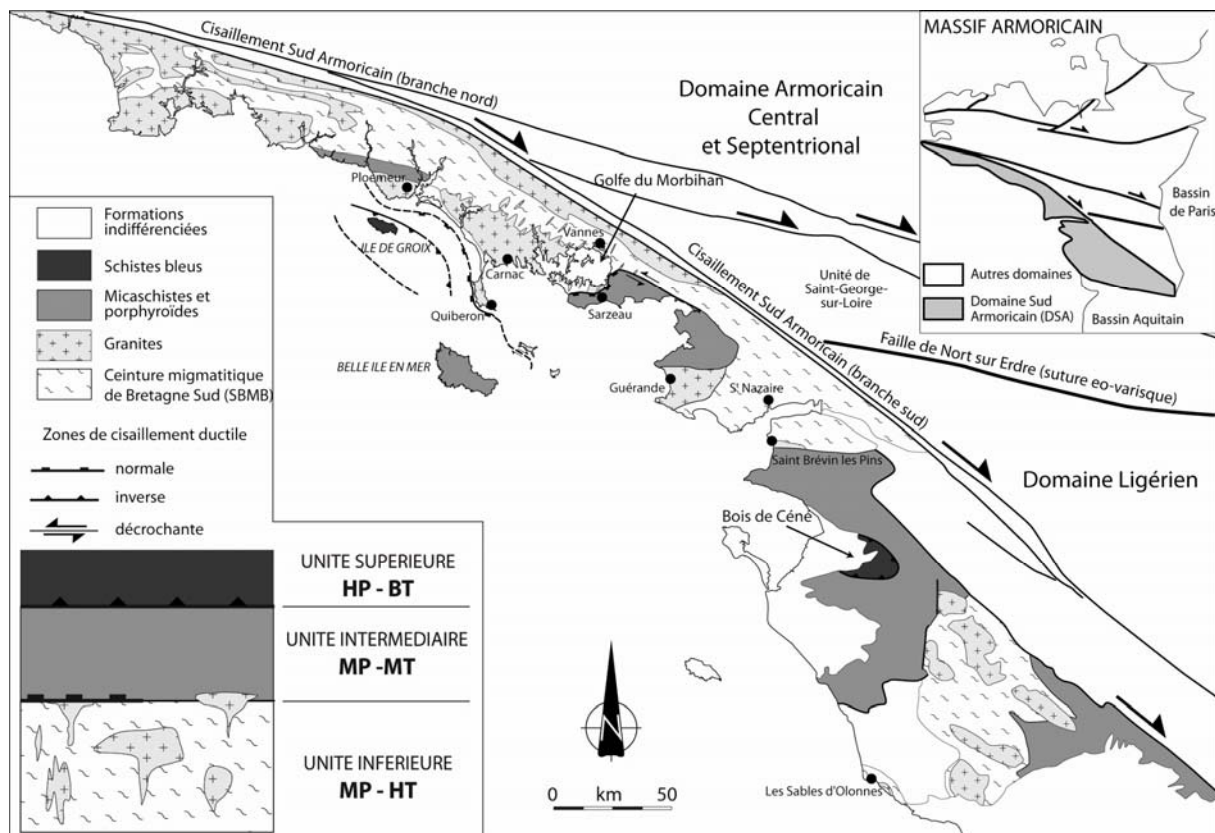


Figure I.5 : Carte géologique structurale du Domaine Sud Armoricaïn (modifié d'après Gapais

et al., 2009).

3.1.1 L'Unité Supérieure

L'Unité Supérieure est caractérisée par des roches métamorphiques de HP-BT, relativement préservées de la rétro-morphose, malgré un chemin P-T rétrograde caractérisé par une longue décompression sub-isotherme. Cette unité, affleure sous forme de klippes : l'Île de Groix (Bretagne méridionale) ou Bois de Céné (Vendée littorale) (Figure I.5). Elle comprend des schistes bleus à lawsonite, des schistes bleus à grenat, et plus localement des schistes bleus éclogitiques et des éclogites (Barrois, 1883 : référence dans Augier et al., sous presse 2 ; Guiraud et al., 1987 ; Bosse et al., 2002). Les estimations des conditions métamorphiques maximales subies par ces roches attestent d'une culmination métamorphique de 18 kbar et 500-550°C (Bosse et al., 2002). L'évolution métamorphique de ces roches, caractérisée principalement par un enfouissement important dans un contexte de gradient géothermique faible, correspond à une phase de subduction, l'architecture de l'Île de Groix étant comparée à celle d'un prisme d'accrétion (Ballèvre et al., 2007). La datation de cet événement de haute pression vers 380-370 Ma (méthode Rb/Sr et Ar/Ar ; Bosse et al., 2000 ; 2002) le situe dans l'évolution éo-varisque de la chaîne.

3.1.2 L'Unité Intermédiaire

L'Unité Intermédiaire est essentiellement composée de micaschistes et de métavolcanites présentant des évolutions métamorphiques contrastées. L'unité des micaschistes de Belle-Ile (Figure I.5) contenant à sa base les « porphyroïdes » a subi une évolution caractérisée par un gradient géothermique faible de type HP/BT, atteignant des conditions de 7-9 kbar pour 350-400°C (Le Hébel, 2002). L'unité des micaschistes de la Vilaine (Figure I.5) montre un métamorphisme croissant vers le bas, du faciès des schistes verts au faciès des amphibolites (Audren, 1987 ; Triboulet et Audren, 1988 ; Goujou, 1992). L'évolution métamorphique se caractérise pour les niveaux les plus profonds par un pic de pression vers 7-8 kbar et 600°C suivi d'un pic de température vers 7 kbar et 700°C (Triboulet et Audren, 1988 ; Johnson et Brown, 2004). Dans ces micaschistes, la déformation ductile se caractérise par une foliation à faible pendage portant une linéation d'étirement orientée ONO-ESE. Cette anisotropie très

marquée à l'échelle de tout le Domaine Sud Armoricaïn, traduit un raccourcissement vertical important qui est responsable du rapprochement inhabituel des isogrades métamorphiques développés dans les séries barroviennes précoces (Goujou, 1992 ; Le Hébel 2002 ; Cagnard et al., 2004). Cette unité montre un pic des conditions métamorphiques daté à 370-360 Ma et une phase d'exhumation estimée autour de 350 Ma (Bosse et al., 2000 ; Le Hébel et al., 2002).

3.1.3 L'Unité Inférieure

L'Unité Inférieure contient des roches métamorphiques de haut-grade, des migmatites, parfois regroupées sous l'appellation de « Ceinture Migmatitique de Bretagne Sud » (SBMB), accompagnées et recoupées par de grands volumes de granitoïdes (Audren et Le Métour, 1976 ; Brown, 1983 ; Audren, 1987). Les estimations P-T réalisées sur les paragenèses restitiques de haut grade préservées dans les migmatites, situent les conditions de pic de métamorphisme aux alentours de 8-9 kbar et 750–800°C pour différents segments du Domaine Sud Armoricaïn (Brown, 1983; Jones et Brown 1989, 1990 ; Johnson et Brown, 2004). Le chemin rétrograde est caractérisé par une décompression quasi isotherme et un second épisode d'anatexie vers 700-750°C et ~4.5 kbar (Brown et Dallmeyer, 1996) qui entraîne la mise en place de granite. Les contraintes chronologiques concernant cette unité demeurent rares et en partie contradictoires opposant des âges dévono-carbonifères (384 ±10 Ma et 372 ±24 Ma : Peucat, 1983 ; 376±19 Ma : Vidal, 1980) pour la phase de fusion partielle, à un refroidissement rapide entre 310 et 290 Ma (Brown et Dallmeyer, 1996).

3.2 Evolution du Domaine Sud Armoricaïn, état des connaissances et problèmes

Le Domaine Sud Armoricaïn montre une déformation finie souvent complexe, résultant d'une succession de déformations incrémentales dont une partie importante témoigne de conditions ductiles. Le métamorphisme y est contrasté, parfois même au sein même d'une unité. Les sauts de conditions Pression-Température (P-T) d'une unité à l'autre impliquent alors des quantités de mouvement importantes sur les accidents importants. Les unités structurellement les plus hautes indiquent des conditions éclogitiques. Il est néanmoins possible de reconnaître dans ce domaine certains stades de l'orogénèse dont la signification est d'échelle régionale.

3.2.1 Histoire anté-varisque

Des corps orthodérivés apparaissent comme les seuls témoins du magmatisme anté-varisque. La cartographie de ces corps dans la zone du Golfe du Morbihan révèle leur antécédence par rapport aux phases varisques. La bande d'orthogneiss principale (Arradon-Roguedas, situé au Nord du Golfe du Morbihan) a fourni un âge Rb/Sr sur roche totale à 463 ± 17 Ma (Peucat, 1983), confirmé plus récemment par la datation d'un orthogneiss de la presqu'île de Rhuys (466 ± 6 Ma, Melleton, 2009). Ces manifestations plutoniques sont les témoins de la phase de rifting d'âge Ordovicien Inférieur à Moyen reconnue sur une aire très importante. De même, d'abondants produits volcaniques, sont reconnus, en particulier dans l'unité des micaschistes de Belle-Ile (Audren, 1987). L'orthogneiss de l'île Dumet, intrusif dans la série des micaschistes de la Vilaine, pourrait également être un témoin plutonique de cet épisode. Il montrerait que toutes les unités tectoniques impliquées dans l'édifice Sud Armoricaïn partagent une histoire anté-varisque commune.

3.2.2 Histoire tectono-métamorphique précoce éo-varisque

Les corrélations effectuées à l'échelle de l'ensemble du Domaine Sud Armoricaïn et les nombreuses études locales réalisées ont permis de reconnaître dans l'ensemble structural supérieur un premier épisode de métamorphisme général concomitant d'une intense déformation éo-varisque (ex. Ballèvre et al., 2009) regroupant, en particulier les événements D0 et D1 reconnus dans le Massif Central (Faure et al., 1997). Régionalement, l'unité des micaschistes de Belle-Ile préserve des traces discrètes d'un enfouissement en conditions « froides » de type HP/BT associées aux gradients géothermiques perturbés des zones de subductions (Le Hébel, 2002 ; Ballèvre et al. 2009). L'unité des micaschistes de la Vilaine, structuralement plus profonde, ne présente pas de réelle trace de HP même si les calculs thermo-barométriques ont montré un enfouissement de l'ordre de 8-9 kbar pour un peu moins de 580°C .

L'âge de cet épisode est fixé vers 370-360 Ma pour l'unité de Belle-Ile (Bosse et al., 2000 ; Le Hébel, 2002). L'exhumation de ces roches est, quant à elle, datée à environ 350 Ma (Bosse et al., 2000). L'épisode tectono-métamorphique affectant l'unité des micaschistes de la Vilaine a également été daté vers 370 Ma (Augier et al., en préparation) suggérant une évolution en partie commune, malgré un contexte P-T différent. La forte rétro-morphose dans

le faciès des amphibolites et des schistes verts est estimée vers 340-335 Ma. L'autre trait commun de ces unités est leur fort aplatissement qui apparaît synchrone de la formation d'une foliation S_{n+1} portant les minéraux rétro-morphiques. Cette fabrique majeure, subhorizontale porte une linéation NO-SE (Cannat et Bouchez, 1986 ; Vauchez et al., 1987 ; Gapais et al., 1993 ; Burg et al., 1994). Une foliation S_n antérieure, souvent fortement transposée par la formation de la foliation S_{n+1} , porte en l'absence de rétro-morphose poussée, les reliques des paragenèses du pic des conditions de métamorphisme associées aux phases d'épaississement crustal.

En ce qui concerne les unités supérieures, elles semblent s'être mises en place par chevauchement (Iglesias et Brun, 1976 ; Vauchez et al., 1987 ; Goujou, 1992 ; Bosse et al., 2002 ; Ballèvre et al., 2005). La présence de chevauchements est claire dans les roches de HP de l'île de Groix (Bosse et al., 2002). La cinématique de cette phase de chevauchement reste cependant mal connue à l'échelle du Domain Sud Armoricaïn.

3.2.3 Evolution syn à post orogénique du Domaine Sud Armoricaïn

3.2.3.1 Contraintes géochronologiques disponibles sur l'évolution syn à post orogénique du Domaine Sud Armoricaïn

Dans le Golfe du Morbihan, les migmatites de la « Ceinture Migmatitique de la Bretagne Sud » (SBMB) dérivent en grande partie de métasédiments contenant de fines intercalations de roches basiques (Brown, 1983 ; Jones et Brown, 1990 ; Audren et Triboulet, 1993 : références dans Augier et al., sous presse 2) dont le chimisme initial contrôle le comportement pendant la fusion partielle. L'âge ordovicien de l'orthogneiss d'Arradon-Roguedas fournit les premières contraintes temporelles sur la série, ainsi que sur l'âge de l'anatexie. L'épisode de fusion partielle qui a engendré des granites d'anatexie, comme le massif de S^{te}-Anne d'Auray, a été attribué au Dévonien (376 ± 19 Ma : Vidal, 1980 ; 384 ± 10 Ma et 372 ± 24 Ma : Peucat, 1983). D'autres contraintes, fondées sur l'utilisation des couples isotopiques U/Pb, Pb/Pb, Ar/Ar, Rb/Sr placent le refroidissement de ces migmatites entre ~ 310 Ma et ~ 300 Ma (Brown et Dallmeyer, 1996) (Figure I.6). Ces âges imposent d'une part la permanence de températures supérieures à la température de fermeture des monazites ($\sim 750^\circ\text{C}$) pendant ~ 70 -80 Ma et d'autre part un refroidissement final extrêmement rapide (Gapais et al., 1993 ; Brown et Dallmeyer, 1996).

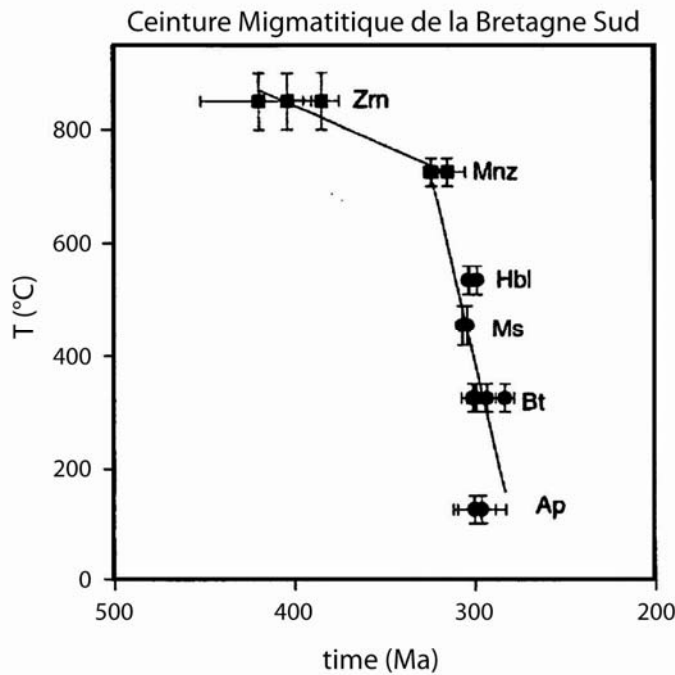


Figure I.6 : Chemin Température-temps (modifié d'après Brown et Dallemeyer, 1996) des migmatites de la Ceinture Migmatitique de la Bretagne Sud (droite de régression : ligne noire), basé sur les âges de minéraux contenus dans les migmatites tels que : le zircon (Zrn), la monazite (Mnz), l'hornblende (Hbl), la muscovite (Ms), la biotite (Bt) et l'apatite (Ap) (abréviations de Kretz, 1983). Les données de température et d'âges proviennent des études de Carpena et al. (1979), de Peucat (1983) et de Brown et Dallemeyer (1996).

3.2.3.2 Etat des connaissances sur l'évolution métamorphique syn à post orogénique du Domaine Sud Armoricaïn

L'évolution métamorphique des migmatites du Domaine Sud Armoricaïn a fait l'objet de nombreuses études pétrographiques (Brown, 1983 ; Audren, 1987 ; Jones et Brown, 1989, 1990 ; Audren et Triboulet, 1993 : référence dans Augier et al., sous presse 2 ; Brown et Dallemeyer, 1996). L'étude la plus récente (Johnson et Brown, 2004) apporte de fortes contraintes sur le chemin P-T des migmatites du Golfe du Morbihan (Figure I.7). Ces migmatites du Golfe du Morbihan présentent des paragenèses à grenats. Les porphyroblastes de grenats, dépassant 1cm de diamètre, contiennent des cœurs riches en inclusions et, pour les moins rétro-morphosés, des bordures qui en sont presque dépourvues. Dans le détail, les cœurs sont subdivisés en une partie interne, caractérisée par l'association disthène + ilménite + quartz, et une partie externe contenant l'association staurotide + rutile + disthène ou

sillimanite. La modélisation thermo-barométrique réalisée propose une décompression après un premier pic de pression vers ~ 9 kbar pour 630°C jusqu'à ~ 6 kbar pour 600°C . Par ailleurs, le grenat montre le remplacement de l'association biotite + sillimanite par l'association plagioclase + quartz suggérant une réaction rétrograde faisant intervenir un liquide. La préservation du grenat étant cohérente avec un départ de liquide (voir par exemple Powell et Downes, 1990). Les leucosomes contiennent en outre du plagioclase zoné, interprété comme « magmatique », c'est-à-dire cristallisé à partir d'un liquide silicaté, contenant en son cœur des inclusions de disthène, suggérant que ce minéral était stable lors de l'initiation de la fusion partielle. Le pic de conditions métamorphiques est fixé à 8-9 kbar pour $750\text{-}800^\circ\text{C}$ (Figure I.7). Texturalement, ces grenats sont partiellement déstabilisés et blindés par de gros cristaux de cordiérite, elle-même partiellement remplacée par un assemblage à biotite + sillimanite \pm spinelle, compatible avec une décompression accompagnée d'un refroidissement significatif jusque vers ~ 4.5 kbar pour $700\text{-}750^\circ\text{C}$ (Figure I.7). De plus, dans une grande majorité des niveaux, le leucosome contient des petits grenats automorphes à sub-automorphes ainsi que de la cordiérite sub-automorphe impliquant un second épisode de fusion partielle. L'âge de cette rétro-morphose partielle des migmatites, concomitante de leur refroidissement, est par ailleurs estimé entre 310 et 300 Ma (Brown et Dallmeyer, 1996).

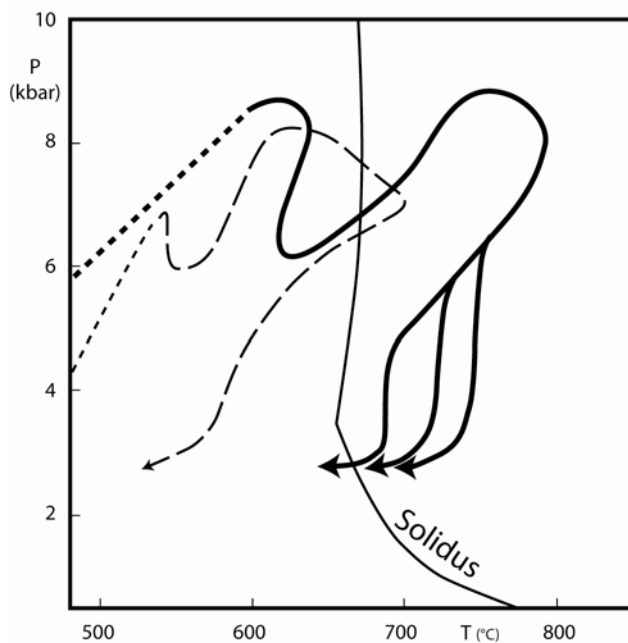


Figure I.7 : Diagramme synthétique proposé par Johnson et Brown (2004), illustrant un chemin Pression-Température possible pour l'Unité Inférieure de la zone du Morbihan (ligne pleine épaisse), et pour l'Unité Intermédiaire des micaschistes de la Vilaine (ligne pointillée).

3.2.3.3 Déformation post-orogénique du Domaine Sud Armoricaïn

Selon les travaux antérieurs (Gapais et al., 1993 ; Cagnard et al., 2004), la déformation tardi-varisque à l'échelle de tout le domaine correspond aux stades d'effondrement gravitaire de la croûte, préalablement épaissie pendant les phases syn-orogéniques.

L'architecture actuelle du Domaine Sud Armoricaïn est le résultat de phases orogéniques tardives. Elle se présente comme une succession de « fenêtres tectoniques » exposant les migmatites et les granites d'anatexie de l'Unité Inférieure, recouvertes tectoniquement par l'Unité Intermédiaire (Figure I.5). Une grande partie des contacts majeurs entre ces unités a été réactivée en extension (Gapais et al., 1993 ; Cagnard et al., 2004).

Les unités Intermédiaires sont caractérisées par une foliation plate à faiblement pentée portant une forte linéation d'étirement W-E à NW-SE à l'échelle du domaine (Gapais et al., 1993 ; Burg et al., 1994) interprétés comme étant héritée en grande partie de phases tectoniques tangentielles dévono-carbonifère (Cannat et Bouchez, 1986 ; Vauchez et al., 1987). Le long de certaines coupes, l'Unité Inférieure est limitée par des zones de cisaillement ductile dans lesquelles la déformation se concentre (Gapais et al., 1993, 2009). A l'extrémité sud du domaine, dans la région des Sables d'Olonne, la déformation extensive serait plutôt accommodée par un aplatissement homogène de toute la série métamorphique, conduisant à une forte contraction des isogrades du métamorphisme au toit d'un cœur de migmatites, que par le fonctionnement d'une unique zone de cisaillement (Cagnard et al., 2004). Le gradient thermique atteint alors localement 70-80°C/km (Goujou, 1992). Dans ce secteur, les données Ar/Ar obtenues sur micas blancs indiquent des âges de refroidissement vers 310 Ma (Goujou, 1992).

3.2.3.4 Les principaux problèmes posés par le Domaine Sud Armoricaïn

Age de l'anatexie du Domaine Sud Armoricaïn.

L'âge de l'anatexie de l'Unité Inférieure, relative aux phases tardives de l'évolution orogénique, est mal contraint. Dans le Domaine Sud Armoricaïn, les seuls âges disponibles pour la fusion partielle des migmatites sont dévoniens, vers ~380 Ma (Vidal, 1980 ; Peucat, 1983), impliquant une anatexie de l'Unité Inférieure contemporaine de l'évolution éovarisque de la chaîne. En outre, l'âge du refroidissement des migmatites est attribué au Carbonifère (~310-300 Ma : Brown et Dallmeyer, 1996). Ceci suggère que les migmatites aient été maintenues à des températures élevées (~750 °C) pendant une très longue période

(~70-80 Ma). Une alternative qui sera explorée dans ce travail, est que ces migmatites soient le résultat de plusieurs épisodes de fusion partielle.

Calendrier de la fusion crustale.

L'évolution métamorphique proposée pour les migmatites et plus généralement pour l'ensemble des phénomènes de fusion crustale de l'Unité Inférieure n'est pas contrainte dans le temps. Aucune corrélation claire n'est proposée entre les différents segments du chemin P-T et le (ou les) épisode(s) de fusion partielle de l'Unité Inférieure.

Modalités tectono-métamorphiques de l'exhumation des migmatites et granitoïdes.

Dans certaines portions du Domaine Sud Armoricaïn, des déformations extensives ont été décrites. Cependant, les relations entre le contexte tectonique de mise en place des plutons et les déformations ductiles et fragiles n'ont jamais été étudiées en détail. Il n'existe pratiquement pas de contraintes géochronologiques pour les déformations extensives. Enfin, les modalités de l'exhumation de l'Unité Inférieure demandent à être clarifiées.

Article 1 : « La Zone de Cisaillement Ductile vers l'Est de Sarzeau et sa place dans la tectonique tardi-orogénique extensive de l'Armorique méridionale »	49
1.1 Présentation de l'article (publié dans le Bulletin de la Société Géologique de France)	49
1.2 Introduction.....	53
1.3 Geological setting.....	53
1.4 Structural analysis.....	58
1.4.1 Description of first-order structures.....	61
1.4.2 SSZ kinematics.....	62
1.4.3 Typology and structure of the late granite dykes.....	65
1.5 Time constraints.....	66
1.5.1 Sampling strategy.....	66
1.5.2 Analytical procedure.....	67
1.5.3 Monazite description.....	67
1.5.4 Results.....	69
1.6 Data interpretation and discussion.....	72
1.6.1 The Sarzeau granite as a strain and time marker for the extensional deformation.....	72
1.6.2 Significance of inherited ages within the Variscan framework.....	75
1.6.3 Is the Lower Unit a metamorphic-core-complex?.....	77
1.6.4 Regional scale implications.....	77
1.7 Conclusion.....	78
1.8 Principales conclusions de l'étude et remarques complémentaires.....	80
Article 2: « Partial melting, strain localisation and exhumation constraints for the Variscan infrastructure (South Armorican Domain, Western France) »	82
2.1 Présentation de l'article (soumis pour publication à la revue Tectonics).....	82
2.2 Introduction.....	84
2.3 Geological setting.....	85
2.3.1 The South Armorican Domain.....	85
2.3.2 Geology of the Morbihan area.....	89
2.4 Field evidences, kinematics and structural axes of strain continuum.....	91
2.4.1 Early strain insights as evidenced by late-migmatitic dyke array.....	91
2.4.2 Ductile (mylonitic) stage.....	96
2.4.3 Brittle structures.....	99
2.5 ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar time constraints.....	106
2.5.1 Sampling and analytical methods.....	106
2.5.2 Results.....	109
2.6 Discussion and conclusions.....	120
2.6.1 Evidence for an homoaxial stretching continuum.....	120
2.6.2 Time-constrains on a major extensional event.....	123
2.6.3 Regional scale implications.....	126
2.7 Principales conclusions de l'étude et remarques complémentaires.....	129
3 Contraintes géochronologiques sur le continuum d'anatexie dans la zone du Golfe du Morbihan.	131
3.1 Age de la fusion partielle des migmatites de la zone du Golfe du Morbihan.	133
3.1.1 Description microscopique des grains analysés.....	134
3.1.2 Résultats isochrones des datations chimiques U-Th/Pb sur monazite.....	134
3.2 Age de la mise en place du massif de S ^{te} -Anne d'Auray.....	140
3.2.1 Description microscopique des grains analysés.....	141

3.2.2 Résultats isochrones des datations chimiques U-Th/Pb sur monazite	142
3.3 Age de mise en place du complexe granitique de Carnac	147
3.3.1 Description microscopique des grains analysés	147
3.3.2 Résultats isochrones des datations chimiques U-Th/Pb sur monazite	148
3.4 Conclusions à l'étude géochronologique complémentaire réalisée sur la zone du Golfe du Morbihan	151

**CHAPITRE II : ETUDE STRUCTURALE ET
GEOCHRONOLOGIQUE DE LA ZONE DU GOLFE DU
MORBIHAN**

Ce secteur s'avère être un secteur clé pour comprendre l'évolution tardi-orogénique du Domaine Sud Armoricaïn. En effet, c'est là, à l'Ouest du Golfe du Morbihan, qu'a été décrit l'un des témoins les plus clairs de cette évolution. La Zone de Cisaillement de Quiberon (QSZ) (Gapais et al., 1993), a été identifiée comme une zone de cisaillement ductile extensive contemporaine de l'effondrement tardi-orogénique de la chaîne, permettant l'exhumation de l'Unité Inférieure de haut grade située en son mur, par rapport à l'Unité Intermédiaire située en son toit (Gapais et al., 1993).

Dans la région de Sarzeau, à l'Est du Golfe du Morbihan, le contact entre les unités Inférieure et Intermédiaire, présente également un caractère tectonique relatif à l'évolution tardi-orogénique de la chaîne (Audren, 1987). En revanche, ni la structure, ni la cinématique et ni l'âge de ce contact, n'ont été clairement déterminés.

Dans cette zone, les roches de l'Unité Inférieure ont par ailleurs été le sujet de nombreuses études. L'Unité Inférieure comprend un complexe de roches de haut grade métamorphique, constitué de migmatites et de plusieurs générations de granites. Des études de M. Brown et de ses collaborateurs, ont permis de contraindre son évolution métamorphique et de proposer, comme nous l'avons vu un chemin métamorphique séquencé dont la partie rétrograde est identifiée comme contemporaine de l'exhumation de cette unité (Johnson et Brown, 2004) (Figure I.7). L'Unité Inférieure du golfe du Morbihan est par ailleurs assimilée à un dôme métamorphique extensif résultant de l'évolution tardi-orogénique du Domaine Sud Armoricaïn dans un contexte d'exhumation de la croûte inférieure à moyenne (Gapais et al., 1993 ; Brown and Dallemeyer, 1996).

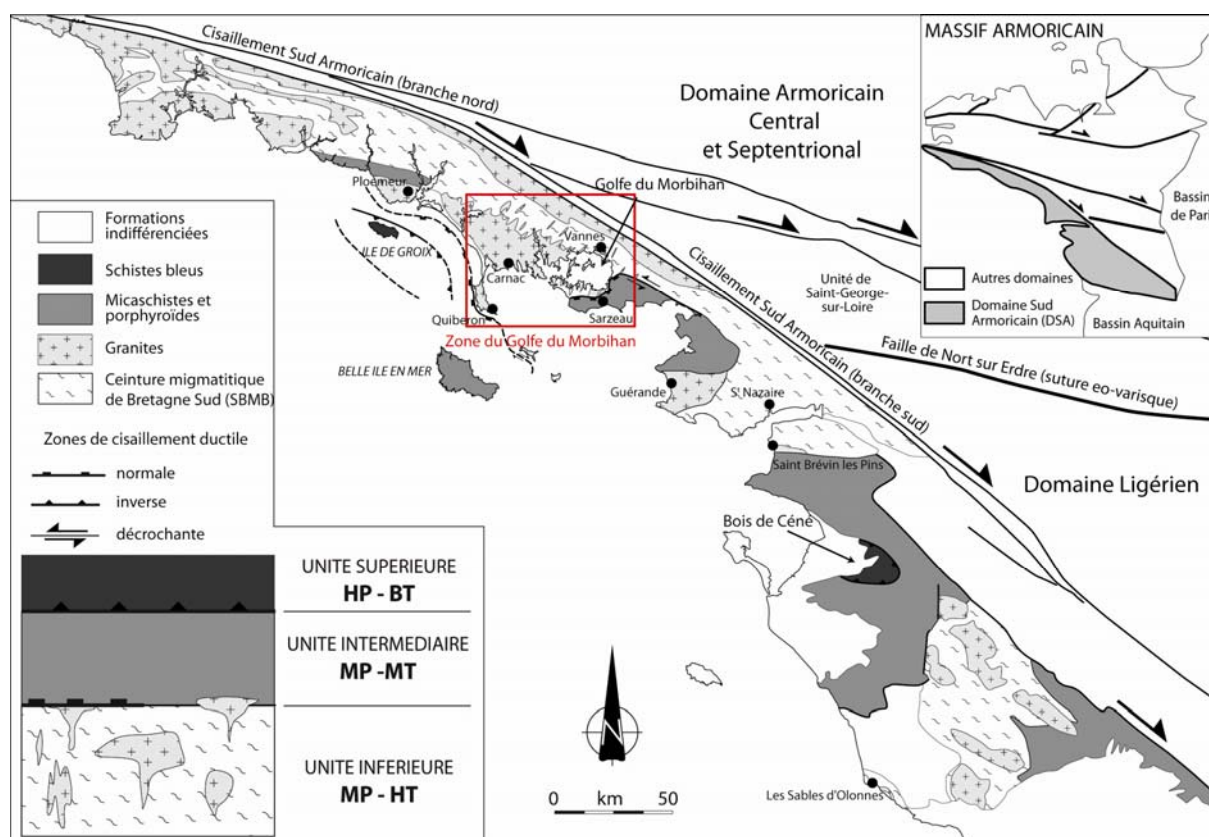


Figure II.1 : Localisation de la zone du Golfe du Morbihan (carte structurale du Domaine Sud Armoricaire modifiée d'après Gapais et al. (2009)).

La première partie de l'étude de cette zone, vise à caractériser précisément la structure et la cinématique du contact tectonique entre les unités Intermédiaire et Inférieure, à l'Est du Golfe du Morbihan, dans la région de Sarzeau. La nature et les caractéristiques structurales de ce contact seront ensuite discutées dans le contexte tectonique extensif, contemporain de l'évolution tardive de la chaîne. En parallèle, nous nous attacherons à cerner la géométrie générale des roches de l'Unité Inférieure, en essayant de la corrélérer à l'évolution tectonique de la zone. Deux générations de granite, issus de l'anatexie de l'unité de haut grade seront également datés. Cette première partie fait l'objet du premier article publié dans le Bulletin de la Société Géologique de France.

Dans une deuxième partie, nous essayerons de caractériser l'évolution complète de l'histoire tardi-orogénique de cette zone. Pour cela, nous réaliserons une étude structurale la plus exhaustive possible de la déformation. Les différents stades de la déformation seront, en parallèle, calés dans le temps par une étude géochronologique. Ce travail fera l'objet du second article actuellement soumis à Tectonics.

Une troisième partie sera consacrée à la description des relations génétiques et structurales entre les différentes générations de granite et les migmatites encaissantes de l'unité de haut grade. Leur étude géochronologique, permettra de situer l'âge de l'anatexie dans la zone du Golfe du Morbihan.

Article 1 : « La Zone de Cisaillement Ductile vers l'Est de Sarzeau et sa place dans la tectonique tardi-orogénique extensive de l'Armorique méridionale »

1.1 Présentation de l'article (publié dans le Bulletin de la Société Géologique de France)

Référence de l'article :

Turrillot, P., R. Augier et M. Michel (2009), The top-to-the southeast Sarzeau Shear zone and its place in the late-orogenic extensional tectonics of southern Armorica, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3, 247-261.

Le stage de recherche que j'ai effectué au cours du MASTER2, a porté sur la zone du Morbihan. L'article présenté ici, intègre des résultats de ce stage.

Le contact entre les unités Intermédiaire et Inférieure, situé à l'Est du Golfe du Morbihan, a été décrit comme un contact tectonique extensif (Audren, 1987). Son contour et sa cinématique se sont trouvés modifiés lors de ce travail.

Précédemment, il a été cartographiquement figuré par des failles verticales se recoupant à angle droit sur la carte à 1/80000 de Quiberon Belle-Île (Cogné, 1960). Ces deux failles de Saint-Armel/Saint Colombier et de Sarzeau expliquaient ainsi l'effondrement relatif du compartiment des micaschistes par rapport à celui des migmatites (notice explicative de la carte géologique au 1/50000 de Vannes -Saint-Gildas, Augier et al., sous presse 2). Durant le levé géologique au 1/50000 de la feuille de Vannes-Saint-Gildas, nous avons précisé le contour cartographique de cet accident qui est apparu beaucoup plus sinueux. En dépit d'affleurements discontinus et d'une trace cartographique complexe, ce contact se suit assez aisément depuis la côte atlantique, dans la région de Sarzeau au niveau de laquelle il s'oriente parallèlement au rivage du golfe du Morbihan jusque dans le secteur de Lezuis où il prend à nouveau une direction N120°E, et enfin jusque vers l'estuaire de la Vilaine (notice explicative de la carte géologique au 1/50000 de Vannes -Saint-Gildas, Augier et al., sous presse 2).

La cartographie géologique du Golfe du Morbihan a également permis de caractériser l'organisation géographique d'un large réseau filonien de granite, reconnu historiquement, la première fois, dans la région de Sarzeau. Ce réseau filonien, dont l'orientation des filons est

apparue très constante, affleure au mur du contact qui sépare les unités Inférieure et Intermédiaire.

L'étude présentée dans ce papier a deux buts. Le premier est de caractériser la structure et la cinématique du contact tectonique. En parallèle, nous contraindrons les témoins les plus précoces de l'évolution tardi-orogénique de la zone. Le deuxième but, est de déterminer l'âge de la mise en place du réseau filonien de Sarzeau et celle du granite d'anatexie contemporain de la fusion des migmatites de l'Unité Inférieure. Cette étude géochronologique est basée sur la méthode de datation chimique U-Th/Pb sur monazite propice à dater des événements géologiques tels que la mise en place de massifs granitiques (Be et al., 2006). Le protocole de cette méthode est abordé dans cet article. Il est par ailleurs détaillé dans les travaux récents de Gloaguen (2006). Les résultats structuraux et géochronologiques issus de cette étude pluridisciplinaire seront discutés et resitués dans l'histoire de l'évolution tectonique tardive du Domaine Sud Armoricaïn.

The top-to-the southeast Sarzeau Shear zone and its place in the late-orogenic extensional tectonics of southern Armorica

Paul Turrillot^{1,2}, Romain Augier¹, Michel Faure¹

(1) Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO), UMR CNRS 6113, 45067 Orléans cedex 2, France

(2) Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), GEO G2R, BP 36009, 45060 Orléans Cedex 2, France.

Key words:

Late-orogenic extension, extensional shear-zone, monazite U-Th/Pb chemical dating, Armorican Massif, Variscan Belt

Abstract:

This study presents new structural and monazite chemical U-Th/Pb geochronological constraints for the magmatic rocks of the Golfe du Morbihan area, in Southern Brittany, south of the South Armorican Shear Zone (SASZ). A major extensional shear zone, defined here as the “Sarzeau Shear Zone” (SSZ), separates Carboniferous migmatites and the S^{te}-Anne d’Auray type anatectic granite from highly retrogressed micaschists in its footwall and hanging wall, respectively. Late Carboniferous leucogranite dykes, called the Sarzeau granite that intrude the Lower Unit are progressively sheared and mylonitised within the SSZ. The SSZ is characterised by a low to moderately SE-dipping foliation and a NW-SE trending stretching lineation. Kinematic criteria indicate a top-to-the-SE sense of shear. Below the SSZ, NNE-SSW-trending, leucogranitic dykes sometimes present a wall-parallel magmatic layering. These dykes that intrude into vertical NW-SE trending migmatites are interpreted here as emplaced as tension gashes, whose direction opening is consistent with the NW-SE regional stretching. The 316-321 Ma U-Th/Pb ages yielded by the monazite in the dykes comply with the interpretation of a synkinematic magmatism. In the Golfe du Morbihan, the geometric relationships between the SSZ and the migmatitic host rocks do not support a previous interpretation as a Metamorphic Core Complex. Regionally, the SSZ kinematics is consistent with the Late Carboniferous orogen-parallel extension, already recognised in other

areas of Southern Armorica, but does not support the 200km –long flat detachment fault model.

La zone de cisaillement ductile vers l'Est de Sarzeau et sa place dans la tectonique tardi-orogénique extensive de l'Armorique méridionale

Mots clés.- Extension tardi-orogénique, zone de cisaillement extensive, datation chimique U-Th/Pb sur Monazite, Massif Armoricain, Chaîne Varisque

Résumé.- Cette étude apporte de nouvelles contraintes structurales et géochronologiques (méthode chimique) U-Th/Pb pour les roches magmatiques de la zone du Golfe du Morbihan situé en Armorique méridionale, et plus précisément au sud du Cisaillement Sud Armoricain (CSA). Une structure ductile extensive majeure définie ici comme la Zone de Cisaillement de Sarzeau (ZCS), constitue la limite entre deux unités de degrés métamorphiques différents. L'unité inférieure est constituée de migmatites et du granite d'anatexie de S^{te}-Anne d'Auray daté du Carbonifère, alors que l'unité supérieure est constituée de micaschistes fortement rétro-morphosés. L'unité inférieure est recoupée à angle droit par des filons de leucogranite datés ici du Carbonifère supérieur. Ces filons sont progressivement cisailés par le jeu de la ZCS. Cette dernière est caractérisée par une foliation mylonitique à faible pendage vers le SE et une linéation d'étirement orientée NW-SE. Les critères cinématiques indiquent un cisaillement vers le SE. Dans l'unité inférieure, des filons de leucogranite orientés préférentiellement NNE-SSW montrent parfois une foliation magmatique parallèle aux épointes. Ils s'injectent dans un encaissant migmatitique caractérisé par une foliation verticale orientée NW-SE, et sont interprétés comme le remplissage de fentes de tension dont l'ouverture serait directement due à l'étirement régional également responsable du mouvement extensif de la ZCS. Les âges chimiques U-Th/Pb sur monazite compris entre 316-321Ma obtenus sur des monazites provenant des filons leucogranitiques corroborent l'hypothèse d'un magmatisme syn-tectonique. Dans le Golfe du Morbihan, les relations géométriques entre la ZCS et la foliation verticale des migmatites encaissantes remettent en question l'hypothèse d'un modèle de Metamorphic Core Complex extensif précédemment proposé pour cette zone. A l'échelle régionale, la cinématique vers le SE de la ZCS est en accord avec une extension Carbonifère parallèle à l'orogène admise pour le domaine Sud Armoricain mais ne s'accorde pas avec l'existence d'une unique zone de détachement plat de 200km de long.

1.2 Introduction

It is widely acknowledged that in collisional orogens, the thickened continental crust commonly experiences thinning driven by gravitational instability. Removal of the thick orogenic root is thus accommodated by normal faulting coeval with the opening of intramontane sedimentary basins and by partial melting. Such a process has been documented in the French Variscan belt. In the French Central Massif, several ductile normal faults, metamorphic domes and syn-kinematic pluton are described [e.g. Malavielle *et al.*, 1990; Van Den Driesche and Brun, 1991-92; Faure, 1995 and enclosed references]. Numerous studies have demonstrated the relationships between pluton emplacement and the regional extensional setting [e.g. Faure and Pons, 1991; Roig *et al.* 1998; Talbot *et al.*, 2005; Joly *et al.*, 2007]. Deformation-assisted thinning mechanisms have been also invoked in the southern part of the Armorican Massif [Gapais *et al.*, 1993; Brown and Dallmeyer, 1996; Cagnard *et al.*, 2004] that presents numerous lithological and structural similarities with the Central Massif. South of Vannes, migmatites and peraluminous granitoids are well exposed along the Golfe du Morbihan sea coast. This area has been interpreted as a diapiric dome [Audren, 1987; 1990; Le Métour, 1978] or a Metamorphic Core Complex (MCC) [Brown and Dallmeyer, 1996]. However, the structural and radiometric data supporting these models are rare. This paper aims to present a microtectonic analysis of the newly defined here “Sarzeau Shear Zone” (SSZ) that will be interpreted as an extensional ductile shear zone. Moreover, monazite U-Th/Pb chemical datings of syn-kinematic leucogranite are also provided for the first time. The relationships between migmatites, plutonism and ductile shearing are discussed and replaced in the Late Carboniferous extensional framework of Southern Armorica.

1.3 Geological setting

The French Armorican Massif belongs to the European Variscan belt. It forms the northern part of the Ibero-Armorican orocline, a major syntaxis of the Variscan belt of Western Europe. The geodynamic evolution of the Armorican Massif is still discussed nevertheless most of authors agree with the following tectonic stages [e.g., Pin and Peucat, 1986; Ballèvre *et al.*, 1992; Matte, 2001; Faure *et al.*, 2005]. Since Early Ordovician, the Armorica microcontinent was rifted from the northern margin of Gondwana and the Medio-European (or Galicia–Central Massif) Ocean opened. This ocean closed in Late Silurian through a

north-directed subduction. In Late Silurian or Early Devonian, the North-Gondwana margin, represented by the Southern part of the Armorican Massif and the entire Central Massif, experienced continental subduction responsible for nappe stacking and high-pressure metamorphism. This Eo-Variscan collision was followed in Early Devonian, around 390 Ma, by a pervasive crustal melting and the exhumation of the HP rocks [e.g. Cocherie *et al.*, 2005; Faure *et al.*, 2008]. The Carboniferous evolution of the Armorican Massif is characterised by an intra-continental deformation coeval with granitic plutons emplacement.

The Armorican Massif is subdivided into several tectono-metamorphic domains by two dextral shear zones, namely the North Armorican Shear Zone (NASZ) and South Armorican shear zone (SASZ) that split into a WNW-ESZ northern branch and a NW-SE southern branch [Jégouzo, 1980] (Figure 1b). However, these Carboniferous shear zones which developed late in the tectonic evolution do not represent suture zones or plate boundaries. When dealing with the Early Variscan collisional events, the Nort-sur-Erdre fault represents the suture zone (i.e. the remnant of the Medio-European Ocean) between Central Armorica (or Armorica microcontinent) and South Armorica. In the following, only an outline of South Armorica geology will be described, readers unfamiliar with the geology of the French Armorican Massif are referred to recent publication [e.g. Faure *et al.*, 2005].

South of the southern branch of the SASZ, several litho-tectonic units are described [e.g. Cogné, 1974; Le Corre *et al.*, 1991]. From top-to bottom, they are: i) the blueschist facies uppermost klippen of Ile de Groix and Bois de Cené, ii) the Upper Unit composed of intermediate pressure/temperature metamorphic rocks, iii) a Lower Unit made of high temperature metamorphic rocks and migmatites. Moreover, several generations of peraluminous plutons intrude the base of this nappe-stack (Figure 1a).

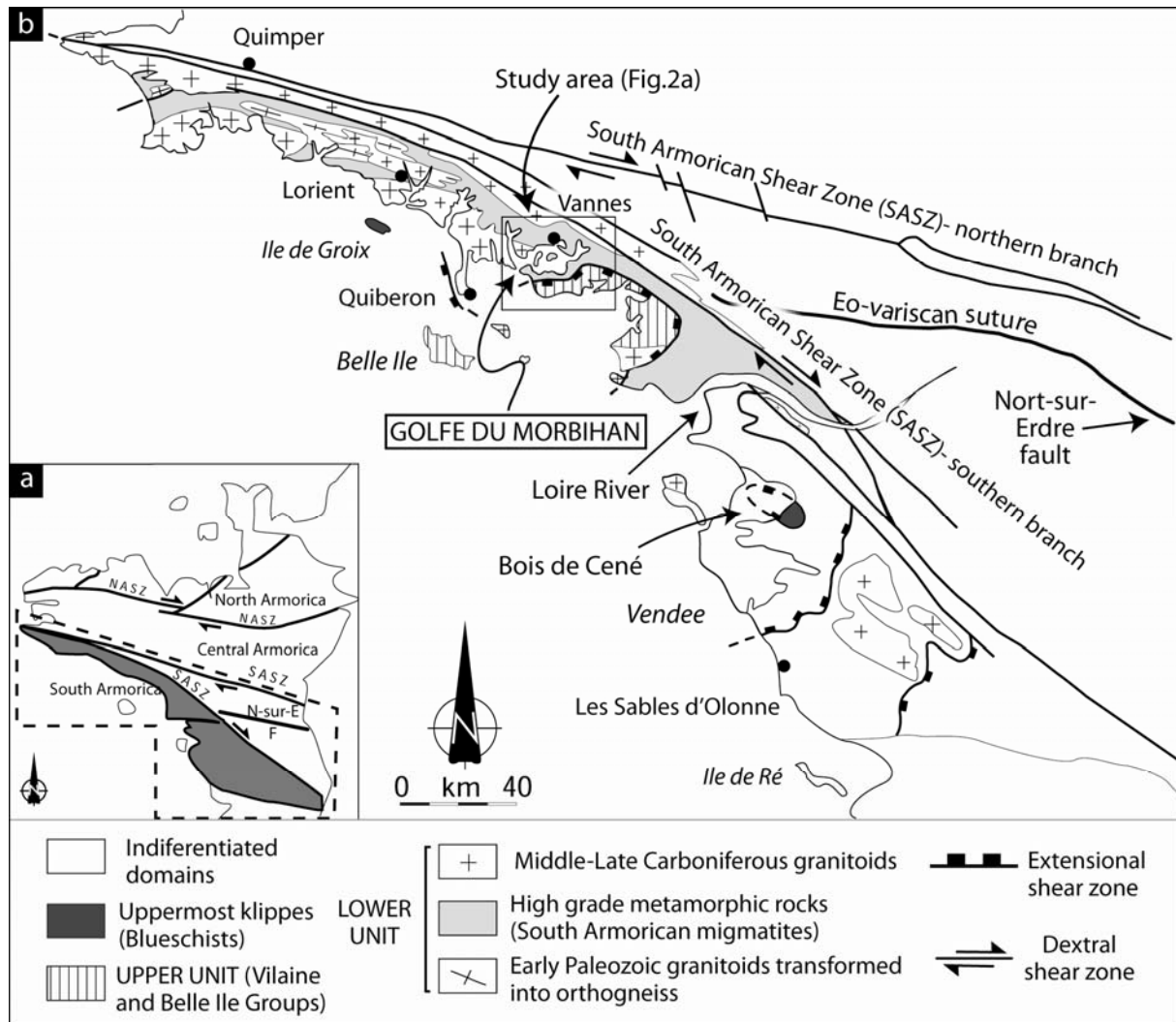


Figure 1: Geological overview of the Armorican Massif and South Armoria [modified from Cagnard *et al.*, 2004]. (a) Simplified map of the entire Armorican Massif. Shown are three main tectonic domains of the Armorican Massif: North Armoria, Central and South Armoria. NASZ: North Armorian Shear Zone; SASZ: South Armorian Shear Zone; N-sur-EF: Nort-sur-Erdre fault; (b) Close-up view of the South Armoria. Are represented the main units and the associated tectonic features.

Figure 1: Aperçu géologique du Massif Armoricain et du domaine Sud Armoricain [modifié d'après Cagnard *et al.*, 2004]. (a) Carte géologique simplifiée du Massif Armoricain dans son intégralité. Le massif Armoricain est présenté avec ses trois principaux domaines tectoniques : Nord, Centre et Sud Armorique. NASZ : Zone de Cisaillement Nord Armoricain; SASZ : Zone de Cisaillement Sud Armoricain; N-sur-EF est la faille de Nort-sur-Erdre; (b) Vue détaillée du domaine Sud Armoricain avec ses principales unités constitutives et les structures tectoniques qui les séparent.

In the study area, around the Golfe du Morbihan, only the later two units are recognised (Figure 2a, b). There, the intermediate unit (Upper Unit), called the Vilaine and Belle Ile groups [Audren and Plaine, 1986] consists of metapelites, quartzites, or rare amphibolites and metarhyolites [Triboulet and Audren, 1988]. Structurally, these rocks, that belongs to the geometrically highest unit located to the SE and E of the Golfe du Morbihan are characterised by a sub-horizontal foliation and a NW-SE trending pervasive stretching lineation. The underlying unit consists of WNW-ESE trending sub-vertical to vertical migmatites that were interpreted as a diapiric dome [Audren and Le Métour, 1976; Audren 1987; 1990] developed at the expense of paragneiss, orthogneiss, amphibolite and rare pyroxene bearing gneiss. These rocks are dated at 376 ± 19 Ma and 372 ± 24 Ma by whole rock Rb/Sr and zircon U/Pb methods, respectively [Pin and Peucat, 1986]. However, on the basis of recent monazite U-Th/Pb electron probe microanalyser (EPMA) analyses, these dates must be revised as Carboniferous (A. Cocherie, personal communication). North of Vannes, a biotite granite, called the S^{te}-Anne d'Auray massif develops widely (Figure 2a, b). Meter to kilometre-scale bodies of the S^{te}-Anne d'Auray type granitic massif crop out within the migmatites foliation (Figure 2a, b (cross section A)). Field and petrology observations show that the Golfe du Morbihan migmatites and the S^{te}-Anne d'Auray anatectic granite result from a same crustal-melting event. Moreover, the Golfe du Morbihan migmatites are intruded by numerous, NE-SW trending, fine-grained leucogranite dykes. The largest ones crop out in the Arradon cap or the Ile aux Moines (Figure 2a, b cross section B). This granitic dyke swarm is collectively called "the Sarzeau granite" [Gapais *et al.*, 1993]. To the west of the study area crops out the Carnac granitic pluton (Figure 2a) whose genetic relationships with the Sarzeau leucogranite will be discussed later.

West of the Golfe du Morbihan, the Quiberon Shear Zone is a kilometre-scale ductile extensional shear zone with top-to-the-W kinematics coeval with the emplacement of the Quiberon leucogranitic pluton. This shear zone has been interpreted as the structure responsible for the exhumation of the Golfe du Morbihan migmatites (Figure 1a) [Gapais *et al.* 1993; Brown and Dallmeyer, 1996]. Yet, the systematic spatial association of ductile extensional shear zones and leucogranitic plutons in South Armorica has been generalised as a regional scale flat-lying detachment fault extending from Quiberon to the Sables d'Olonne in Vendée [Gapais *et al.*, 1993].

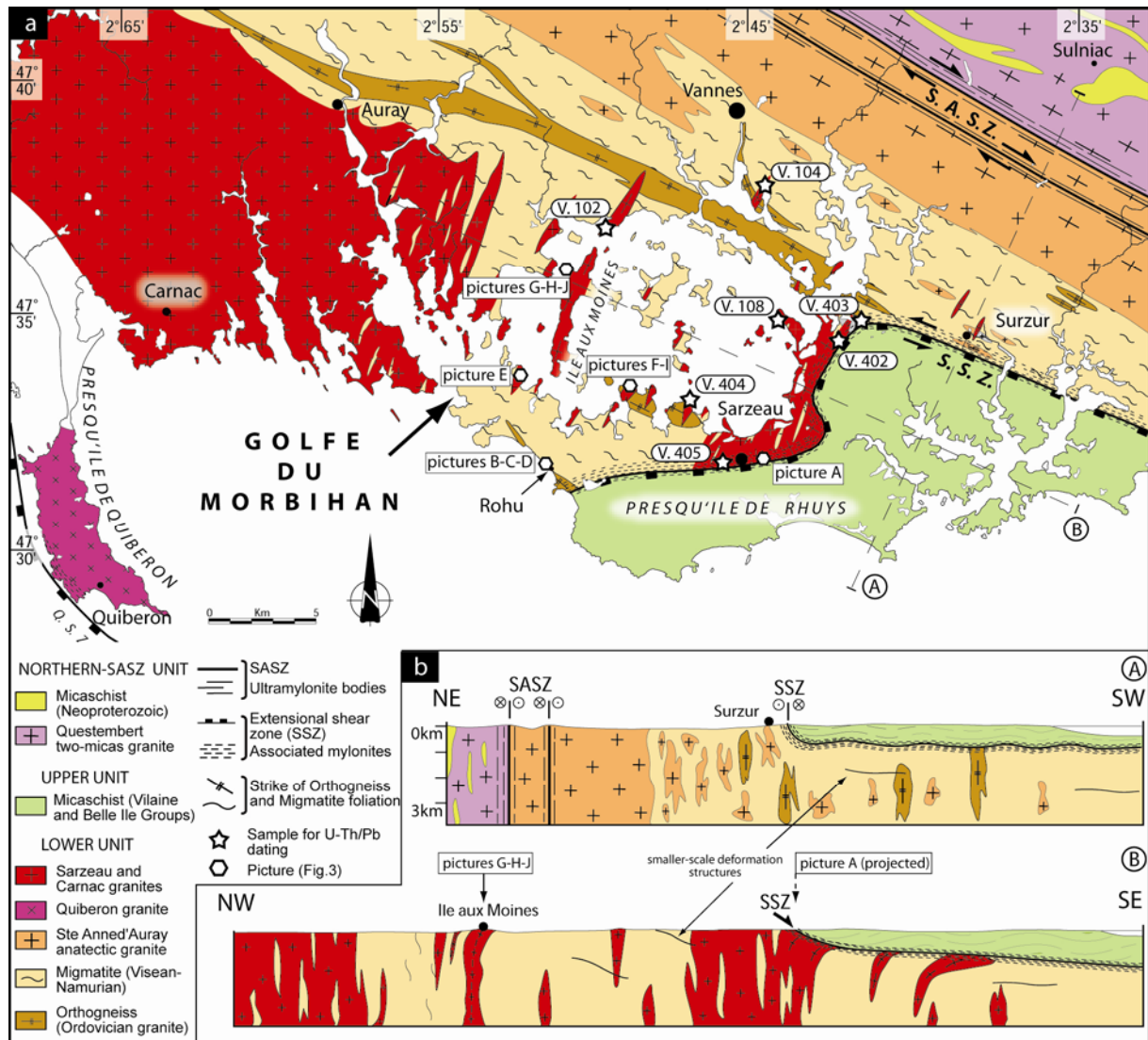


Figure 2: (a) Geological map of the Golfe du Morbihan study area, showing the main tectonostratigraphic units and their internal features. Shown are Central Armorica to the NE; To the SW, the upper and the lower tectonic units separated by late-orogenic extensional Sarzeau shear zone. White stars indicate the emplacement of samples for monazite U-Th/Pb dating switch. White polygons locate outcrops and hand-samples pictures displayed in Figure 3; (b) Interpretative cross section through the study area (noted A and B on map (a)). The legend of the main formations and structures for both map and cross section are the same.

Figure 2: (a) Carte géologique de la région du Golfe du Morbihan (zone d'étude) montrant les principales unités tectoniques et leur structure interne. Le domaine Centre Armoricain affleure au NE de la carte ; les unités supérieures et inférieures du domaine Sud-Armoricain sont séparées par la zone de cisaillement extensive tardi-orogénique de Sarzeau. Les étoiles blanches indiquent la position des échantillons (avec leur nom) ayant été datés par la méthode

U-Th/Pb. Les polygones blancs localisent la position des affleurements et des échantillons pris en photo et présentés sur la Figure 3; (b) Coupes géologiques interprétatives au travers de la zone d'étude (notée A et B sur la carte (a)). La légende est commune à la carte et aux coupes.

1.4 Structural analysis

The “Golfe du Morbihan” experienced a polyphase tectono-metamorphic evolution as illustrated by several generations of ductile and brittle structures. The field-based structural analysis aims to 1) describe the first order structural framework of the study area, 2) define the main shear zone kinematics and 3) insure an accurate relation between structures and magmatic bodies.

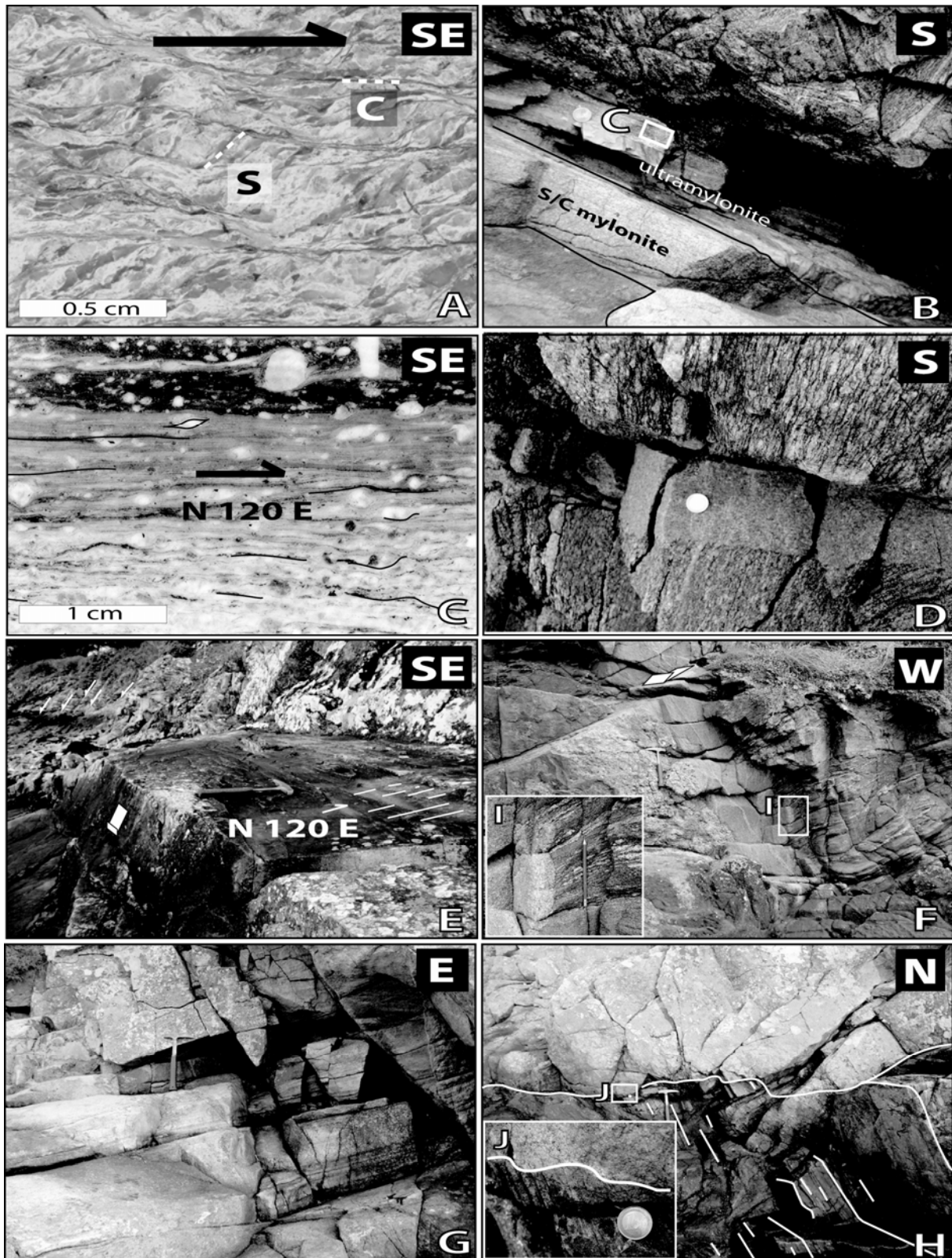


Figure 3: Representative microphotographs and outcrop pictures of ductile structures and their relationships with the main magmatic bodies (i.e. S^{te}-Anne d'Auray type, Carnac and Sarzeau granites) and the surrounding high-grade migmatites. Pictures are located by the white polygons in Figure 2. (A) Picture of a cut and polished hand-sample of S-C mylonites derived

from the Sarzeau two-mica granite within the SSZ. These mylonites are routinely 300 to 600 meters-thick. Sense of shear is consistently top-to-the-SE (see Figure 4); (B) Second-order shear zone (i.e. satellite shear zone) located in a fine-grained dyke of anatectic S^{te}-Anne d'Auray type granite which is then intensively sheared and mylonitised; (C) Thin section of ultramylonite from the previous outcrop (picture B). This section shows consistent shear sense indicators; note the δ -type mantled porphyroclast of K-feldspar (at the top of the section) in a quartz-feldspar-mica ultramylonitic matrix; (D) Outcrop-scale picture taken a few tens of meters West (=below) from the previous one. Mylonitic fine-grained anatectic granite dyke displays clear cross-cutting relationships with respects to the Ordovician host-rocks (orthogneiss). This dyke, as the previous one (picture B), displays a top-to-the-SE sense of shear; (E) Flat to gently E-dipping small-scale shear zone carrying a well-developed N 120°E mineral lineation and high-temperature striations (see explanations in text) in a large-scale two-mica Sarzeau granite dyke. This ductile shear zone is offset by high angle normal faults; (F) Structural relationships between a steeply dipping N30°E-striking two-mica Sarzeau granite dyke (“type 1”, see text for explanations) and the surrounding migmatites that underwent a polyphased tectonometamorphic evolution. Inset (I) is a close-up view of the sharp contact between the migmatites and the dykes; (G) Gently dipping (“type 2”, see text for explanations) two-mica Sarzeau granite dyke striking N30°E. The dyke presents an internal magmatic layering parallel to the dyke wall. Inset (J) shows the same cross cutting relationships between the migmatites and the dyke; (H) Picture taken at right angle from the picture G to appreciate the geometrical relations between the surrounding migmatites and the “type 2” dykes.

Figure 3: Photographies d'affleurements et de lame mince montrant quelques exemples représentatifs d'objets déformés, ainsi que leurs relations avec les principaux corps magmatiques de la zone d'étude (granites de type S^{te}-Anne d'Auray de Carnac et de Sarzeau) et les roches métamorphiques de haut-grade environnantes (migmatites). Ces photos sont localisées sur la carte de la Figure 2 par les polygones blancs. (A) Détail d'un échantillon coupé et poli de mylonites S-C de granite de Sarzeau provenant de la Zone de Cisaillement de Sarzeau (SSZ). Cette zone de cisaillement a une épaisseur structurale de 300 à 600 mètres. Le sens de cisaillement déduit de l'analyse de ces mylonites est systématiquement vers le SE. (voir Figure 4) ; (B) Bande de cisaillement de second-ordre (dite satellite) localisée dans un filon de granite de type S^{te}-Anne d'Auray qui est alors fortement cisailé et mylonitisé ; (C)

Photographie d'une lame mince d'ultramylonite échantillonnée sur l'affleurement précédent (photo B). L'analyse de la déformation, dont la structure d'enroulement du porphyroblaste de feldspath est un exemple de critère (en haut de la lame), révèle un cisaillement vers le SE ; (D) Photographie d'un affleurement situé à quelques dizaines de mètres à l'Ouest du précédent. Un filon mylonitisé de granite anatectique à grain fin recoupe clairement la foliation verticale de l'encaissant orthogneissique (orthogneiss ordovicien). Ce filon, comme le précédent (B) montre des critères de cisaillement vers le SE ; (E) Bande de cisaillement dans un large filon de granite de Sarzeau, localisée, plate à légèrement pentée vers l'E portant une linéation minérale bien développée ainsi que des stries de haute température orientée N120°E. Cette bande de cisaillement est réactivée et décalée par des failles normales à fort angle; (F) Relations géométriques entre un filon à fort pendage de granite de Sarzeau à deux micas orienté N30°E (filon de "type 1", voir les explications dans le texte) et les migmatites encaissantes qui ont subi une évolution tectono-métamorphique complexe. L'encart (I) est une vue rapprochée du contact entre les migmatites et le filon; (G) Photographie d'un filon faiblement penté de "type 2" (voir explications dans le texte) de granite de Sarzeau de direction N30°E. Ce filon présente un litage magmatique interne parallèle à ses épontes. L'encart (J) montre les relations de recoupement perpendiculaires entre la foliation migmatitique et le filon; (H) Photographie prise à 90° de la précédente pour apprécier les relations géométriques entre les migmatites et le filon de "type 2".

1.4.1 Description of first-order structures

The major ductile structure, called the Sarzeau Shear Zone (SSZ hereafter), corresponds to the contact between the Upper and Lower Units (Figure 2a, b). Furthermore, metre to decametre-scale low to moderately dipping faults and discrete ductile shear zones are scattered in the core of the Lower Unit. These discrete ductile shear bands are particularly concentrated near the top of the Lower unit. In the Lower Unit, low-strain domains preserve older structures. The 1/50 000 scale geological mapping (R. Augier, work in progress) allows us to accurately outline the SSZ. In map view, the SSZ shows a low to moderate angle of dip. It displays a 300 to 600m thick zone of S-C mylonites and locally ultramylonites (e.g. near Sarzeau village, Figure 2a) embracing both the Upper Unit and the Lower Unit. However, strain is mostly concentrated in the footwall where mylonites reach locally 400m thick (Figure 2a, b). Mylonites exhibit a sub-horizontal to gently (10° to 20°) eastward dipping foliation carrying a

pervasive NW-SE trending stretching lineation often accompanied by unambiguous shear criteria.

Below the SSZ, scattered metre-scale shear bands and low-angle faults occur. The first ones are large-scale heterogeneities within the migmatites which foliation strikes about N 130°E with a vertical attitude. The best exposures are located on the cliffs at the Rohu cape (fig.3B and D). There, few decimetres to metre-scale shear zones concentrate into aplitic or pegmatitic dykes cutting across a migmatitic orthogneiss devoid of any post-migmatitic ductile deformation (Figure 3B and D). In the dykes, the deformation evolves from an S-C fabric to an ultramylonitic fabric from border to core, respectively (Figure 3B).

Shear deformation is also accommodated by flat or gently dipping faults ranging from about 5 to 25° (Figure 3E) that often overprint earlier ductile features; some of which are in their present geometry, gently dipping reverse faults (Figure 4a). High-temperature striations, marked by quartz rods or fibres and preferred orientation of micas are often observed on low-angle fault planes. Quartz and muscovite crystallisations conspicuously present on these fault planes, argue for fluid circulation coeval with the faulting. The above described ductile structures are commonly reactivated during a late brittle stage of deformation as attested by cataclastic zones and fault breccias. Generally, the ductile or ductile-brittle gently-dipping structures are reworked by highly-dipping faults (Figure 3E).

1.4.2 SSZ kinematics

In the study area, a total of 52 structural sites, mainly located in the Lower Unit, were visited. A structural site is defined as a continuous outcrop of approximately 5 to 30m long, in which ductile structures and gently dipping fault planes can be observed. Distinction and sequence of ductile structures is the result of the confrontation of criteria such as (1) published pressure-temperature conditions of the deformation [i.e. Brown and Dallmeyer, 1996; Johnson and Brown, 2004], (2) cross-cutting field relations between successive deformational events and (3) reactivation of pre-existing defects.

At outcrop scale, the foliations and lineations have routinely been measured within the SSZ and at its vicinity. The sense of shear has been determined by well developed kinematic criteria such as S-C fabric, fold asymmetry or sigma or delta-type porphyroclast systems (Figure 3C) [Paschier and Trouw, 1996]. The S-C fabric, particularly abundant in the Sarzeau granite, consistently indicates a top-to-the-SE shearing (Figure 3A). In its present geometry,

the SSZ appears as an extensional shear zone with a top-to-the-SE kinematics. Meso-scale shear zones also display unambiguous kinematic indicators that also argue for a top-to-the-SE shearing in agreement with the SSZ (Figure 3C).

Only the structural sites where ductile features such as shear bands (Figure 3A) are not subsequently overprinted by brittle faults are presented in Figure 4a. An average of 25 ductile shear planes and the associated lineation have been measured (Table 1) and plotted with the Tector software [Angelier, 1990] (Figure 4a). The two-mica Sarzeau granite has been preferred as it is likely to be a material devoid of inherited structures. GPS locations as well as detail results are given in Table 1.

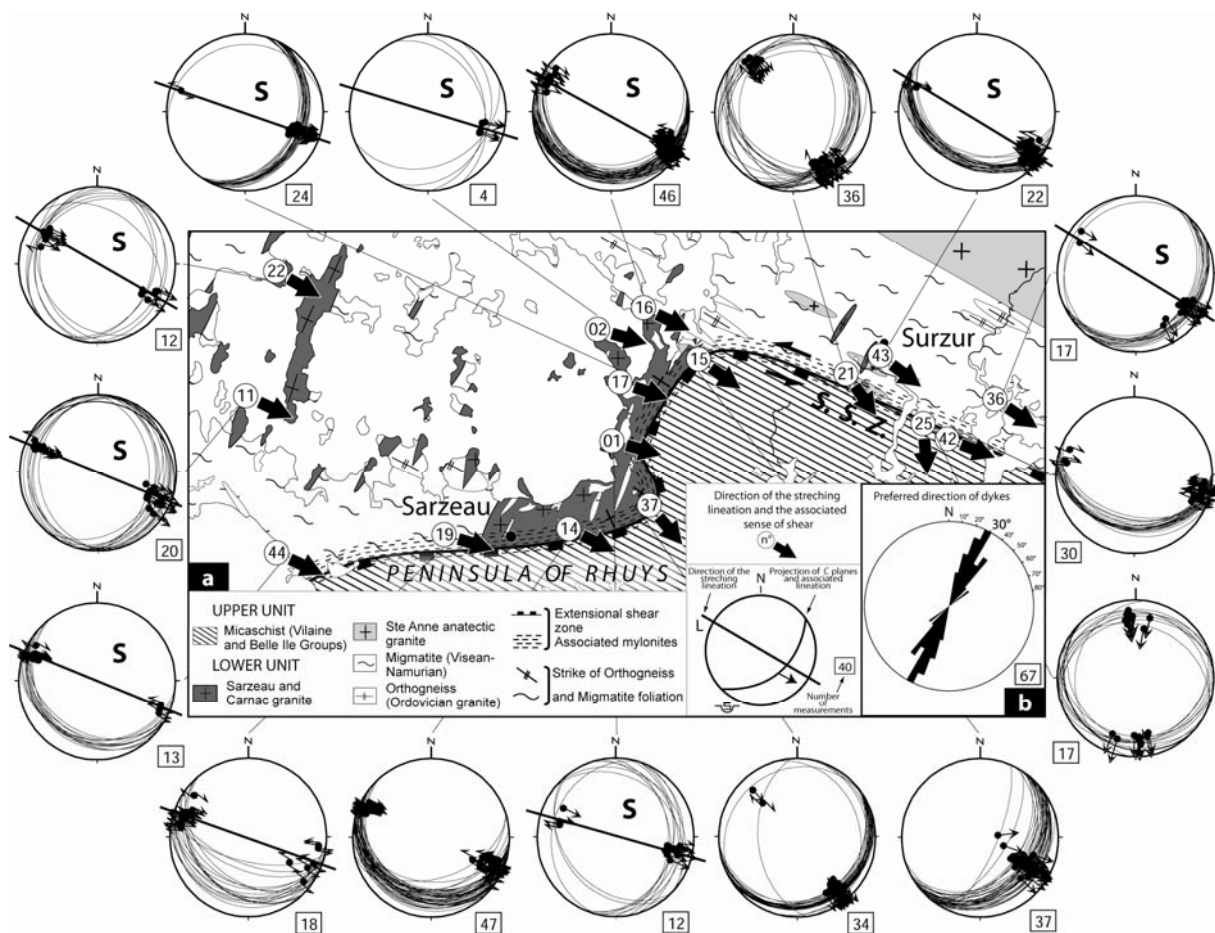


Figure 4: (a) Geological map restricted to the SSZ. Are located on the map, the 16 tectonic stations where structural analyses have been done within and away from the SSZ (the latter are noted "S" for second-order shear zones). Solid black arrows indicate the strike of the stretching lineation and the associated sense of shear. Structural measurements (S-plane or C-plane and associated lineation) were plotted with the Tector software in lower hemisphere projection [Angelier, 1990]. Are also represented, for some tectonic sites the average stretching lineation direction carried by the foliation planes (solid lines). In the most deformed

tectonic sites (especially within the SSZ) the lineation carried by S planes is overprinted by penetrative shear planes, such as in ultramylonite bodies (Figure 3C for example); (b) Preferred direction of the Sarzeau dykes (67 measurements).

Figure 4: (a) carte géologique limitée au tracé de la SSZ. Localisation des 16 stations où ont été réalisées les mesures structurales dans et loin de la SSZ (ces derniers sites sont notés "S" pour déformation de second-ordre). Les flèches noires massives indiquent l'orientation de la linéation d'étirement ainsi que le sens de cisaillement associé. Les mesures structurales (plans S ou plans C ainsi que la linéation qu'ils portent) ont été projetées en hémisphère inférieure avec le programme Tector [Angelier, 1990]. La direction moyenne de la linéation portée par les plans de foliation est également représentée par la ligne noire épaisse ; sur les sites les plus déformés, particulièrement dans la SSZ, celle-ci est effacée (photographies C de la Figure 3 par exemple); (b) Directions préférentielles des filons de granite de Sarzeau (67 mesures).

The lineation direction is well defined in most of structural sites and argue for a N 120°E stretching, the X finite strain axis over the study area. This stretching direction remains unchanged whatever the position of the sites along the strike of the SSZ. Nevertheless, it is worth to note that site 25 shows a rather N 177°E stretching that can be explained by a dextral rigid rotation around a vertical axis (Figure 4a). Associated smaller-scale structures such as shear bands and low-angle faults (noted "S" on Figure 4a) yield consistent N 120°E trending lineation associated with a top-to-the-SE sense of shear (Figure 4a). Thus, the SSZ appears as a gently dipping extensional shear zone in its western part and admits in its eastern part a relative sinistral strike-slip motion (Figure 2b, cross-section A), as shown in sites 21 and 42 (Figure 4a). Therefore, the eastern part of the SSZ behaves as a transfer fault that accommodates the top-to-the-SE normal shearing. It is worth noting that a sinistral displacement along a NW-SE trending vertical fault is kinematically in contradiction with the dextral strike-slip displacement along the SASZ.

Structural site number	Lat.	Long.	N	within the SSZ	SSZ footwall	L
01	47°33'10"	-2°44'07"	12		*	N 104° E
02	47°35'00"	-2°44'20"	4		*	N 106° E
11	47°33'39"	-2°52'39"	20		*	N 115° E
14	47°31'38"	-2°45'06"	47	*		—
15	47°34'25"	-2°41'38"	37	*		—
16	47°34'59"	-2°43'06"	46		*	N 117° E
17	47°34'09"	-2°43'39"	24		*	N 109° E
19	47°31'35"	-2°47'49"	18	*		N 108° E
21	47°34'30"	-2°38'03"	36	*		—
22	47°36'08"	-2°51'36"	12		*	N 119° E
25	47°33'36"	-2°36'00"	17	*		—
36	47°33'56"	-2°34'49"	17		*	N 124° E
37	47°32'04"	-2°42'46"	34	*		—
42	47°33'35"	-2°35'58"	30	*		—
43	47°34'37"	-2°37'29"	22		*	N 129° E
44	47°31'12"	-2°51'32"	13		*	N 115° E

Latitude and longitude are GPS coordinates ; N - number of measurements; L - direction of the stretching lineation.

Table 1: GPS Location and lineation attitude for the structural sites

Tab. 1 : Localisation des sites structuraux et direction moyenne de la lineation d'étirement.

1.4.3 Typology and structure of the late granite dykes

As mentioned in the geological setting section, the Lower Unit is made of high-grade metamorphic rocks, migmatites and several generations of granitic bodies. The fine-grained two-mica Sarzeau granite is widespread in the study area, particularly within the SSZ where these rocks are deformed by a single set of shear bands (Figure 2a, Figure 4a). Field work in the SSZ footwall shows that the Sarzeau granite does not form a single pluton but rather consists of a dense network of meter-scale to kilometre-scale aplitic dykes (Figure 2a, Figure 4a). Two main types of dyke are recognised. The first one, which is volumetrically the most abundant, consists of isotropic fine-grained two-mica granite with sub-vertical sharp boundaries with respect to the surrounding rocks (Figure 3F). The second type which is less abundant corresponds to systematically gently-west dipping dykes (i.e. 20 to 40°; Figure 3G and H) showing sometimes a bending upward. The best exposures of this type of dyke are located in the western end of the Ile aux Moines (Figure 2a). These dykes display an internal penetrative fabric defined by the alternation of quartz-feldspar-rich mica-poor, and biotite-rich layers lying parallel to the dyke borders which is interpreted here as a magmatic layering.

Whatever their types the dykes cross-cut at right angle the host-rock migmatites (Figure 3I and J).

The dyke preferred direction is clearly visible on the geological map (Figure 2a, R. Augier work in progress, J. Le Métour work in progress). A statistical investigation, based on direct measurements of dyke walls, reveals an N 30°E regional consistency (Figure 4b) that stands at right-angle from the NW-SE stretching direction inferred from the mineral lineation in the SSZ (Figure 4a). It is worth noting that the eastern border of the Carnac pluton exhibits also several NNW-SSE trending apexes (Figure 2a, J. Le Métour work in progress). On the basis of petrology and preliminary structural investigations, we propose that the Carnac pluton and the Sarzeau dyke swarm formed during the same magmatic event. The Carnac pluton might be considered as the feeder pluton of the Sarzeau dykes. Such an interpretation requires further studies but seems to be in agreement with geological mapping and recent radiometric dating (A. Cocherie and J. Le Métour, personal communication).

1.5 Time constraints

The EPMA is a very efficient tool for determining *in situ* ages. Due to the lack of common lead, and high U and Th contents, monazite is the most convenient mineral to apply the chemical U-Th/Pb geochronological method [Suzuki and Adachi, 1991; Cocherie and Albarède, 2001]. This method is suitable to determine the age of high temperature events such as magma crystallisation [e.g. Be *et al.*, 2006] or high temperature or fluid assisted recrystallisation. In this section, we aim to assign accurate time constraints on the S^{te}-Anne d'Auray type anatectic granite and two-mica Sarzeau granite.

1.5.1 Sampling strategy

Seven samples have been dated from the magmatic bodies of the Lower Unit of the Golfe du Morbihan area (see location in Figure 2a and Table 2). Sample V.403 is from a S^{te}-Anne d'Auray type anatectic granite body interlayered within host-rocks migmatites. This rock V.403 consists in a biotite-rich granite where mylonitisation and metamorphic reactions are responsible for secondary muscovite blastesis coeval with progressive disappearance of biotite and grain-size reduction (quartz-feldspar grain size is about 0.5mm).

The other samples are from Sarzeau granite dykes intruding migmatites: samples V.102, V.104, V.108 and V.404 are undeformed granite picked structurally far below the SSZ (*ca* 800m to 3km). Conversely, samples V.402 and V.405 are from mylonitised granite within the SSZ exhibiting an averaged grain-size of about 0.3mm or even less. Petrologically, all these samples derive from above-mentioned quartz-plagioclase two-mica Sarzeau granite; the most deformed samples being devoid of biotite. The lack of biotite seems to be correlated to an intense shearing as shown in Figure 3A (V.405). All dated samples contain accessory-phases such as zircon, monazite, apatite and undifferentiated polymetallic oxides.

1.5.2 Analytical procedure

The analysed monazite grains were extracted by crushing and sieving of an average of 5 kilograms of rocks per sample, followed by heavy liquids separation by P. Jézéquel. For this study, the minerals were mounted in resin and polished. The monazite grains are then observed through a scanning electron microscope (SEM) in back-scattered electron (BSE) mode in order to choose the larger and less fractured grains for dating. The chemical analyses were carried out using a Cameca SX 50 EPMA operated jointly by the BRGM-CNRS - Orleans University. The accelerating-voltage and beam-current-intensity conditions were 20kV and 200nA, respectively. The counting time (peak, background) for monazite was 240s for Pb, 200s for U and 40s for all the other elements. According to this procedure, the detection limit (2σ) is 110ppm for Pb, 105ppm for U, and 130ppm for Th [Cocherie and Albarède, 2001]. The average grain U, Th and Pb contents are given in Table 2.

1.5.3 Monazite description

SEM-BSE observation allows us to recognise three monazite populations that are present in all dated samples. A representative grain for each population is shown in Figure 5. The first population consists of grains with a patchy zoning related to a relatively large variation in Th and U contents (Figure 5C). This kind of zoning is very common in monazite but does not reflect any growth zoning [Zhu and O’Nions, 1999, Cocherie *et al.*, 2005, Santosh *et al.*, 2006]. The second monazite population shows homogenous grains (Figure 5A), and the third one represents zoned grains with a clear core and rim structure (Figure 5B). This kind of

zoning is characteristic of a polyphase crystallisation [Be *et al.*, 2006]. All the grains selected for dating are unaltered and have a rather large size ranging from about 50 to 300µm (Table 2).

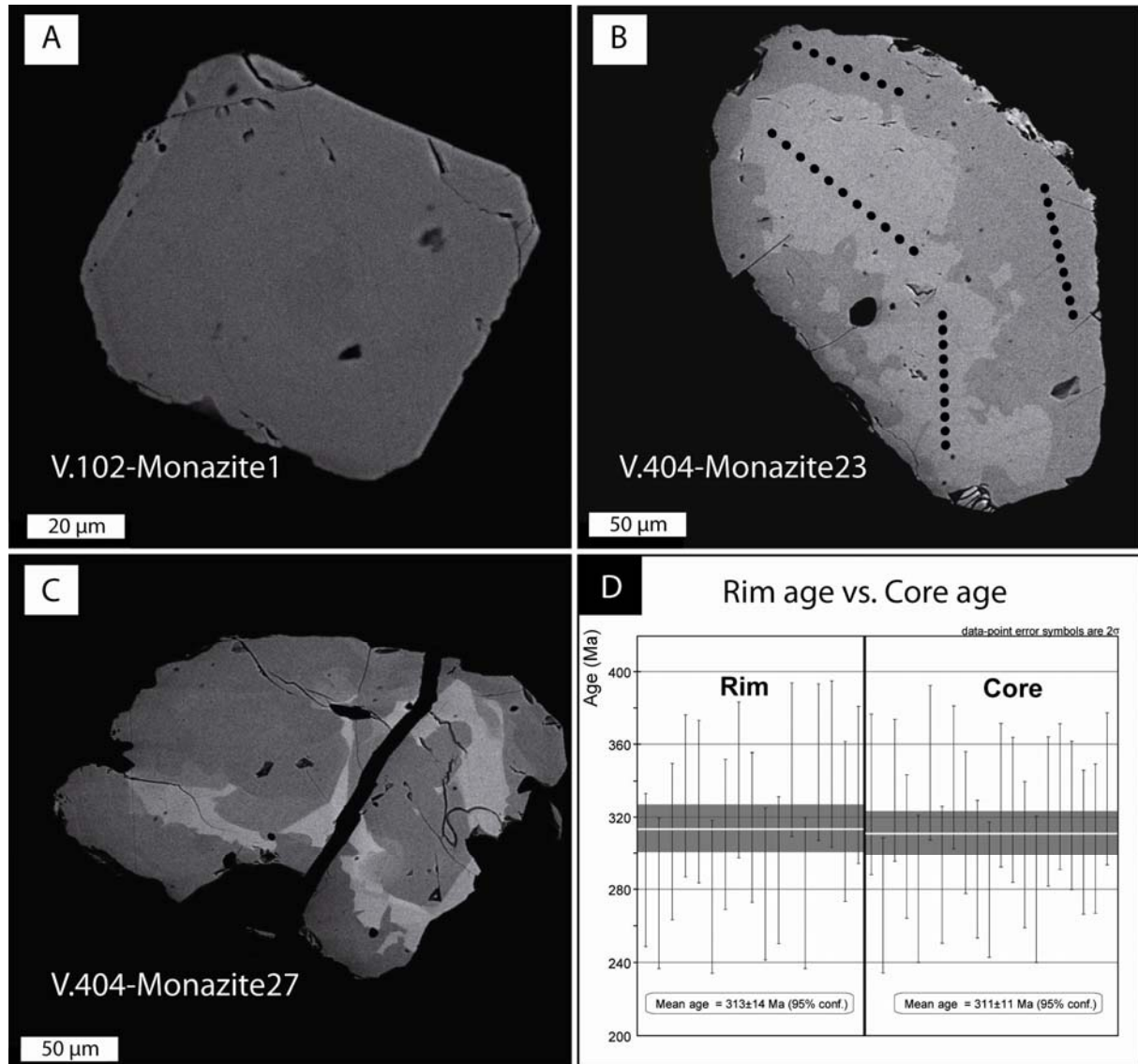


Figure 5: SEM BSE pictures showing representative internal structure of monazite grains from dated samples (A, B and C). (A) Monazite showing an homogenous texture; (B) Monazite showing a core and rim zonation. This kind of zoning is normally due to a two-stage crystallisation. Black dots represent the position of the chemical analysis made with the microprobe analyser; (C) Monazite showing a patchy zoning whose chemical significance is not clearly established; (D) Representation of all apparent ages yielded from the monazite M23 grain (from sample V.404; rim as well as core ages), plotted in an average age diagram. Explanations are given in the text.

Figure 5 : Image au Microscope Electronique à Balayage (MEB) en électrons rétrodiffusés montrant les textures internes des populations de monazite des échantillons (A, B et C). (A) Monazite montrant une texture interne homogène; (B) Monazite montrant une zonation de type « cœur-bordure ». Ce type de zonation est normalement issu d'une cristallisation en deux étapes. Les points noirs sont les positions des analyses chimiques ponctuelles réalisées à la microsonde; (C) Monazite montrant une zonation de type « patchy zoning » dont la signification n'est pas clairement établie; (D) Représentation de tous les âges provenant des analyses réalisées sur le grain de monazite M23 (échantillon V.404) tant sur le cœur que la bordure, projetés dans un diagramme de type âges moyens. Les explications sont données dans le texte.

1.5.4 Results

Table 2 gives for each sample, the number of grains analysed, the number of analysis, the average size of the dated monazite, the Pb, U, Th contents, and Th/Pb and U/Pb ratios and the U-Th/Pb ages. The EPMA allows an age calculation from a small analytic spot (2 μ m diameter) of U, Th and Pb concentrations. But, the multiplication of a large number of analyses in different grains from the same rock provides a statistical determination of an average age, assuming that all the analysed grains formed during the same stage of crystallisation. Details on the calculation method are given in Cocherie and Legendre (2007). Analytical data are plotted in a U/Pb vs. Th/Pb diagram [Cocherie and Albarède, 2001]. The statistical analysis and the graphic projection have been realised with the software EPMA dating.2 and Isoplot.3, respectively [Pommier *et al.*, 2002; Ludwig, 2004]. The rather large U concentrations (Table 2) and the significant variation in Th/U in the analysed monazite lead to a large spread of the data in the U/Pb vs. Th/Pb diagram. Consequently, a well-constrained regression line, close to the theoretical isochron can be defined (Figure 6). Therefore, a statistical age can confidently be calculated at the centroid of the population. The theoretical Th-Pb and U-Pb ages calculated at the intercepts of the regression line with the axis are similar within the errors (Figure 6), attesting to the quality of data processing.

Sample number	Lat.	Long.	Number of analyses	Number of analysed grains	Range size of Monazite grains (µm)	Pb (ppm) ±σ	U (ppm) ±σ	Th (ppm) ±σ	Th/Pb ±σ	U/Pb ±σ	U-Th-Pb age (in Ma) ±2σ
V.104	47°37'47"	-2°44'36"	145	6	100-300	1184±230	4612±3155	55732±11242	47.6±7.3	3.7±1.9	377±3Ma
V.405	47°31'27"	-2°46'34"	122	7	90-200	1017±201	3646±2526	48733±11427	47.9±7.4	3.6±2.3	379±4Ma
V.108	47°35'01"	-2°44'20"	70	6	150-300	1156±197	2043±1256	61465±12153	53.1±5.3	1.8±1.1	382±3Ma
V.102	47°36'48"	-2°50'00"	81	5	100-250	1397±178	6232±3305	65851±11225	47.3±6.7	4.4±2.1	365±3Ma
V.404	47°33'10"	-2°47'11"	150	9	90-300	1130±460	6662±7749	59495±15865	55.5±11.8	5.2±3.3	316±3Ma
V.402	47°34'30"	-2°42'25"	77	5	80-200	1347±222	13406±4816	51367±8553	38.3±6.9	9.8±2.5	321±3Ma
V.403	47°34'52"	-2°41'37"	127	8	100-300	1182±428	5669±5186	64475±24547	55.2±10.8	4.6±3.2	322±3Ma

Table 2: Sample location, chemical composition and age for the monazites dated by the U-Th/Pb method.

Tabl. 2 : Localisation des échantillons, composition chimique et âge des monazites datées par la méthode U-Th/Pb.

To explore chemical and age significance of monazite core and rim zoning (Figure 5B as a representative example), as discussed in Be *et al.* (2006), age scatter for a single monazite grain has been studied. Despite a large spread, the individual ages within cores and rims, plotted in Figure 5d, yield statistically identical mean ages within uncertainty. All of the dated core and rim zoned monazites yield internally consistent ages, irrespective of this chemical zoning, and argues for a single crystallisation event.

The S^{te}-Anne d'Auray type anatectic granite (Sample V.403) yields an age of 322 ±3Ma, (Figure 6). Whatever their deformation state (i.e. mylonitised or not), the samples of Sarzeau granite give two age populations (Figure 6) (i.e. Late Carboniferous and Late Devonian-Early Carboniferous). Samples V.402 and V.404 yield ages of 321 ±3Ma and 316 ±3Ma, respectively, which are similar within the errors. Conversely, samples V.104, V.108, and V.405 yield ages of 377 ±3Ma, 382 ±3Ma, and 379 ±4Ma respectively. Finally, sample V.102 gives an age of 365 ±3Ma. The geological significance of these Late Devonian-Early Carboniferous ages will be discussed in the next section.

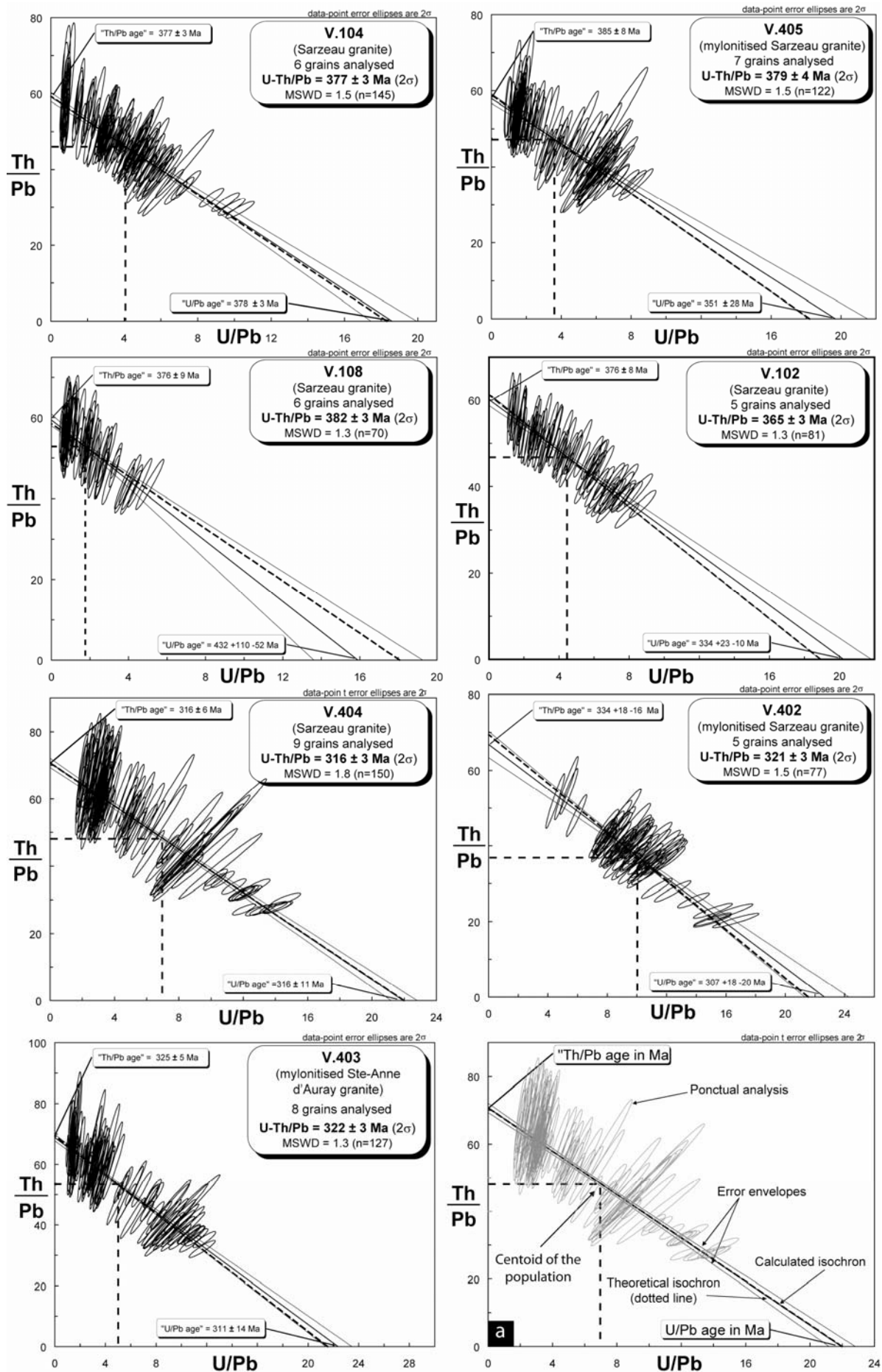


Figure 6: U/Pb vs. Th/Pb isochron diagrams. All standard deviations are quoted at 95% confidence level and error ellipses are plotted as 2σ . Are given on each diagram the name and the magmatic body (S^{te}-Anne d'Auray type anatectic and two-mica Sarzeau granites), the number of analyzed monazite grain, the isochron calculated age, the number of analysis (n) and the value of the MSWD parameter; (a) The significance of the lines is given on a theoretical chart at the bottom-right of the figure.

Figure 6: Diagrammes isochrones U/Pb vs. Th/Pb. Les erreurs sont établies avec un degré de confiance de 95% et les ellipses d'erreur avec une incertitude à 2σ . A chaque diagramme y est associé le nom de l'échantillon ainsi que le nom du corps magmatique dans lequel il a été prélevé (granites anatectique de type S^{te}-Anne d'Auray et granite de Sarzeau), le nombre de grains de monazite analysés, l'âge isochrone calculé, le nombre d'analyses (n) et la valeur du paramètre statistique MSWD ; (a) La signification des courbes et des lignes constitutives de ces diagrammes est donnée sur un diagramme théorique et fictif en bas à droite de la Figure.

1.6 Data interpretation and discussion

1.6.1 The Sarzeau granite as a strain and time marker for the extensional deformation

The field study highlighted that the Sarzeau granite consists in a dense network of fine-grained two-mica granite dykes. Preferred dyke orientations strikes N 30°E and then stands at right-angle with respect to the bulk N 120°E stretching deduced from the structural analysis. Based upon these geometric relations, it is then tempting to interpret this dyke population as tension gashes of various volumes coevally infilled by the Sarzeau granite. Traces of planar magmatic flow are the main characteristic of the second type of dyke. Furthermore this type of dyke with its upward bent geometry, suggest a progressive eastward shearing. Thus, the Sarzeau granite dykes are regarded as reliable strain markers consistent with the regional N 120°E stretching and deformed by the top-the-the-SE non-coaxial ductile shearing.

In high-strain zones where mylonites develop, dating the deformation is commonly achieved using the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method on syn-kinematic micas [e.g. Muller *et al.*, 2001; Sherlock *et al.*, 2003]. In this context, the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age significance is dominantly controlled by recrystallisation processes rather than overall cooling [Agard *et al.*, 2002; Augier *et al.*, 2005].

Thus, the ages are interpreted to record the last increments of deformation. Commonly the early stages of deformation are overprinted and the duration of deformation remains poorly constrained. In our study, we are able to place constraints on the age of the early stage of deformation before mylonitic stage of the SSZ. The U-Th/Pb chemical method of monazite dating allows us to determine the age of granite emplacement [e.g. Be *et al.*, 2006; Cocherie *et al.*, 2005].

Monazites from the S^{te}-Anne d'Auray type anatectic granite yield an age of 322 ± 3 Ma which is considered as representative for the partial-melting event responsible for the development of the Golfe du Morbihan migmatites and the S^{te}-Anne d'Auray pluton. It is noteworthy that this age complies with those obtained by the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ method on monazite [i.e. 323 ± 4 and 314 ± 10 Ma; Peucat, 1983]. Available ages for metamorphic peak-conditions are rare and controversial since they are based upon Rb/Sr whole rocks age (379 ± 19 Ma) and U/Pb zircon populations ones (381 ± 10 Ma and 384 ± 24 Ma) [Vidal, 1980; Peucat, 1983].

Monazites from the Sarzeau granite dykes yield several distinctive age clusters: 316 ± 3 - 321 ± 3 Ma and 377 ± 3 - 382 ± 3 Ma ages and 365 ± 3 Ma age. A straightforward conclusion is that the youngest age cluster will be considered as the Sarzeau granite emplacement age, in regard with field observation. The older ages are discussed below.

Comparison of the new monazite U-Th/Pb ages with available time-constraints is proposed in Figure 7a. Closure temperatures for the different minerals and methods are given in the Figure 7 caption. The last part of this chart could be divided in two steps of exhumation (from about 325 to 300 Ma). Linear regression for the first segment, between *c.* $750 \pm 50^\circ\text{C}$ and $550 \pm 50^\circ\text{C}$ yield a cooling rate of the order of $11 \pm 2^\circ\text{C} / \text{Ma}$. A second step, during which exhumation from *c.* $550 \pm 50^\circ\text{C}$ to near surface conditions is achieved, is characterised by an infinitely fast cooling rate due to the age clustering at *ca.* 300 Ma. Because of the importance of error brackets for a given age and the sensitivity of closure temperature to various factors [Villa, 1998], an average cooling rate of $33 \pm 4^\circ\text{C} / \text{Ma}$ from $700 \pm 50^\circ\text{C}$ down to $85 \pm 50^\circ\text{C}$ can be computed. Whatever the possible exhumation paths (i.e. paths 1 and 2, Figure 7a), our results point to fast cooling rates in agreement with Brown and Dallmeyer (1996) conclusions. Furthermore, these cooling rates are an order of magnitude faster than those expected for erosional processes [e.g. England and Thompson, 1984; Pinet and Souriau, 1988; Ring *et al.*, 1999 and enclosed references] and comparable to cooling rates obtained from various tectonic settings such as slab-retreat or lithosphere delamination [e.g. England and Thompson, 1984; Sonder *et al.*, 1987; Platt *et al.*, 1998; Augier *et al.*, 2005]. This result is well in line with published near-isothermal retrograde P-T path for the Golfe du Morbihan migmatites

[Dallmeyer *et al.*, 1992; Brown and Dallmeyer, 1996] and the activity of major extensional shear zones roofing regionally the Lower Unit.

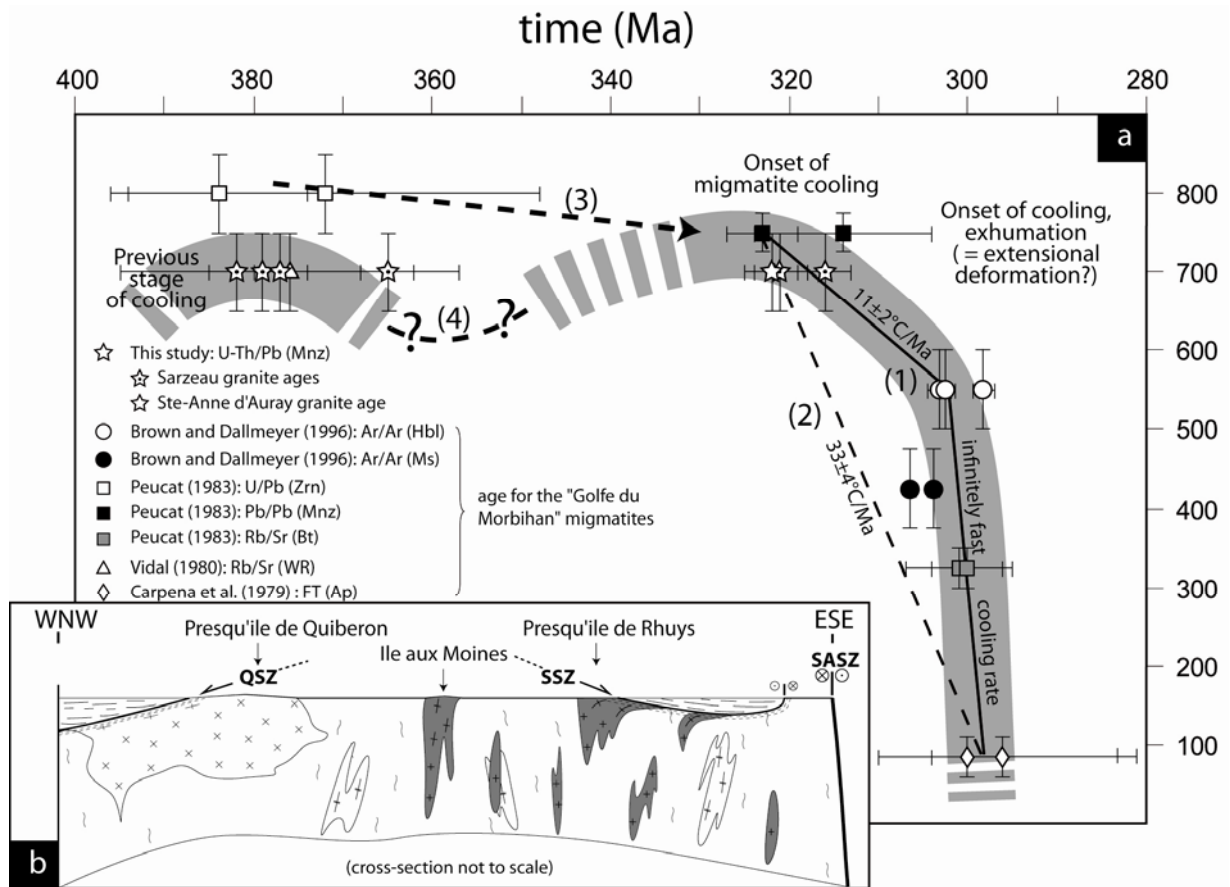


Figure 7: (a) Temperature-time (T-t) plot for the Golfe du Morbihan migmatites, the S^{te}-Anne d'Auray type anatectic granite and the two-mica Sarzeau granite (belonging to the Lower Unit see Figure 2) based upon a compilation of available ages: whole-rock (WR) ages and on minerals ages such as zircon (Zrn), monazite (Mnz), hornblende (Hbl), biotite (Bt), muscovite (Ms) and apatite (Ap) [mineral abbreviations from Kretz, 1983]. References origins of ages are yielded on the figure. Solid grey lines and dotted line (4) represent a new interpretative T-t path for Golfe du Morbihan segment of South Armorica from about 400Ma to 280Ma. The dotted line (3) represents a segment of the T-t path (from about 400Ma to 330Ma) proposed by Brown and Dallmeyer (1996). The lines (1) and (2) represent possible exhumation paths for the period from about 325 to 300Ma. Mineral ages and their estimated closure temperature (CT) are shown with errors brackets. CT for the different methods used are: monazite, $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$, *c.* $800 \pm 50^\circ\text{C}$ [Kamber *et al.*, 1998]; monazite, U-Th/Pb, *c.* $700 \pm 50^\circ\text{C}$ [Cocherie *et al.*, 2005]; U-Pb zircon, *c.* $800 \pm 50^\circ\text{C}$ [Cherniak and Watson 2000]; RT, Rb/Sr, *c.* $700 \pm 50^\circ\text{C}$ [Kagami *et al.*, 2003]; biotite, Rb/Sr, *c.* $325 \pm 25^\circ\text{C}$ [Jenkin *et al.*, 2001]; muscovite,

Ar/Ar, *c.* 425 ±50°C [Villa, 1998]; hornblende, Ar/Ar, *c.* 550 ±50°C [Villa, 1998]; and apatite, fission-tracks (FT) *c.* 85 ±25°C [Gunnell, 2000]. (b) WNW-ESE representative orogen-parallel cross-section through the Quiberon and the Golfe du Morbihan area. Main tectono-metamorphic subdivisions are presented with the same legend and formalism than in Figure 4a.

Figure 7: (a) Diagramme Température-temps (T-t) pour les migmatites du Golfe du Morbihan, le granite anatectique de type S^{te}-Anne d'Auray et le granite de Sarzeau (Unité Inférieure, voir Figure 2), basé sur une compilation des âges disponibles dans la littérature. Ceux-ci sont constitués d'un âge roche-totale (WR) et d'âges sur minéraux comme le zircon (Zrn), la monazite (Mnz), la hornblende (Hbl), la biotite (Bt), la muscovite (Ms) and l'apatite (Ap) [abréviations minérales selon Kretz, 1983]. Les références à l'origine des âges reportés sont données directement sur la figure. Les courbes enveloppes grises reliées par la courbe pointillée (4) sont une proposition de chemins T-t (depuis 400Ma jusque vers 280Ma) qu'adoptent les roches de l'Unité Inférieure du Golfe du Morbihan. La ligne pointillée (3) présente un segment du chemin T-t (depuis 400Ma jusque vers 330Ma) proposé par Brown et Dallmeyer (1996). Les lignes (1) et (2) présentent deux types d'exhumation possible pour la période allant de 325 à 300Ma environ. Les âges ainsi que les températures de fermeture présumées (CT) sont présentées avec leurs barres d'erreur respectives. Les CT des différentes méthodes utilisées sont: monazite, ²⁰⁶Pb/²⁰⁷Pb, 800 ±50°C [Kamber et al., 1998]; monazite, U-Th/Pb, 700 ±50°C [Cocherie et al., 2005]; U-Pb zircon, 800 ±50°C [Cherniak and Watson 2000]; RT, Rb/Sr, 700 ±50°C [Kagami et al., 2003]; biotite, Rb/S, 325 ±25°C [Jenkin et al., 2001]; muscovite, Ar/Ar, 425 ±50°C [Villa, 1998]; hornblende, Ar/Ar, 550 ±50°C [Villa, 1998]; and apatite, Traces de Fission (FT) 85 ±25°C [Gunnell, 2000]. (b) Coupe WNW-ESE, parallèle à l'orogène au travers des régions de Quiberon et du Golfe du Morbihan. Les principales subdivisions tectono-métamorphiques sont présentées avec le même formalisme que sur la Figure 4a.

1.6.2 Significance of inherited ages within the Variscan framework

The ages of 377 ±3Ma, 379 ±4Ma and 382 ±3Ma, which are similar within the error and the 365±3 Ma age, are obtained from monazite grains that are devoid of any evidence of

recrystallisation or growth zoning. Therefore, these old ages can be interpreted as those of refractory grains inherited from earlier crystallisation stages during the Variscan orogeny.

Indeed, such Late Devonian to Early Carboniferous ages can be easily interpreted in the geological frame of the Variscan orogeny. The southern part of the Armorican Massif and the entire Central Massif belong to the internal zone of the Variscan Belt that experienced polyphase ductile and synmetamorphic deformation related to continental subduction of the North Gondwana margin below Armorica microcontinent. Several tectonic and metamorphic events are responsible for the built up of the Southern Armorican Massif and Central Massif stack of nappes [e.g. Faure *et al.*, 2005 and enclosed references].

During Early to Middle Devonian, a D1 event is responsible for top-to-the-SW ductile shearing coeval with crustal melting and exhumation of the high-pressure rocks. In the Monts du Lyonnais, the migmatites yield a Rb/Sr whole rock age of 384 ± 16 Ma [Duthou *et al.*, 1994]. In the Limousin, the partial melting of orthogneiss has been dated at 375 ± 6 Ma, 383 ± 5 Ma, 378 ± 5 Ma by Rb/Sr whole rock, zircon U/Pb and monazite U-Th/Pb methods, respectively [Duthou, 1977; Lafon, 1986; Faure *et al.*, 2008]. Closer to the study area, the Champtoceaux migmatites, East of the SASZ, and south of Nort-sur-Erdre fault yield a monazite U-Th/Pb age of 387 ± 6 Ma [Cocherie *et al.*, 2005]. Moreover, migmatites from South Armorica yield a Rb/Sr whole rock and zircon U/Pb ages of 376 ± 19 Ma and 372 ± 24 Ma, respectively [Vidal, 1980; Peucat, 1983]. This D1 event is followed by a Late Devonian-Early Carboniferous D2 event coeval with an intermediate pressure-temperature metamorphism. At the end of the D2 event, per-aluminous biotite-cordierite plutons dated around 360-350 Ma, and called Guéret-type granitoids, emplaced in several places of the Central Massif [Berthier *et al.*, 1979; Cartannaz *et al.*, 2006; Faure *et al.*, 2008].

However, such magmatism event is not recognised in the southern part of the Armorican Massif. Nevertheless, it is reasonable to link up the two sets of inherited ages pointed out by our geochronological study with the tectonic, metamorphic and plutonic D1 and D2 events. The 377-380 Ma and 365 Ma monazite grains extracted from the Sarzeau granite could have crystallised during the D1 migmatisation or late D2 plutonism, respectively. Consequently, it might be argued that the Late Carboniferous Sarzeau granite formed by melting of underlying Early-Middle Devonian migmatites or Late Devonian-Early Carboniferous peraluminous granites.

In the Temperature-time plot (Figure 7a), our Late Devonian-Early Carboniferous ages are in agreement with previous zircon U/Pb ones [Peucat, 1983]. These ages cluster in the high temperature field about 800°C-700°C. In the present state of knowledge, the link between

these inherited Devonian ages and the Late Carboniferous cooling remains speculative (path 3, Figure 7a). This straightforward path such as proposed by Brown and Dallmeyer (1996), although possible, is not documented yet; a two-stepped evolution stands as an alternative explanation (path 4, Figure 7a).

1.6.3 Is the Lower Unit a metamorphic-core-complex?

Structural analyses conducted within the SSZ and on associated smaller-scale structures distributed toward the core of the Lower Unit show a consistently NW-SE oriented maximum principal finite strain axis and a top-to-the-SE sense of shear (Figure 4a). The SSZ thus appears as a major extensional shear zone accommodating a top-to-the-SE normal shearing. Moreover, the ductile structures, particularly toward the top of the Lower Unit, display a clear reactivation under brittle conditions but with the same NW-SE maximum stretching direction (Figure 3E, Turrillot work in progress). These kinematic patterns suggest that deformation is coeval with a bulk cooling when the Lower Unit reaches the surface [*ca.* 300Ma, Carpena *et al.*, 1979]. Our observations emphasize the synkinematic injection of the Sarzeau granite as tension gashes subsequently penetratively sheared within the SSZ.

It has been argued that the Lower Unit is a “metamorphic-core-complex” (MCC) [Brown and Dallmeyer, 1996]. However, MCC refers to a precise geometry and a peculiar behaviour of the continental crust [e.g. Davis and Coney, 1979; Crittenden *et al.*, 1980]. The syn-tectonic injection of Sarzeau and Quiberon granites and strain localisation along gently dipping ductile shear zones are in agreement with the MCC model. Nevertheless, two main points argue that the Golfe du Morbihan differs from a classical MCC as describe above. Migmatites foliation is consistently vertical, and a dome shape cannot be documented. Furthermore, the SSZ cuts at right angle the migmatites foliation. These lines of evidence do not allow us to establish an unequivocal relationship between syn-plutonism extensional tectonics, anatexis and MCC development.

1.6.4 Regional scale implications

Late-orogenic post-thickening thermal re-equilibration is often regarded as a key condition for large-scale pervasive extension and a way to exhume deeply buried metamorphic rocks

[England and Thompson, 1984; Sonder *et al.*, 1987]. In South Armorica, a widespread Late-Carboniferous post-thickening extension characterised by crustal-scale extensional shear zones, migmatites domes and large amounts of granite has been described [Gapais *et al.*, 1993; Cagnard *et al.*, 2004]. In agreement with previous studies [Gapais *et al.*, 1993] our observations confirm that the Quiberon shear zone is a top-to-the-W mylonitic zone. The regional trend of the stretching lineation complies well with the interpretation of these extensional shear zones as orogen-parallel late-orogenic structures. Recently Cagnard *et al.* (2004) explored the different behaviour of the Variscan crust developed during and partly in response to late-orogenic extensional tectonics. Two “end-members” were defined. The first one is illustrated by the localised Quiberon extensional shear zone on which most of the strain is concentrated. The other one corresponds to a presumed migmatitic dome, such as the Sables d’Olonne area, which exhibits high thermal gradients of 70-80°C/km [Goujou, 1992] as well as a consistent flat-lying foliation. In this case, these observations therefore point to a pervasive crustal thinning at the roof of the migmatites [Cagnard *et al.*, 2004]. In the light of our new structural data the Golfe du Morbihan area is rather similar to the Quiberon model with strain localisation within the SSZ. However, the kinematics deduced from the Quiberon and Sarzeau shear zones, as well as the Sables d’Olonne area, are conflicting as they are top-to-the-W (locally SW), to-the-SE and to-the-WNW respectively. Consequently, a single 200 km long detachment fault separating the Upper and Lower Units, as proposed by Gapais *et al.* (1993), can hardly account for the regional structure of southern Armorica. In contrast, it is therefore tempting to propose that late-orogenic extension was accommodated by a set of extensional structures, localised or not whose kinematics reflect local dynamics such as the inception of domes and granite bodies overprinted on the regional NW-SE crustal stretching.

1.7 Conclusion

The above reported new field structural investigation results, combined with the new monazite U-Th/Pb chemical dating from the Sarzeau two-mica granite allows us to constrain a part of the late-Variscan geodynamic evolution of the Golfe du Morbihan area. The extensional Sarzeau Shear Zone and the related ductile structures observed below both document a regional-scale N 120°E trending stretching coeval with emplacement of N 30°E trending leucogranitic dykes interpreted as kilometre-scale tension gashes. The monazite

EPMA chemical dating yields a Late Carboniferous ages, *ca.* 316-321Ma for granite emplacement.

Crustal melting plays a major role in the late-orogenic exhumation of the ductile crust of southern Armorica. However, timing and detailed tectonic setting of the Golfe du Morbihan migmatites stay poorly documented as well as the late stage of their exhumation. Furthermore, the relationships between the belt-parallel extension and the dextral shearing along the South Armorican Shear Zone during the late-orogenic evolution of the Variscan belt remains unsettled yet.

Acknowledgements:

This work was supported by the BRGM (CGF, French geological mapping programme) and the contribution of the ISTO (CNRS UMR 6113). We gratefully acknowledge P. Rossi A. Cocherie and J. Le Métour for fruitful discussions on geochronology and regional geology; P. Jézéquel for monazite extraction.

1.8 Principales conclusions de l'étude et remarques complémentaires

Le contact entre les unités Inférieure et Intermédiaire est définie ici comme la Zone de Cisaillement de Sarzeau (SSZ). Cette zone de déformation ductile extensive accommode l'exhumation de l'Unité Inférieure. Elle résulte de l'étirement régional de la croûte selon une direction ONO-ESE parallèle à la chaîne durant son évolution tardi-orogénique. La SSZ déforme ductilement un important réseau filonien dont l'orientation très constante NE-SO suggère que sa mise en place s'effectue selon un réseau de fentes de tension d'échelle crustale. La géométrie des filons est compatible avec le régime tectonique extensif ONO-ESE reconnu dans cette zone. On estime donc que l'âge de ces filons granitiques calculé à ~316-321 Ma donne l'âge d'un stade précoce de la tectonique extensive.

L'étude structurale et géochronologique mérite néanmoins quelques approfondissements. En effet, sur le terrain nous avons observé un grand nombre de structures fragiles présentant des mouvements normaux (Figure II.2). Leurs relations de recoupement avec les structures ductiles en font le résultat d'un stade de déformation plus tardif. La caractérisation cinématique et géochronologique de ce stade de déformation tardif permettrait de mieux contraindre l'évolution de la déformation extensive de la zone du Golfe du Morbihan.



Figure II.2 : Exemples des nombreuses failles normales fragiles rencontrées dans la zone du Golfe du Morbihan. Sur chaque cliché, les plans de faille sont striés et montrent un jeu normal

Article 2: « Partial melting, strain localisation and exhumation constraints for the Variscan infrastructure (South Armorican Domain, Western France) »

2.1 Présentation de l'article (soumis pour publication à la revue *Tectonics*)

Références pour cet article :

Turrillot, P., R. Augier, P. Monié et M. Faure (soumis le 15/09/10), Partial melting, strain localisation and exhumation constraints for the Variscan infrastructure (South Armorican Domain, Western France), *Tectonics*, x, xx-xx.

L'étude que nous allons présenter maintenant, combine une étude structurale et une étude géochronologique de la déformation de la zone du Golfe du Morbihan. Cette étude constitue le prolongement du travail présenté dans le premier article.

Nous avons vu que la mise en place du réseau filonien granitique, reconnu dans la région de Sarzeau et appartenant au granite de Carnac, indique les premières traces indéniables d'étirement de la croûte. L'étude de la distribution de ces filons et le calcul de l'âge de leur mise en place daté à ~316-321 Ma, ont donc permis de caractériser la cinématique et l'âge des premiers stades de cet étirement. L'âge de ce stade, précoce par rapport à la formation de la Zone de Cisaillement de Sarzeau (SSZ) qui déforme ductilement le réseau filonien de granite, fournis donc un âge maximal pour cette zone de cisaillement.

Le but du second article est donc de contraindre l'âge de fonctionnement de la SSZ, de voir comment la déformation se localise et se distribue dans le temps lors de l'exhumation complète de l'unité Inférieure de haut grade. Il s'agit ici de caractériser l'évolution de l'ensemble des stades de déformation reconnus dans cette zone depuis le dernier épisode de fusion crustale ayant entraîné la mise en place du réseau filonien de granite, jusqu'au refroidissement total de l'Unité Inférieure contemporain de ses derniers stades d'exhumation. Cette étude repose sur la datation de chacun de ces stades, afin de contraindre l'histoire de la SSZ jusqu'à ses incréments les plus tardifs. La méthodologie utilisée combine donc géologie structurale de terrain et datation Ar/Ar *in situ* ainsi que datation Ar/Ar conventionnelle.

**Partial melting, strain localisation and exhumation constraints for the Variscan
infrastructure (South Armorican Domain, Western France)**

Paul Turrillot^{1,2}, Romain Augier¹, Patrick Monié³, Michel Faure¹

¹Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO), Université d'Orléans – CNRS :
UMR6113 – Université François Rabelais - Tours – INSU, 45071 Orléans cedex 2, France

²BRGM-GEO/G2R, BP 36009, 45060 Orléans cedex 2, France

³ Université de Montpellier 2, CNRS, UMR 5243, F-34095 Montpellier 5, France

Abstract

Current structure of the South Armorican Domain, Variscan belt, provides an excellent record of the late-orogenic evolution as evidenced by the complex interactions between extensional structures and partial melting. Described as a core-complex like structure, the structural culmination of the South Brittany Migmatite Belt (SBMB), Golfe du Morbihan, surrounded by non-melted overriding units were studied by combined structural and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ means. Recognition of successive deformation stages points to a clear strain continuum initiated at depth at the end of a major partial melting event to near-surface brittle faulting, encompassing ductile strain localization over a major top-to-the-ESE extensional shear zone consistent with an overall WNW-ESE orogen-parallel stretching. Deciphering between cooling, recrystallisation and syn-tectonic crystallisation ages set possible by structural-textural and compositional analyses unable us to propose new time-constraints of each of these stages. While the first extensional insights witnessed by dyke intrusion were dated to $\sim 319 \pm 6$ Ma immediately after SBMB partial melting, strain localisation over the Sarzeau Shear Zone (SSZ) occurred until ~ 302 - 298 Ma when the ductile-brittle transition were crossed. Moreover, direct dating of syn-tectonic white micas issued from ductile and brittle structure yield similar ~ 300 Ma by *in situ* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis. Formation or reactivation of the SSZ still undated by direct means may occur during the rapid cooling of the SBMB settled at ~ 305 Ma by conventional $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis. Anatexis may have acted as a triggering factor for the gravitational collapse of the previously overthickened Variscan crust that lasted over ~ 20 Ma in the same extensional tectonic regime.

2.2 Introduction

In convergent contexts, while rock burial is mostly understood, mechanisms and processes by which deep-seated metamorphic rocks of highly extended areas were transported back to the surface are still debated [e.g., *Wernicke*, 1992; *Axen et al.*, 1998; *Jolivet et al.*, 2003]. Syn-orogenic exhumation during subduction and collision, often attested by the preservation of high-pressure, low-temperature (HP-LT) metamorphic assemblages [e.g., *Platt*, 1986a; *Agard et al.*, 2005] is completed by late-orogenic processes. Yet, questions on the mechanisms allowing the re-equilibration of the crust in such late-orogenic context are still discussed [e.g., *Rey et al.*, 2001; *Tirel et al.*, 2008; *Rey et al.*, 2009]. In this case, the infrastructure of orogens is commonly made of a series of gneiss domes composed of high-grade metamorphic rocks affected by widespread partial melting [e.g., *Brown*, 2005]. Gneiss domes, and particularly metamorphic core complexes, generally strengthen the link between post-collisional decompression and widespread crustal anatexis responsible for the upward mass transfer of lower-to-middle crust as an efficient mechanism for heat advection and overall cooling [*Teyssier and Whitney*, 2002; *Brown*, 2005]. Metamorphic core complexes result from a strong tectonic denudation in a continental lithospheric extension context and lead to consider a large amount of extension. While a close relationship between presence of melt and deformation is often observed, the genetic relationships between partial melting and strain localization is rather suggested and still debated [e.g., *Wernicke*, 1981, 1992; *Lister et al.*, 1984; *Malaveille*, 1993; *Brown and Rushmer*, 1997; *Andersen*, 1998; *Labrousse et al.*, 2002; *Vanderhaeghe*, 2004; *Jolivet et al.*, 2005; *Charles et al.*, 2010 in press]. Presence of melt thus weakens the bulk lithosphere resistance, favouring deformation [e.g., *Van der Molen and Paterson*, 1979; *Davy et al.*, 1995; *Ranalli*, 1997, 2003; *Handy and Brun*, 2004]. Consequently, partial melting is often regarded as an important factor for exhumation in orogenic systems [e.g., *Hoilister*, 1993; *Faure et al.*, 1999; *Vanderhaeghe and Teyssier*, 2001; *Teyssier and Whitney*, 2002; *Jolivet et al.*, 2005]. In parallel, gneiss domes as well as earlier metamorphic relics clearly exhumed at the favour of extensional structures such as large-scale detachment shear zones playing a major and unambiguous role in metamorphic rocks exhumation. Thus, interaction between crustal anatexis, melt extraction and their relations with deformation at the scale of an orogen need to be better understood. In addition, if the overall structure and the kinematics of the main shear zones are often well documented, duration of mylonitic deformation is commonly poorly explored. Accurate dating of deformation has thus proven difficult in the past and is now partially circumvented using *in*

in situ dating means of syn-tectonic minerals [e.g., Muller, 2003; Agard *et al.*, 2002; Maurel *et al.*, 2003; Mulch and Cosca, 2004; Augier *et al.*, 2005a]. It is therefore of prime importance to derive precisely the duration of deformation and establish the rates at which strain is accommodated in mylonitic shear zones [Muller, 2003; Mulch and Cosca, 2004]. Formation of shear zone is a consequence of peculiar crust behaviour [Buck, 1991; Corti *et al.*, 2003] but strain also accumulates prior to the shear zone formation in non-localizing rheology and after it became inactive in the uppermost crust. Recognition for a single tectonic event of the full succession of deformation stages and development of geochronological tools and/or dating strategies then appear as new frontiers in the field of geodynamics.

The South Armorican Domain, Variscan internal zones, Western France appears as a key example in so far as it provides a clear example of late-orogenic, at least post-collisional gravitational collapse [Gapais *et al.*, 1993]. The first order frameworks of the collapsed internal zones display a series of structural culminations of exhumed middle-to-lower-crustal domains made of high-grade rocks (i.e. migmatites and residual granulites) pertaining to the South Brittany Migmatites Belt (SBMB, Brown, [2005]) roofed or not by extensional shear zones [Cagnard *et al.*, 2004; Augier *et al.*, 2010 in press]. The present study is focussed of the Golfe du Morbihan and the western neighbouring areas where deformation is particularly well expressed encompassing in particular two of the most important extensional shear zones of the French Massif Armoricain. In order to unravel the kinematics and constrain the complete exhumation history of the deepest tectonic unit of the Variscan orogenic system in French Massif Armoricain, we performed a detailed structural approach of the SBMB. In addition, conventional and *in situ* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating analyses have been undertaken on successive mineral generations whose syn-tectonic character has been detailed with respect to the successive deformational stages. Absolute ages of the main stages are then discussed in terms of the most probable significance of the ages and duration of the whole late-orogenic evolution of the Variscan belt (i.e. thermochronology vs. crystallization ages). Implications in regional tectonic related with the exhumation of the SBMB are also discussed.

2.3 Geological setting

2.3.1 The South Armorican Domain

The French Massif Armoricaïn forms the northern branch of the Ibero-Armorican arcuate orogenic belt (i.e. orocline), a major syntax of the Variscan Belt of Western Europe [Matte, 2001]. Orogenic evolution of the European Variscides was complex, and is interpreted to have included Ordovician–Silurian subduction, Silurian–Devonian collision, Devonian–Carboniferous intra-continental deformation and Upper Carboniferous late-orogenic extension [Dewey and Burke, 1973; Matte, 1986, 1991, 2001; Gapais *et al.*, 1993; Rey *et al.*, 1997]. It is classically divided into several tectono-metamorphic domains separated by two major shear zones showing a dextral strike-slip motion during Upper Carboniferous times, the North Armorican Shear Zone (NASZ) and the South Armorican Shear Zone (SASZ) [Watts and Williams, 1979; Jégouzo, 1980; Le Corre *et al.*, 1991] (Figure 1a). The Northern part of the French Massif Armoricaïn includes the North and the Central Armorican domains separated by the NASZ and forms the external parts of the Variscan orogen, affected by upper crustal deformation and low-grade metamorphism [Le Corre *et al.*, 1991]. The South Armorican Domain, which forms the internal zones of the orogen, lies to the South of the SASZ [Berthé *et al.*, 1979; Jégouzo, 1980], which then bounds domains of contrasted tectonometamorphic, mainly burial history. There, a segment of the Variscan suture zone marked by strongly deformed eclogite-bearing gneisses is recognized south of the Nort-sur-Erdre (N/E) Fault Zone [Marchand, 1981; Ballèvre *et al.*, 1994; Bosse *et al.*, 2000] (Figure 1a). Only the geology of the South Armorican Domain is detailed below and the readers unfamiliar with the geology of the French Massif Armoricaïn are referred to recent publications [Matte, 2001; Gumiaux *et al.*, 2004; Faure *et al.*, 2005a; Ballèvre *et al.*, 2009].

From top to bottom, are described along the South Armorican Domain at regional scale [e.g., Cogné, 1974; Le Corre *et al.*, 1991; Ballèvre *et al.*, 1994]:

- Upper units that are characterised by well-preserved HP–LT metamorphic rocks belonging to two distinctive groups. The uppermost ones (Bois de Céné and Ile de Groix klippen) are made of Law-Gln blueschists, Grt-blueschists and scarce eclogites derived from metabasites and metasediments [Bosse *et al.*, 2000; mineral abbreviations after Kretz, 1983]. Recent P-T estimates reveal that peak-conditions occurred at around 14–19 kbars and 500–550°C followed by a generally limited retrogression into the greenschist facies [Bosse *et al.*, 2002].
- Intermediate units made of the Vilaine and Belle Ile groups. The Vendée and Belle-Ile-en-Mer porphyroïds are made of metavolcanics and interlayered dark schists and black-shales devoid of index minerals. For a long time, the Belle Ile group has been considered as equilibrated into greenschist conditions. However, recent P-T estimates yielded MP/LT peak-conditions of the order of 7–9 kbars and 350–400°C [Le Hébel *et al.*, 2002b]. The Vilaine

group mainly consists of micaschists equilibrated under a MP-MT Barrovian gradient. Metamorphism increases downward from Alb-greenschist facies to Grt-St-amphibolite facies conditions [Triboulet and Audren, 1988; Goujou, 1992; Brown and Dallmeyer, 1996]. In the Vilaine Estuary area, peak-conditions estimates yielded 7-9 kbars for 600-650°C [Triboulet and Audren, 1985, 1988; Brown and Dallmeyer, 1996].

- Lower unit mostly consists of high-grade rocks (SBMB), i.e. migmatites accompanied and/or intruded by large volumes of granites [e.g., Audren and Le Métour, 1976; Marchildon and Brown, 2003]. P-T estimates of metamorphic peak-conditions yielded conditions of the order of 8-10 kbars and 750–800°C [Brown 1983; Jones and Brown 1989, 1990; Brown and Dallmeyer, 1996; Marchildon and Brown, 2003; Johnson and Brown, 2004] while a previous true HP event has never been described.

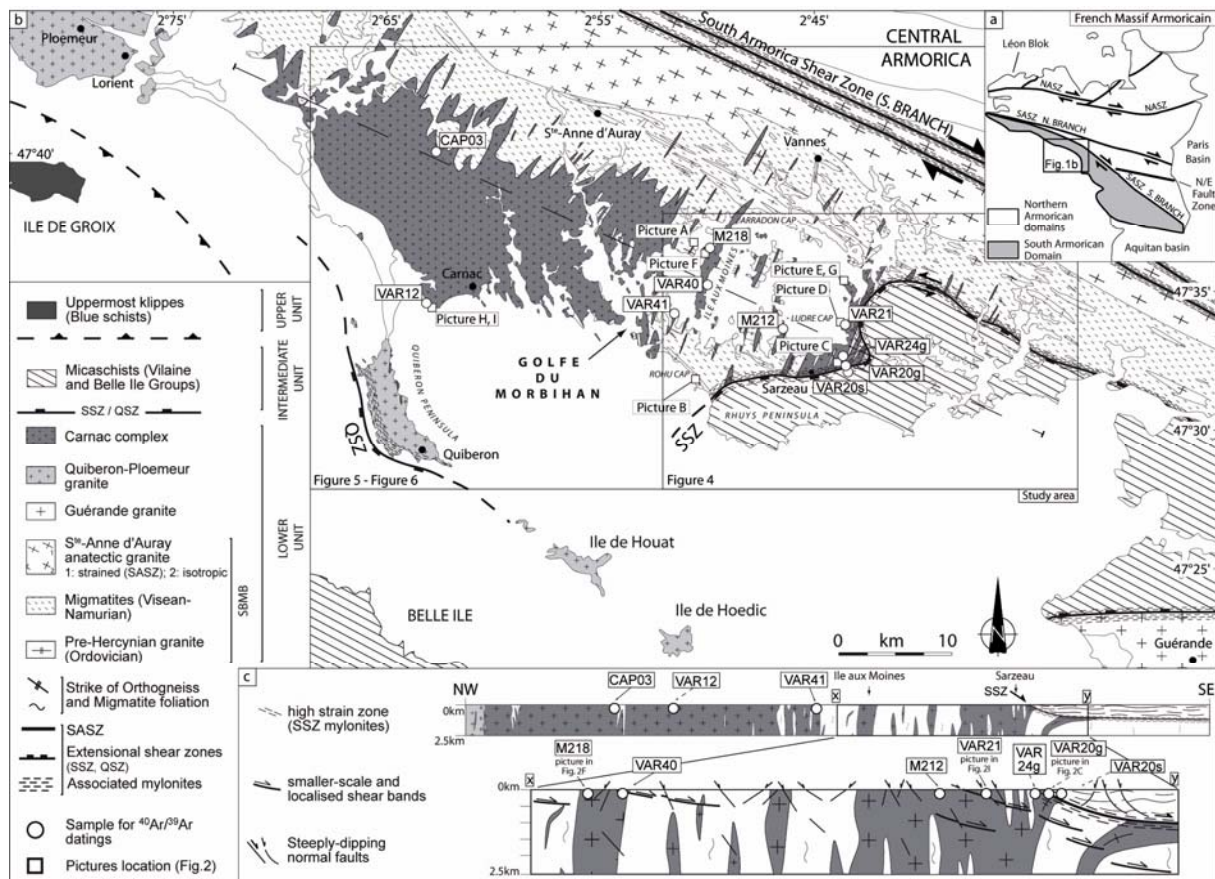


Figure 1. Geological map of the study area and location of the studied samples. (a) Simplified map of the French Massif Armoricain, presented are the main tectonic domains of the massif. NASZ: North Armorian Shear Zone; SASZ: South Armorian Shear Zone; N. Branch: Northern Branch; S. Branch: Southern Branch; N/E: Nort-sur-Erdre. (b) Detailed view of the studied part of the South Armoricain Domain, Morbihan. This geological map exhibits the

main tectonometamorphic units and their internal features. SBMB: South Brittany Migmatite Belt. Geology of Central Armorican domains, north of SASZ is not detailed. South of the SASZ shown are the upper klippe of the Ile de Groix, the Intermediate and the Lower tectonic units. These two last are separated by late-orogenic extensional shear zones: the Sarzeau Shear Zone (SSZ) in the Rhuys peninsula area and the Quiberon Shear Zone (QSZ) in the Quiberon peninsula area. White squares locate hand-sample and outcrops pictures displayed on Figure 2. White circles locate samples used for the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. Legend of the main geological formations for the map and the cross-sections are the same. (c) Interpretative cross-section (dotted line on Figure 1b) through the study area. The structural features of the Golfe du Morbihan-Rhuys peninsula section, (noted X-Y) has been detailed. On this close-up view, presented are the different ductile, ductile-brittle and brittle structures pointed out during the structural analysis. Pictures of such structures are reported on Figure 2. On the cross-section reported are the samples used for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating.

Despite recent geochronological studies, the time-constrained tectonic evolution of the South Armorican Domain remains widely incomplete. However, a two-stepped tectonometamorphic evolution of the domain can be drawn. White micas (i.e. metamorphic phengites) from HP assemblages of the HP-LT units yielded Upper Devonian-Lower Carboniferous $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages at 370-360 Ma while retrogression and final cooling (i.e. partial greenschist facies recrystallisation) occurred at around 350 Ma [Bosse *et al.*, 2000; Le Hébel, 2002]. These rather early ages are interpreted in term of syn-orogenic exhumation as most of these units emplaced by thrusting [Iglesias and Brun, 1976; Vauchez *et al.*, 1987; Goujou, 1992; Bosse *et al.*, 2002] as unequivocally demonstrated by the occurrence of a major thrust zone within the HP unit of the Ile de Groix [Bosse *et al.*, 2002]. Kinematics of thrusting and its consistency at a regional scale are currently not documented [Le Hébel, 2002]. In the Variscan Belt of Western Europe, widespread post-thickening extension, including detachment zones and metamorphic core complexes, has been recently documented [Gapais *et al.*, 1993; Burg *et al.*, 1994; Brown, 2005; Turrillot *et al.*, 2009]. The overall framework of the South Armorican Domain which is controlled by this extensional tectonic, consists in tectonic windows of Lower Unit high-grade rocks (i.e. migmatites) covered by the overlying units. The Upper units are characterized by a regional flat-lying fabric and a dominantly W-E to NW-SE strong stretching lineation [Gapais *et al.*, 1993; Burg *et al.*, 1994; Le Hébel, 2002]. Along most sections across the South Armorican Domain, Lower Unit high-grade rocks are roofed by major gently-dipping extensional shear zones on which most of the strain concentrated

[Gapais *et al.*, 1993]. Emplacement of two-micas granite laccoliths occurred during shearing along these shear zones [Gapais *et al.*, 1993]. At the scale of South Armorican Domain, the tectonic contact between the Lower and overlying units appears plurifacial. In the southern end of the domain (i.e. in the Sables d'Olonne area), extensional tectonics is mainly accommodated by a pervasive thinning of a complete metamorphic sequence leading to a drastic contraction of metamorphic isogrades rather than by strain localisation along a major shear zone [Cagnard *et al.*, 2004]. Field thermal gradient there locally reached transient values of 70-80°C/km [Goujou, 1992], attested by a widespread, regional-scale, partial melting of the lower Variscan crust during Upper Carboniferous. The regional clustering of many isotopic ages in the Lower Unit around 300 ± 10 Ma [Goujou, 1992; Gapais *et al.*, 1993; Brown and Dallmeyer, 1996 and age compilation in Turrillot *et al.*, 2009] suggests a relatively fast cooling. Together with generalized crustal-melting of structurally lower units and widespread extensional tectonics, the fast cooling argues for a rather fast Upper Carboniferous late-collisional gravitational collapse of the Variscan over-thickened continental crust [Brown and Dallmeyer, 1996; Brown, 2005].

2.3.2 Geology of the Morbihan area

The Morbihan area appears as one of the best exposed sections of the Lower Unit there roofed by two major extensional shear zones of opposite kinematics and bounded to the North by the SASZ [Jégouzo, 1980; Gapais *et al.*, 1993; Turrillot *et al.*, 2009] (Figure 1b). It consists of subvertical NW-SE striking high-grade rocks including migmatites mainly derived from metasediments (i.e. paragneiss) and scarce Ordovician orthogneiss bodies [Brown, 1983; Peucat, 1983; Jégouzo *et al.*, 1986; Audren, 1987; Jones and Brown, 1990; Guerrot *et al.*, 1997]. Metamorphic peak-conditions of ~9 kbars and 750-800°C [Audren, 1987; Triboulet and Audren, 1988; Jones and Brown 1989, 1990; Brown and Dallmeyer, 1996; Johnson and Brown, 2004] were followed by a stepped retrograde P-T segment involving decompression and a second episode of melt generation around 700-750°C and ~4 kbars [Brown and Dallmeyer, 1996]. Anatectic granite is widespread within the migmatite volume as diffuse bodies of various scales and develops North of Vannes as a 70 km-long elongated massif regionally known as the S^{te}-Anne d'Auray magmatic complex [Le Métour, 1978; Carron *et al.*, 1994; Augier *et al.*, 2010 in press]. It appears as extremely variable in terms of texture, grain-size and modal composition particularly to the South (“in contact” with the migmatites)

where biotite is particularly abundant [Audren, 1987]. Based on Rb/Sr whole-rock and zircon U/Pb ages, partial melting was initially settled at 380-370 Ma [Vidal, 1980; Peucat, 1983]. However, recent U-Th/Pb *in situ* dating of monazites from foliation-parallel leucosome bodies yielded a significantly younger age of 322 ± 3 Ma [Turrillot *et al.*, 2009], suggesting that migmatization occurred in the Mid-Carboniferous. Further south, another WNW-ESE elongated magmatic complex of ca. 20 x 50 km is known as the Carnac complex and clearly cuts across the migmatitic fabrics [Audren and Le Métour, 1976; Carron *et al.*, 1994; Augier *et al.*, 2010 in press]. To the west of the study area, this complex consists of a main granitic pluton, surrounded by a pervasive dyke swarm particularly developed to the east [Augier *et al.*, 2010 in press] (Figure 1b). There, in the Sarzeau area the local abundance of dykes was initially mapped as another pluton [i.e. the Sarzeau granite in Barrois, 1897; Cogné, 1949; Gapais *et al.*, 1993]. The Carnac complex is made of a homogenous fine-to-medium grained granite of varying mineralogical composition including mostly (cordierite-) biotite granite and scarce two-micas granite particularly abundant in the dyke swarm [i.e. in the Sarzeau area; Le Métour, 1978; Carron *et al.*, 1994; Augier *et al.*, 2010 in press]. Recent U-Th/Pb time-constraints on monazite yielded emplacement ages of 319 ± 6 Ma, which are statistically similar to those previously reported for migmatization [Turrillot *et al.*, 2009; Augier *et al.*, 2010 in press]. Southwest of our study area, field relationships between the Lower Unit-forming rocks and the Quiberon leucogranite are lacking (Figure 1b) and emplacement age of this granite remains unknown. Nonetheless it has been shown that the Quiberon leucogranite emplaced at the base of the Belle-Ile-en-Mer HP-LT rocks during a top-to-the-WNW shearing along a W-dipping major extensional shear zone, i.e. the Quiberon Shear Zone (QSZ in Gapais *et al.*, [1993]) and the development of widespread S-C mylonitic fabrics dated between ~310 to 300 Ma [Ruffet in Le Hébel, 2002]. East of our study area, the Lower Unit is also roofed by the Sarzeau extensional Shear Zone (SSZ in Turrillot *et al.*, [2009]), another major mylonitic body characterized by a top-to-the-ESE sense of shear [Turrillot *et al.*, 2009] (Figure 1b and 1c). There, the overlying unit mostly consists of micaschists from the Vilaine unit [Audren, 1987; Triboulet and Audren, 1988; Augier *et al.*, 2010 in press]. Upper amphibolite metamorphic conditions [Triboulet and Audren, 1988; Brown and Dallmeyer, 1996] are seldom preserved within a strong greenschist sub-horizontal foliation bearing a WNW-ESE lineation also described further South [Audren, 1987] and are usually related to the Devonian thrusting event [Brun and Burg, 1982, Vauchez *et al.*, 1987].

2.4 Field evidences, kinematics and structural axes of strain continuum

While the overall structure of the Morbihan area as already been described [e.g., *Gapais et al.*, 1993; *Brown*, 2005], little attention has so far been paid to the evolution from ductile or even earlier toward brittle deformation. Systematic structural investigations were carried out on numerous outcrops of the area to i) carefully describe the succession of structures of all scales from early deformational premises to brittle normal faulting in both the footwall and the hanging wall of the SSZ and ii) precise the kinematics of each of these steps.

2.4.1 Early strain insights as evidenced by late-migmatitic dyke array

Granitoids are regarded as efficient strain marker to study crustal deformation [e.g., *Brun and Pons*, 1981; *Gapais and Barbarin*, 1986; *Hibbard*, 1987; *Paterson et al.*, 1989; *Ramsay*, 1989; *Faure and Pons*, 1991; *Paterson et al.*, 1998], particularly granite dykes [*Passchier*, 1990] which are used to estimate the amount of extension in the Southernmost Armorican Domain [*Cagnard et al.*, 2004].

2.4.1.1 Transition from syn-to-late migmatitic melt flow dykes

Two main generations of melt conduits can be distinguished in the Morbihan area. The first generations that can be evidenced on the field are foliation-discordant leucosomes. This structures often characterized by fuzzy boundaries share clear petrographic continuity with foliation-parallel leucosomes and both pertain directly to the melt flow network during partial melting. Evolution of the architecture of melt-bearing systems is beyond the scope of the present paper. Reader interested by these aspects are referred to recent studies [*Marchildon and Brown*, 2003; *Brown*, 2005] focussed on key-outcrops on coastal outcrop on the Port-Navalo migmatites (south of the Golfe du Morbihan); main results being discussed below. Field observations suggest a progressive evolution from the first generation of foliation-discordant leucosomes to a second generation of “true” discordant granite dykes as already reported by *Marchildon and Brown* [2003]. Most of these granite dykes, that form together the Carnac complex dyke swarm, generally display sharp discordant contacts with host WNW-ESE foliated migmatites, and individual dyke are often clearly intersect other foliation-discordant leucosomes and previous dykes (see Figure 2A). In contrast with

foliation-discordant leucosomes, granite dykes provide sometime obvious mineralogical and microstructural differences with respects to the migmatites-forming foliation-parallel leucosomes. Dykes infill is characterised by extremely consistent fine-grained granite over the study area. It generally comprises quartz, zoned plagioclase (An 15- 20), K-feldspar, biotite and white micas. In detail, relative proposition of white micas and biotite ratio is variable from a dyke to another. Biotite (-cordierite) rich dykes are often characterized by the development of K-feldspar leading to microporphyric texture. Dyke mineralogy, at map-scale display clear evolution from microporphyric biotite-rich preferentially encountered to the west of the Golfe du Morbihan particularly the Carnac pluton, to two-micas dyke particularly abundant east of the Ile aux Moines. Some mega-dykes display the coexistence of the facies that point to a complex melt infill history that may last in time.

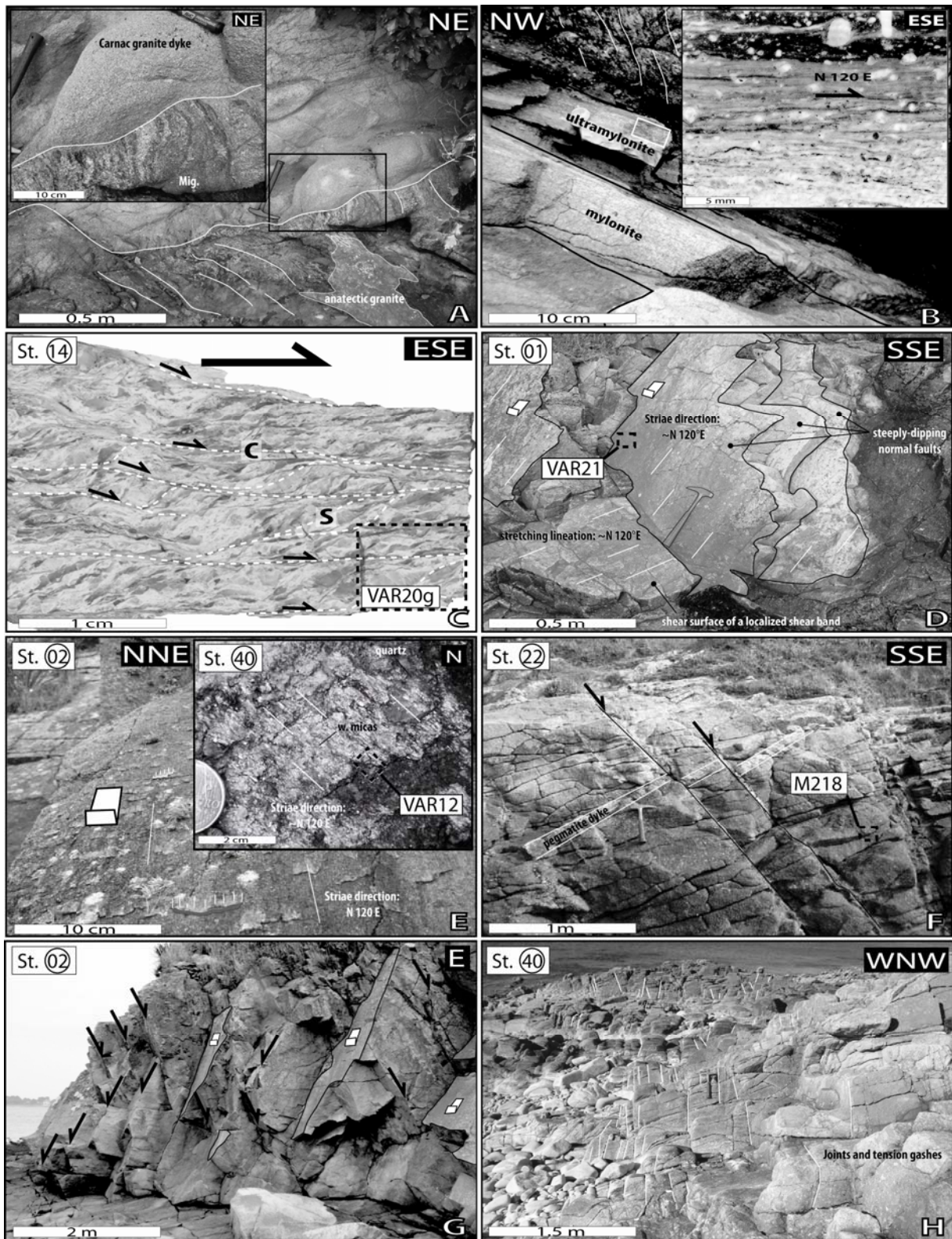


Figure 2. Microphotographs and outcrop pictures of magmatic, ductile, ductile-brittle and brittle features. When possible either the position and the name of the sample picked for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study or the number of the structural station (i.e. labelled “St.”) are given on the pictures. Depending on their nature, results of the data inversions for these stations are given

on Figure 4 for the ductile stage and on Figure 5 and Figure 6 for brittle stage analyses. (A) Structural relationships between a steeply-dipping N30°E striking Carnac granite dyke and the surrounding migmatites of the SBMB (vertical N120°E striking foliation). *In situ* diffuse anatectic granite bodies (S^{te}-Anne d'Auray anatectic granite) are intercalated within the migmatitic foliation. Inset is a close-up view of the sharp contact between the migmatites and the Carnac granite dyke. (B) Picture of decimetre-scale shear-band hosted and localized within a granite dyke, which is intensively mylonitized. Such relationships are sometimes diagnostic of a genetic link between migmatites and the foliation-discordant leucosome. Inset is a lineation-parallel oriented thin-section of ultramylonite showing unambiguous top-to-the-ESE sense of shear (e.g. δ - (delta-) type mantled porphyroclast of K-feldspar). (C) Picture of a cut and polished lineation-parallel hand-sample of mylonitized Carnac granite within the SSZ. Sense of shear is consistently top-to-the-ESE. The foliation-planes (noted "S") and the shear-planes (noted "C") and the associated lineations have been analyzed in the station 14. (D) Overview of the station 01 displaying ductile-brittle and brittle structures. A low-angle localized shear band is cut by subsequent steeply-dipping normal faults. Slip directions is ~N120°E for both ductile-brittle and brittle structures. The striated steeply-dipping normal fault planes displays quartz and white micas mineralizations from which the VAR21 stub had been sampled (picture of this sample is given in Figure 9F). (E) Outcrop picture of a steeply-dipping fault plane from station 02 carrying striations and slickensides arguing for pure normal faulting. Inset is a detailed view of a normal fault plane displayed on the station 40, which exhibits striated quartz and white micas crystallization (sample VAR12). (F) Outcrop picture of displaced pegmatite layer arguing for normal faulting (station 06) in a Carnac granite dyke devoid of ductile deformation (see location on Figure 1b). M218 specimen has been sampled from the dyke for conventional $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis on both white micas and biotite. (G) Outcrop picture of the station 02 (see map on Figure 5 for location) showing conjugated steeply-dipping normal faults. (H) Outcrop picture of a narrow corridor of joints and quartz filled tension gashes (i.e. veins) overprinting isotropic Carnac granite (from the station 40, see map on Figure 6 for location).

2.4.1.2 Geometry of the late migmatitic granite dyke swarm of the Carnac complex

At the scale of study area (Figure 1b), granite dykes clearly crosscut and then post-date the above-mentioned migmatites fabrics and the geometrically related melt-flow network. The dyke array form a curved network trending ~N30-40°E to the north, ~N10-20°E in the central

part of the Golfe du Morbihan and \sim N00°E to N160°E to the South on the coast (Figure 1b). At outcrop scale, away from high-strain zones, dykes appeared mostly devoid of significant ductile deformation. In rare case a \sim N120°E stretching lineation is marked by quartz-feldspar alignment. The orientation of dykes has been measured throughout the area and results are presented in Figure 3a. Statistics based on a representative population (i.e. 106 dykes) of meso- to large-scale dykes (i.e. 50cm-50m to more than 500m width) indicate that the strike of dykes presents very low dispersion around a \sim N25°E direction (Figure 3a). Poles to this set of dykes then appear scattered around the principal stretch direction (λ_1) as defined by the regional WNW-ESE lineation. The dykes fill of macroscopic fracture-like discontinuities with a preferred orientation not simply related to the reactivation of inherited anisotropy suggests that dyke intrusions occurred during WNW-ESE stretching. Furthermore, some of these dykes show internal layering and compositional zoning parallel to the dyke borders that are consistent with progressive dyke growth during WNW-ESE stretching. The dip of the dykes varies strongly between 80-90° to (scarce) 40-60° see (rare) 10-20° (Figure 3b). Most of the dykes display a sub-vertical attitude and it is noteworthy that dykes are mostly gently W-dipping. Strain while very low seems to concern mainly the low-dipping dykes and (rare) outcrops display an upward bent geometry, compatible with and overall top-to-the-ESE sense of shear. However, in most case, progressive dyke flattening from vertical position to low-dip seem unlikely, as it requires a great amount of simple shear component yet not observed on the field. Dyke injection then occurred with an initial west directed dip. This pattern emphasizes that dyke intrusions contribute to a large-scale late-migmatitic WNW-ESE stretching that may already be accompanied by a discrete non-coaxial component consistent with a top-to-the-ESE sense of shear.

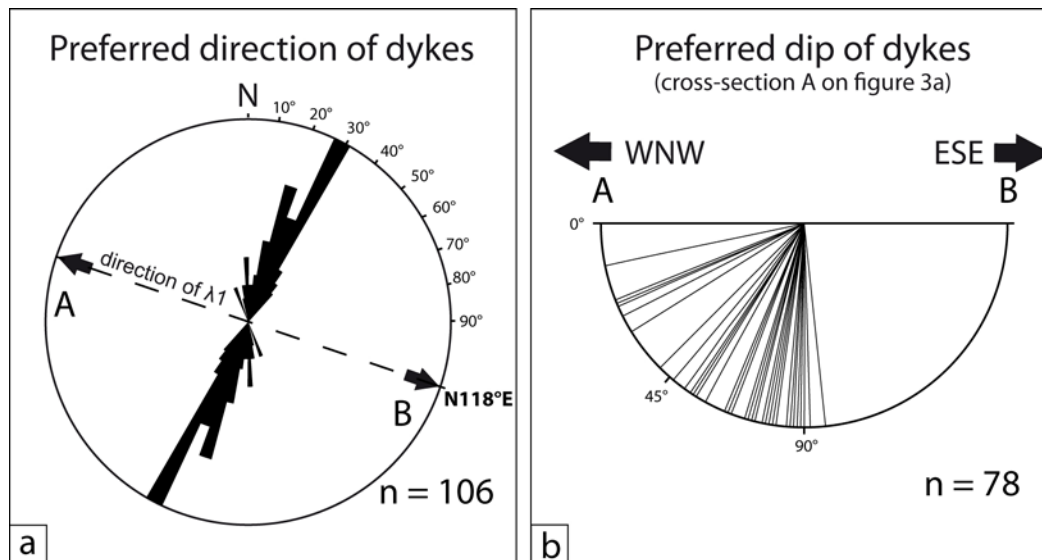


Figure 3. Results of the dyke array study. (a) Trend of the dykes plotted in lower hemisphere (equal area projection) highlighting a consistent N20°E -N30°E direction. (b) Apparent dip of the dykes projected along a stretching-parallel cross-section. n: number of measurements; because of their horizontal outcrop, dip of some dykes have not been determined.

2.4.2 Ductile (mylonitic) stage

At map scale of the study area, most of ductile deformation concentrated along the SASZ [Jégouzo, 1980; Jégouzo and Rossello, 1988] and on extensional shear zones such as the QSZ [Gapais *et al.*, 1993] and the SSZ [Turrillot *et al.*, 2009] living large volume devoid of ductile deformation. Measurements on representative outcrops (i.e. structural sites) have been plotted onto Schmidt's lower hemisphere stereograms (equal area projection) using the Tector software [Angelier, 1990]. Stretching direction and sense of shear are all reported on the map presented in Figure 4 and in Table 1.

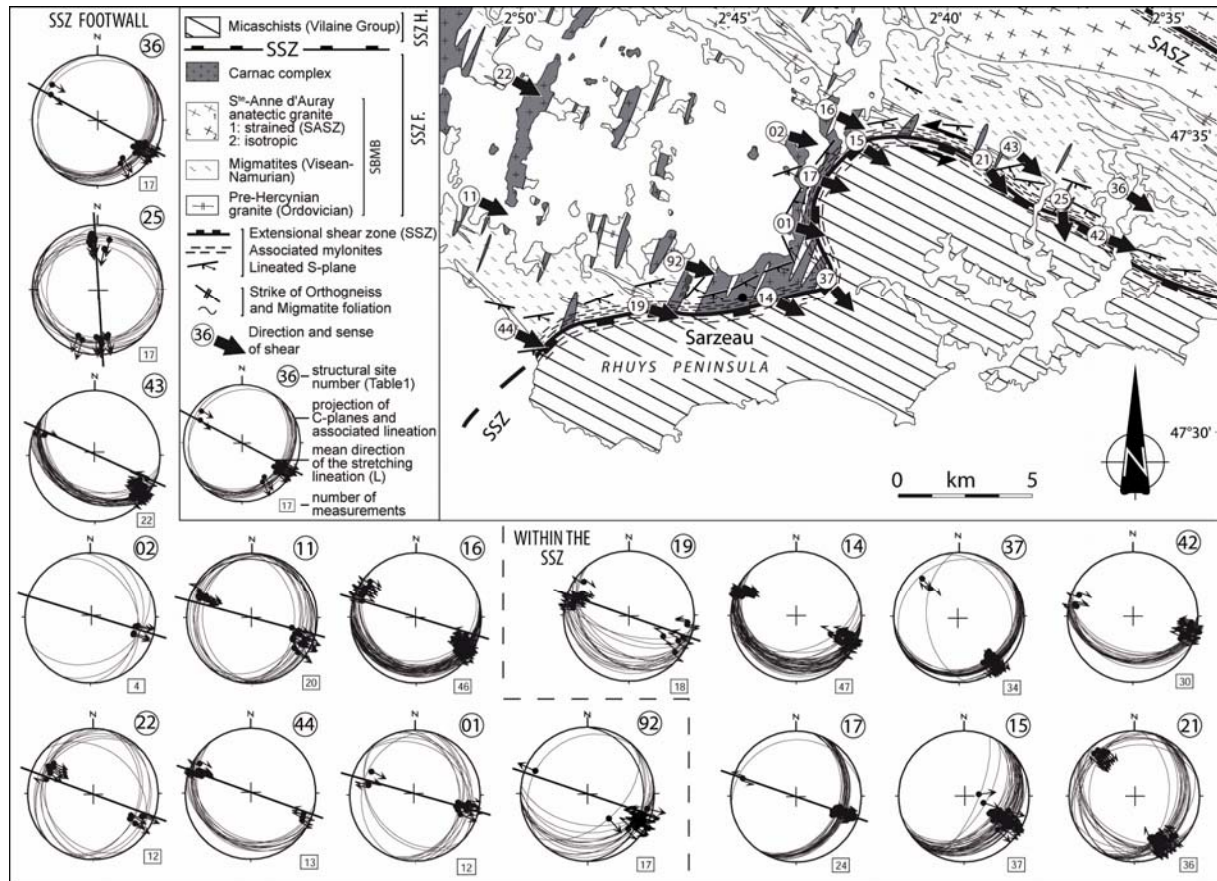


Figure 4. Results of the ductile structural study. Geological map of the SE part of the Golfe du Morbihan area where ductile deformation accumulates, particularly along the SSZ (location on Figure 1b). SSZ H. is for SSZ hanging wall and refers to the Intermediate Unit (Vilaine group); SSZ F. is for SSZ footwall and refers to the Lower migmatitic Unit (SBMB). Presented are the position and the results of the structural analysis of ductile features from 17 structural sites (modified from *Turrillot et al.*, [2009]). Pictures of representative outcrop from the stations 14 and 01 are presented on Figure 2C and 2D respectively. Strike and sense of shear are indicated on the map by solid-black arrows. Structural measurements were plotted with the Tector software in lower hemisphere (equal area projection) [*Angelier*, 1990]. In strongly deformed stations (i.e. within the SSZ), bulk stretching lineation carried by the foliation planes is overprinted by penetrative shear planes (see mylonites in Figure 2C for example). For less deformed stations, directions of the stretching lineation carried by the foliation planes are represented on stereographs by black solid-lines. Complete results are given in the Table 1.

Zooming on the SSZ, deformation occurs as a clear strain gradient over 300 to 600 m thick zone. While most of the Golfe du Morbihan does not exhibit strained rocks under ductile

conditions, deformation evolves upward from weakly oriented rocks and protomylonites, to mylonites and rare stripes of ultramylonite bodies (Figure 1b and 1c). Strained rocks mostly derive at the expense of the Lower Unit. The above-mentioned Carnac dykes are mylonitized as well as the host migmatites whose inherited fabric (i.e. regional N120°E vertical foliation) is seldom strongly overprinted to erased (Figure 1b and 1c). A generally thin (i.e. 20-50 m thick) mylonitic belt also develops in the overriding Intermediate Unit made of metapelites (i.e. SSZ hanging wall), where it overimposes on previous deformational fabric [Le Hébel, 2002]. The mylonitic foliation mostly strikes NE to E and dips gently SE (e.g., routinely 10° to 20°) and is marked by planar alignment of quartz and feldspar porphyroclasts and white micas. The relative low dip angle of the SSZ then explains the complex outline of the deformed zone (Figure 1b). Lineation defined by stretched quartz and preferred orientation of feldspar and white mica clasts is trending WNW-ESE. A general top-to-the-ESE sense of shear is determined by multi-scale shear criteria; examples of kinematic criteria encountered on the field are given in Figure 2 (inset of picture B, picture C). In its western part, the SSZ appears as a ductile gently-dipping extensional shear zone with a top-to-the-ESE sense of shear while this motion of the overriding unit is transferred along a low-angle sinistral in its eastern part (Figure 1b).

Below the SSZ, smaller-scale ductile shear bands are scattered in the Lower Unit. In most outcrops, they display 10 cm to 1 m thick of S-C mylonite bodies commonly developed within inherited anisotropies within the migmatites (Figure 2B). Mylonitic foliation, of varying attitude is generally characterized by low-angle dip (15° to 25°) and carries a pervasive WNW-ESE trending stretching lineation. Kinematic criteria such as S-C fabrics, fold asymmetry or sigma or delta-type porphyroclast systems [Paschier and Trouw, 1996] are all consistent with an overall top-to-the-ESE sense of shear. Best-exposed examples are located on the cliffs of the Rohu cap (see location in Figure 1b). There, sills of presumably S^{te}-Anne d'Auray anatectic granite are mylonitized while host rocks still strikes vertically (Figure 2B). Smaller-scale flat or gently-dipping (5° to 25°) localized shear bands also accumulate ductile strain (Figure 2D). Shear plane carries high-temperature striations, marked by quartz rods and fibres accompanied by neo-crystallisation of syn-tectonic white micas either deformed on the shear-plane or preserved in step-shadows as rosette-shaped. Hybrid patterns of such structures make them as a result of deformation at the ductile-brittle transition.

After the Carnac complex dyke swarm emplacement, as temperature declined below the solidus, subsequent deformation was partitioned away from the core of the Lower Unit and

was rather concentrated along the SSZ characterized by mylonitic fabrics. Intense strain along the top-to-the-ESE SSZ and associated ductile deformation (i.e., smaller-scale shear bands and localized shear bands) appear controlled by an overall WNW-ESE stretching of the domain.

2.4.3 Brittle structures

2.4.3.1 Description of brittle structures

During the structural study, numerous outcrops were recognized as demonstrative of a subsequent brittle stage. The whole study area presents a pervasive steeply-dipping meso- to small-scale normal fault planes network particularly developed in the Lower Unit. Gently-dipping mylonitic fabric and ductile-brittle structures are clearly crosscut and offset by a high-angle normal faulting under brittle conditions (Figure 2D).

Offset pegmatite dykes and well developed microstructures such as scratches or striae, document a normal faulting under brittle conditions (Figure 2E and 2F). Most outcrops displays well-expressed symmetric conjugate patterns (Figure 2G) while some are mostly characterized by a dominant set of faults. No clear relation can be proposed to link the faulting asymmetry to the structural position with respects to the SSZ. Furthermore, the SSZ presents no clear reactivation trace of deformation under brittle conditions and only thin-layered cataclasites occur on the secondary smaller-scale shear bands (e.g., Rohu cap cliffs). Slip along these faults was sometimes accompanied by a component of dilatancy as indicated by their crystallized aspect and associated veins presumably opened as little pull-aparts are filled by geodic quartz and rosette-shape white micas.

In the SSZ hanging wall, well-expressed conjugate normal faults are scarce, and are observed mainly along the Rhuys peninsula (see location in Figure 1b). There, faults often display listric character while dip varies from 60° to less than 20° at the scale of a cliff (see detailed cross-section in Figure 1c).

All the geological formations around the Golfe du Morbihan are crossed by a penetrative array of high-angle quartz-(white micas-) filled veins and joints arranged along narrow (1 m to 10 m) corridors (Figure 2H). The close association between normal fault planes and joints display contradictory crosscutting structural relationships as vertical veins cut across fault planes while some others are crosscut by the normal fault planes. Vertical joints and normal

faults are thus contemporaneous. In the field, veins and joints express as thin sub-vertical quartz vein ranging from 1 mm to 5 cm thick.

2.4.3.2 Fault data inversion

The brittle analysis was carried out in numerous stations away from the presumably major fault zones in order to avoid stress perturbation (Figure 5). Every station can be defined as a continuous outcrop of approximately 5 m to 30 m long in which brittle structures could be observed and from which the sense of slip, inferred from kinematic indicators, could be determined. 54 stations were visited and 6 to 47 measurements per station were performed. Palaeostress orientation patterns were evaluated by computer-aided inversion method for fault slip data which is described in detail by *Angelier* [1984, 1990 and 1994] supplemented by the analysis of veins and joints (Figure 6) [*Hancock*, 1985]. The inversion method that has been used herein, the *INVDIR* program [*Angelier*, 1990] consists in the determination of the best-fitting reduced paleostress tensor for 39 stations, thus identifying the orientation of the three principal stress axes ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$) and the ratio $\Phi = [(\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)]$. GPS locations as well as detailed results including the orientations of the computed stress axes, or Φ parameter are reported in Table 1 together with the statistical analysis of veins (i.e. tension gashes) and joints.

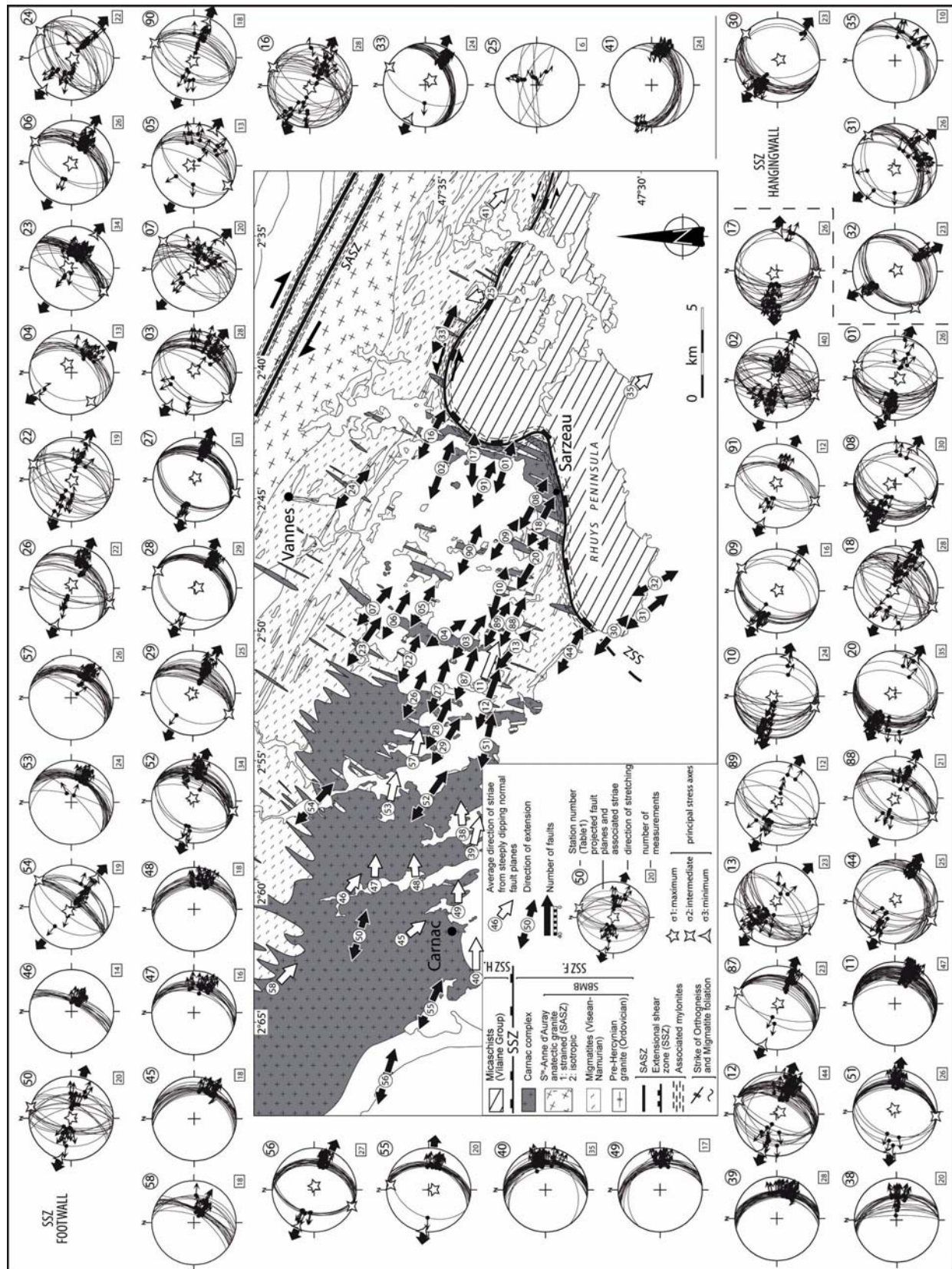


Figure 5. Results of the brittle structural study. Geological map of the whole study area encompassing both the Golfe du Morbihan and the Carnac complex area (see location on Figure 1b). Located are the 54 stations from both the Intermediate and the Lower Unit where

brittle features analysis have been carried out. Pictures of representative outcrop from the stations 01, 02, 22 and 40 are presented on Figure 2. Inversion of structural data (in the sense of *Angelier* [1994]) and then determination of the paleostress tensor were possible in most of the stations. Solid-black arrows indicate the direction of stretching (σ_3 , minimum principal stress axis). Solid-white arrows indicate the average of the direction of striation measured on fault planes when paleostress tensor determination was not feasible (e.g. lack of conjugate planes). The relative length of arrows indicates the number of structural measurements. Fault planes, associated striae and results of inversion were plotted with the Tector software in lower hemisphere (equal area projection) [*Angelier*, 1990]. Complete results are given in the Table 1.

Table 1.

Station number	Location		Lithology	DUCTILE STUDY RESULTS			BRITTLE STUDY RESULTS								
				N	Mean direction of transport	L	Results of data inversion								
	N	σ_1^a					σ_2^a	σ_3^a	ϕ^b	RUP % ^c	J. and t.-g.	Mean direction			
Outcrop name	GPS coordinates														
	Lat.	Long.													
1	Ludré	47° 33' 10"	-2° 44' 07"	Carnac granite (dyke)	12	N 106° E	N 104° E	26	186/82	019/08	288/02	0.428	20	22	013
2	Tascon	47° 35' 00"	-2° 44' 20"	Carnac granite (dyke)	4	N 106° E	N 106° E	40	354/85	202/05	111/02	0.345	27	42	014
3	Pointe de Penap	47° 34' 11"	-2° 51' 12"	Carnac granite (dyke)	—	—	—	28	092/85	217/03	307/04	0.347	28	40	030
4	Spernegy	47° 34' 44"	-2° 51' 02"	Carnac granite (dyke)	—	—	—	13	065/71	236/18	326/03	0.467	25	12	022
5	Brouel	47° 35' 32"	-2° 49' 46"	Carnac granite (dyke), Mig.	—	—	—	13	009/81	210/08	120/03	0.401	37	27	031
6	Pointe du Trech	47° 36' 27"	-2° 50' 17"	Carnac granite	—	—	—	26	288/87	030/01	120/03	0.32	11	35	026
7	Pointe d'Aradon	47° 36' 47"	-2° 50' 08"	Carnac granite (dyke)	—	—	—	20	297/84	042/02	133/05	0.367	27	46	019
8	Pointe de Bénance	47° 32' 56"	-2° 46' 38"	Carnac granite (dyke), Mig.	—	—	—	30	002/79	209/10	118/05	0.615	23	55	024
9	Pointe du Ruaud	47° 33' 09"	-2° 47' 12"	Carnac granite (dyke), Mig.	—	—	—	16	140/88	033/01	303/02	0.537	16	41	020
10	Pointe de l'Ours	47° 33' 15"	-2° 49' 29"	Carnac granite (dyke)	—	—	—	24	347/82	196/07	105/04	0.557	31	54	008
11	Pointe de Kerners	47° 33' 39"	-2° 59' 39"	Carnac granite (dyke)	20	N 125° E	N 115° E	47	—	—	—	—	—	42	020
12	Pointe de Penbert	47° 33' 47"	-2° 53' 57"	Carnac granite (dyke), Mig.	—	—	—	44	151/82	020/05	290/06	0.555	19	46	017
13	Pointe du Béché	47° 33' 03"	-2° 51' 31"	Carnac granite (dyke), Mig.	—	—	—	23	080/81	221/07	311/06	0.305	22	52	036
14	Casino	47° 31' 38"	-2° 45' 06"	Carnac granite (dyke)	47	N 117° E *	—	—	—	—	—	—	—	—	—
15	Lezuis	47° 34' 25"	-2° 41' 38"	Ste Anne d'Auray granite	37	N 122° E *	—	—	—	—	—	—	—	23	043
16	Le Passage	47° 34' 59"	-2° 43' 39"	Carnac granite (dyke)	46	N 117° E	N 117° E	28	263/86	027/02	117/03	0.494	29	57	027
17	Lasné	47° 34' 09"	-2° 43' 39"	Carnac granite (dyke)	24	N 111° E	N 109° E	26	325/81	184/07	093/06	0.638	35	49	000
18	Truscat	47° 32' 37"	-2° 46' 06"	Carnac granite (dyke)	—	—	—	28	317/84	208/02	118/06	0.48	29	41	043
19	Le Spernegy	47° 31' 35"	-2° 47' 49"	Carnac granite (dyke)	18	N 105° E *	N 108° E	—	—	—	—	—	—	—	—
20	Cerollet	47° 32' 26"	-2° 48' 17"	Carnac granite (dyke)	—	—	—	35	354/82	211/17	120/05	0.581	24	45	015
21	Surzur	47° 34' 30"	-2° 38' 03"	Carnac granite (dyke)	36	N 142° E *	—	—	—	—	—	—	—	—	—
22	Port Blanc	47° 36' 08"	-2° 51' 36"	Carnac granite (dyke)	12	N 121° E	N 119° E	19	236/87	022/02	112/02	0.482	22	39	026
23	Penmern	47° 36' 59"	-2° 51' 59"	Carnac granite (dyke)	—	—	—	34	008/82	216/07	125/04	0.341	22	47	035
24	Séné	47° 37' 24"	-2° 45' 07"	Carnac granite	—	—	—	22	214/87	041/03	311/00	0.429	25	30	042
25	Tremoyec	47° 33' 36"	-2° 36' 00"	Carnac granite (dyke)	17	N 177° E *	N 175° E	6	—	—	—	—	—	27	109
26	Larmor Baden	47° 35' 43"	-2° 53' 34"	Carnac granite	—	—	—	22	092/83	203/02	293/06	0.433	15	30	026
27	Ile Berder	47° 34' 38"	-2° 53' 29"	Carnac granite	—	—	—	31	105/86	198/00	288/04	0.581	9	43	024
28	Pointe du Brechis	47° 35' 02"	-2° 54' 30"	Carnac granite	—	—	—	29	173/83	025/06	295/04	0.441	10	30	031
29	Pointe Loquemicel	47° 35' 06"	-2° 55' 25"	Carnac granite	—	—	—	25	337/87	210/02	120/02	0.423	10	30	019
30	La Croix Daniel (IU)	47° 30' 34"	-2° 50' 53"	Schistes	—	—	—	23	166/86	040/03	309/03	0.555	21	27	020
31	Pointe Grand Mont (IU)	47° 29' 56"	-2° 50' 56"	Schistes	—	—	—	26	265/82	049/06	139/04	0.23	21	17	056
32	Port Maria (IU)	47° 29' 34"	-2° 49' 58"	Schistes	—	—	—	23	142/86	241/01	331/04	0.454	12	27	049
33	Le Pont Sal	47° 35' 02"	-2° 39' 31"	Migmatite	—	—	—	24	139/76	026/05	295/13	0.419	17	—	—
34	Pointe Saint Jacques (IU)	47° 29' 09"	-2° 47' 51"	Schistes	—	—	—	—	—	—	—	—	—	17	064
35	Beg Lan (IU)	47° 30' 02"	-2° 44' 26"	Schistes	—	—	—	10	—	—	—	—	—	5	117
36	Billon	47° 33' 56"	-2° 34' 49"	Ste Anne d'Auray granite	17	N 125° E	N 124° E	—	—	—	—	—	—	—	—
37	Carrière de la Motte	47° 32' 04"	-2° 42' 46"	Orthogneiss	34	N 139° E *	—	—	—	—	—	—	—	—	—
38	Men er Belec	47° 34' 01"	-2° 59' 19"	Carnac granite	—	—	—	20	—	—	—	—	—	—	—
39	Le Fort	47° 34' 01"	-3° 00' 16"	Carnac granite	—	—	—	28	—	—	—	—	—	—	—
40	Pointe de Colomban	47° 33' 51"	-3° 05' 53"	Carnac granite	—	—	—	35	—	—	—	—	—	18	017
41	Touchard	47° 34' 06"	-2° 33' 14"	Ste-Anne granite	—	—	—	24	—	—	—	—	—	—	—
42	Tremoyec bis	47° 33' 35"	-2° 35' 58"	Carnac granite (dyke)	30	N 112° E *	—	—	—	—	—	—	—	—	—
43	Surzur bis	47° 34' 37"	-2° 37' 29"	Carnac granite (dyke)	22	N 134° E	N 129° E	—	—	—	—	—	—	—	—
44	Le Rohu	47° 31' 12"	-2° 51' 32"	Migmatite, Orthogneiss	13	N 116° E	N 115° E	25	084/84	208/03	298/05	0.818	31	22	024
45	Ty Lan	47° 36' 02"	-3° 04' 21"	Carnac granite	—	—	—	18	—	—	—	—	—	—	—
46	Crocalan	47° 37' 22"	-3° 01' 52"	Carnac granite	—	—	—	14	—	—	—	—	—	—	—
47	Kerlaerec	47° 36' 54"	-3° 01' 37"	Carnac granite	—	—	—	16	—	—	—	—	—	—	—
48	Kerisper	47° 35' 43"	-3° 01' 32"	Carnac granite	—	—	—	18	—	—	—	—	—	—	—
49	Ile de Stuhan	47° 34' 26"	-3° 02' 42"	Carnac granite	—	—	—	17	—	—	—	—	—	—	—
50	Le Purgatoire	47° 37' 34"	-3° 04' 08"	Carnac granite	—	—	—	20	140/88	016/01	286/01	0.395	26	29	024
51	Kerpenhir	47° 33' 18"	-2° 55' 48"	Carnac granite, Mig.	—	—	—	26	061/84	186/03	277/05	0.545	14	13	007
52	Loquidy	47° 35' 32"	-2° 57' 42"	Carnac granite	—	—	—	34	064/83	194/05	285/05	0.761	14	—	—
53	Kerizan	47° 36' 22"	-2° 58' 04"	Carnac granite	—	—	—	24	—	—	—	—	—	18	029
54	Pointe Vide-Bouteille	47° 38' 03"	-2° 57' 50"	Carnac granite	—	—	—	19	306/80	039/01	130/10	0.47	21	—	—
55	Plouharnel	47° 35' 27"	-3° 07' 01"	Carnac granite	—	—	—	20	176/80	007/10	277/02	0.563	10	—	—
56	Porh Linemen	47° 36' 58"	-3° 10' 53"	Carnac granite	—	—	—	27	094/83	204/03	294/07	0.323	9	—	—
57	Touavern	47° 35' 44"	-2° 55' 38"	Carnac granite	—	—	—	26	—	—	—	—	—	—	—
58	Kegenvo	47° 39' 45"	-3° 06' 07"	Carnac granite	—	—	—	18	—	—	—	—	—	—	—
87	Ile de Creizic	47° 34' 40"	-2° 52' 06"	Carnac granite (dyke)	—	—	—	23	134/82	021/03	291/07	0.416	9	15	027
88	Ile de Govihan	47° 33' 17"	-2° 50' 47"	Carnac granite (dyke)	—	—	—	21	327/86	206/02	116/03	0.302	13	—	—
89	Ile Branec	47° 33' 43"	-2° 51' 03"	Carnac granite (dyke)	—	—	—	12	088/86	207/02	298/04	0.396	18	15	034
90	Ile d'Illur	47° 34' 24"	-2° 47' 43"	Carnac granite (dyke), Mig.	—	—	—	18	286/82	021/01	111/08	0.367	16	—	—
91	Ile Bailleron	47° 34' 40"	-2° 44' 49"	Carnac granite (dyke), Mig.	—	—	—	12	076/84	202/04	293/05	0.353	12	—	—
92	Kervesson	47° 32' 06"	-2° 46' 41"	Carnac granite (dyke)	17	N 105° E	N 118° E	—	—	—	—	—	—	—	—

Mig.: Migmatites; IU refers to the Intermediate Unit; Lat. is for Latitude and Long. is for Longitude; N: number of measurements; L: mean direction of the stretching lineation; * refers to the average direction of transport on shear planes within the SSZ; j. and t.-g.: joints and tension gashes. a: Values of σ correspond to two angles in degrees (the trend of the stress axis and its plunge) b: $\phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ c: RUP % ratio of the INVDIR method (Angelier, 1990) is a quality estimator for the computed stress tensor. RUP range between 0% and 200%. Average RUP values below 50% indicate good fits between actual fault slip data and computed shear distribution.

Table 1. Detailed results of the station structural analysis. For each structural site given are the location, the GPS coordinates and the dominant lithology. Depending on the nature of the deformation, ductile and/or brittle analysis results are given, location of the station is presented on Figure 2. For ductile features given are, the mean direction of ductile transport over shear planes and when it has been determinate, the direction of the stretching lineation of the bulk-rock. For brittle structural stations given are the results of computer-aided inversion

(i.e. the trends and dips of the principal axes of the stress tensors) and the average directions of joints and tension gashes strikes.

While intermediate Φ value in the range of 0.4 to 0.7 argues for a true triaxial stress regime throughout the study area, results of data inversion are:

- In the Lower Unit (i.e. the SSZ footwall), 36 stations allowed the calculation of the stress tensor. Result of inversion show a sub-vertical orientation for the maximum principal stress axis (σ_1). The minimum principal stress axis (σ_3) appears horizontal or gently-dipping with an extremely consistent WNW-ESE direction (directions range from N93°E to N146°E, Figure 5).

- In the Intermediate Unit (i.e. SSZ hanging wall), the result of inversion also shows a sub-vertical orientation of the maximum principal stress axis (σ_1) and gently-dipping orientation of the minimum principal stress axis (σ_3) striking more NW-SE (Figure 5).

Tension gashes and joint planes have also been plotted in Schmidt's lower hemisphere stereograms (equal area projection) with the Tector software [Angelier, 1990] and yield a consistent NNE-SSW direction (Figure 6). This trend appears to correspond to the calculated σ_1 and σ_2 plane and poles of the data set then appear scattered around the σ_1 axe. This geometry, as tension gashes array, then appears in agreement with the Andersonian's model for extensional regime [Anderson, 1942] and is consistent with a general WNW-ESE stretching.

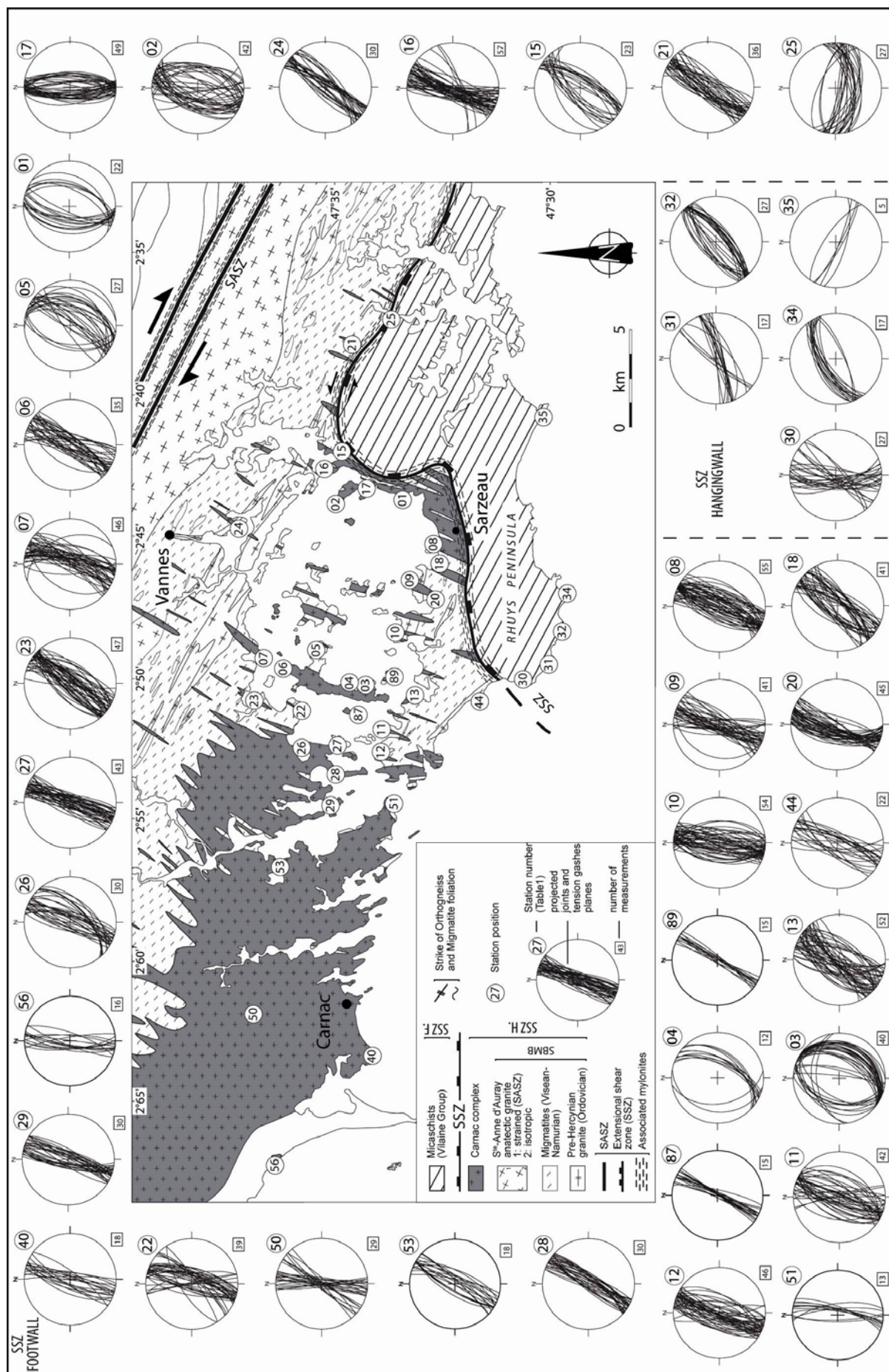


Figure 6. Structural features of joints and tension gashes. Same geological map than in Figure 5. Located are the 40 stations, where populations of joints and tension gashes have been measured in parallel to fault slip data. Representative picture of station 40 is presented on Figure 2H. Planes were plotted with the Tector software in lower hemisphere (equal area projection) [Angelier, 1990]. Complete results are given in the Table 1.

As concluding remarks, it is noteworthy that ductile and the subsequent brittle strain recorded during the exhumation of the Lower Unit present a marked consistency of the stretching direction. Geometry of the Carnac complex dyke swarm, ductile lineation and markers of extensional slip on fault planes lead us to conclude to a continuum of strain. Deformation first evolves from a rather coaxial stretching in non-localizing P-T conditions (e.g. late-migmatitic stage) to clear non-coaxial flow along the SSZ, which is the consequence of progressive strain localization along a major, probably pre-existing structure. Brittle structures then present a rather symmetric pattern that suggests a rather coaxial stretching during the late stage of exhumation while the domain cooled below the ductile-brittle transition.

2.5 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ time constraints

Thanks to the structural guideline detailed above where successive stages of extension and related exhumation of the continental crust were identified, a $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronological study was carried out on micas unambiguously assigned to these different stages ranging from ductile to brittle conditions. Given the relative low thermal conditions that prevailed during extension (300-450°C), in the range of the closure temperature for argon in muscovite (i.e. ~450°C in Harrison *et al.* [2009]), the main goal of this work was to establish an accurate link between $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and microstructure/texture directly related to the regional-scale deformation history. Therefore, samples were selected to perform *in situ* dating of texturally controlled ductile and brittle features with respect to $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ conventional analysis of unstrained, presumably homogeneously cooled rocks.

2.5.1 Sampling and analytical methods

2.5.1.1 Sampling strategy

10 samples were selected mostly from the Carnac granite to avoid problems of inherited and excess argon that could be present in minerals from the country migmatites with a complex tectonometamorphic history [Brown and Dallmeyer, 1996]. Samples were selected from key outcrops showing clear deformational fabrics (e.g., Figure 2C, 2D, and inset 2E) and unaffected by meteoric weathering. Location of the dated samples is shown on the Figure 1b, their relative structural position is replaced over a representative cross-section (Figure 1c). In details, samples related to ductile deformation (i.e. mylonites) consist in three samples collected in the SSZ mylonite shear zone, respectively in its footwall (VAR20g and VAR24g) and its hanging wall (VAR20s) (Figure 9A, 9B and 9C, respectively). Sample VAR40 comes from the shear surface of a localized shear band (Figure 9E). Three other samples (VAR21, VAR41 and VAR12; Figure 9F, 9G and 9H) have been selected on white micas bearing steeply-dipping normal fault planes. To ensure either a good structural control or the mineral composition, thin sections were cut in the XZ plane from oriented samples containing the stretching lineation or the striation. This set of samples was completed by three samples from unstrained granitic bodies (M212, M218 and CAP03) in order to insure the age of cooling of the granite under temperature of $\sim 450^{\circ}\text{C}$ (i.e. in the range of the closure temperature for argon in white micas).

2.5.1.2 Analytical methods

Mineral chemistry

Quantitative mineral composition of white micas and biotites were obtained with a Camebax SX50 electron microprobe at the BRGM (French Geological Survey; BRGM-ISTO UMR 6113; Orléans). Operation conditions were 15 kV accelerating voltage and 10 nA beam current using Fe_2O_3 (Fe), MnTiO_3 (Mn, Ti), diopside (Mg, Si), CaF_2 (F), orthoclase (Al, K), anorthite (Ca), albite (Na), and vanadinite (Cl) as standards. Inter- and intra-grain mineral composition variations were explored by X-ray mapping of 1.5 x 1.5 mm zones with a 512 x 512 pixels resolution. X-ray scan parameters were 15 kV accelerating voltage and 200 nA beam current applied during 20 ms/pixel. Textural informations from Back-Scattered Electron (BSE) image as well as representative of quantitative Electron Probe Microanalysis (EPMA) data and X-ray map are presented on Figure 7.

Sample preparation, gas extraction procedure and age calculation

Laser probe step-heating $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating (i.e. conventional experiment) was applied on single grains of unstrained samples. Due to its high spatial resolution [e.g., Muller, 2003; Mulch and Cosca, 2004], UV-laser $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology provides a powerful tool for dating micas pertaining to different textural sites in mylonites, and was used to set time constraints on deformed rocks from our study area. All analyses were performed at Géosciences Montpellier II (UMR 5243, CNRS) and only the main stages for sample preparation and analytical procedures for both methods are given hereafter.

Single-grains were obtained by sample crushing at ca. 400 μm (jaw crusher). After purification by a Frantz magnetic barrier separator, micas were selected by manual picking using a binocular microscope. Biotite and white mica were extracted from samples M212, M218 and CAP03, with the exception of the last sample for which white micas were too small. A white mica single-grain was also extracted manually without crushing from the protomylonite VAR21 stub to ensure a good correlation with *in situ* ages (Figure 9F). For deformed rocks, 1 cm^2 , 1mm thick rock sections, also used to make the petrographic thin-sections were double polished to ca. 1/4 μm . Whole section and detailed-area photographs of both stubs and corresponding thin-sections were taken for an accurate selection of suitable areas for experiments (Figure 9). All the samples (i.e. micas single-grains and stubs) were ultrasonically rinsed in ethanol and subsequently in distilled water, wrapped in pure aluminium foils and then irradiated in the McMaster nuclear reactor (Canada) with several aliquots of the MMHb-1 international standard (i.e. 520.4 ± 1.7 Ma, Samson and Alexander, [1987]). After irradiation, both standards and samples were placed on a Cu-holder inside an UHV (Ultra High Vacuum) sample chamber and heated for 48 h at 150–200°C to remove adsorbed atmospheric argon from the sample and the chamber walls.

Conventional experiments were conducted with a CO_2 laser operating in a continuous mode, by increasing its power at each step with an exposure times typically of 40 s for individual steps. The laser beam size was at least 2.5 times greater than the sample size in order to ensure temperature homogeneity over the whole grain. A camera placed above the sample chamber is used to monitor the temperature increase through the infrared colour variations.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ *in situ* laser ablation technical method was first described by Schaeffer *et al.* [1977] and the procedure was recently detailed elsewhere [Agard *et al.*, 2002; Mulch and Cosca, 2004]. Our laser system consists of a pulsed UV Nd: Yag laser and a set of lenses for beam focussing. A beam shutter allows the selection of lasering exposure time. This time depends on the nature of the analyzed mineral, its K-content (e.g. potassic white micas) and its

presumed age (i.e. late Variscan). For each *in situ* age determination, argon was routinely extracted from a $\sim 50 \times 100 \mu\text{m}$ surface (even less) that corresponds either to part of single-grain or to a mixture of several small grains, particularly concentrated along shear-planes. The crater produced by the laser beam is a $\sim 20\text{-}30 \mu\text{m}$ approximate hemisphere, thus incision of the micas did not exceed $30 \mu\text{m}$ deep depending on the three-dimensional orientation of the white micas crystals.

For each experiment, once the extraction was completed about 4 min were required for gas cleaning within a purification line (with hot and cold traps). The purified gas was then analysed on the electron multiplier of a MAP 215–50 noble gas mass spectrometer by peak jumping from mass 40 to mass 36 (15 runs). System blanks were routinely evaluated every three analyses and yielded values of 2×10^{-12} cc for ^{40}Ar and 3×10^{-14} cc for ^{36}Ar . For each experiment, apparent ages have been obtained after correction with blanks, mass discrimination, radioactive decay of ^{37}Ar and ^{36}Ar and irradiation-induced mass interferences. Ages have been calculated using a modified version of the Argon Integral software. Apparent ages are reported with 1σ uncertainty assuming an atmospheric composition for the initially trapped argon (i.e. $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i$ ca. 295.5) [McDougall and Harrison, 1999].

2.5.2 Results

2.5.2.1 Mineral habits, texture and composition

Biotites and white micas extracted from the Carnac granite dykes are devoid of deformation and exhibit isotropic magmatic textures (see example in Figure 7a). Yet, despite a particular attention during sampling, biotites commonly display a slight chloritization on their rim, while white micas are rather preserved of any optically visible alteration.

Samples from mylonites (VAR20g, VAR24g and VAR20s) present two different types of white micas related to the two main tectonic fabrics. Foliation planes, noted “S” are marked by numerous mm-scale white micas porphyroclasts preserved as remains of the initial magmatic paragenesis together with a mixture of smaller neo-crystallized, synkinematic white micas displayed on the shear planes (noted “C”; Figure 9A, 9B and 9C).

Samples, showing ductile-brittle features (VAR40) and brittle steeply-dipping normal faults (VAR41, VAR12 and VAR21), all present white mica mineralization with initial sheaf-like textures (Figure 9H) locally subsequently sheared (Figure 9E, 9F and 9G).

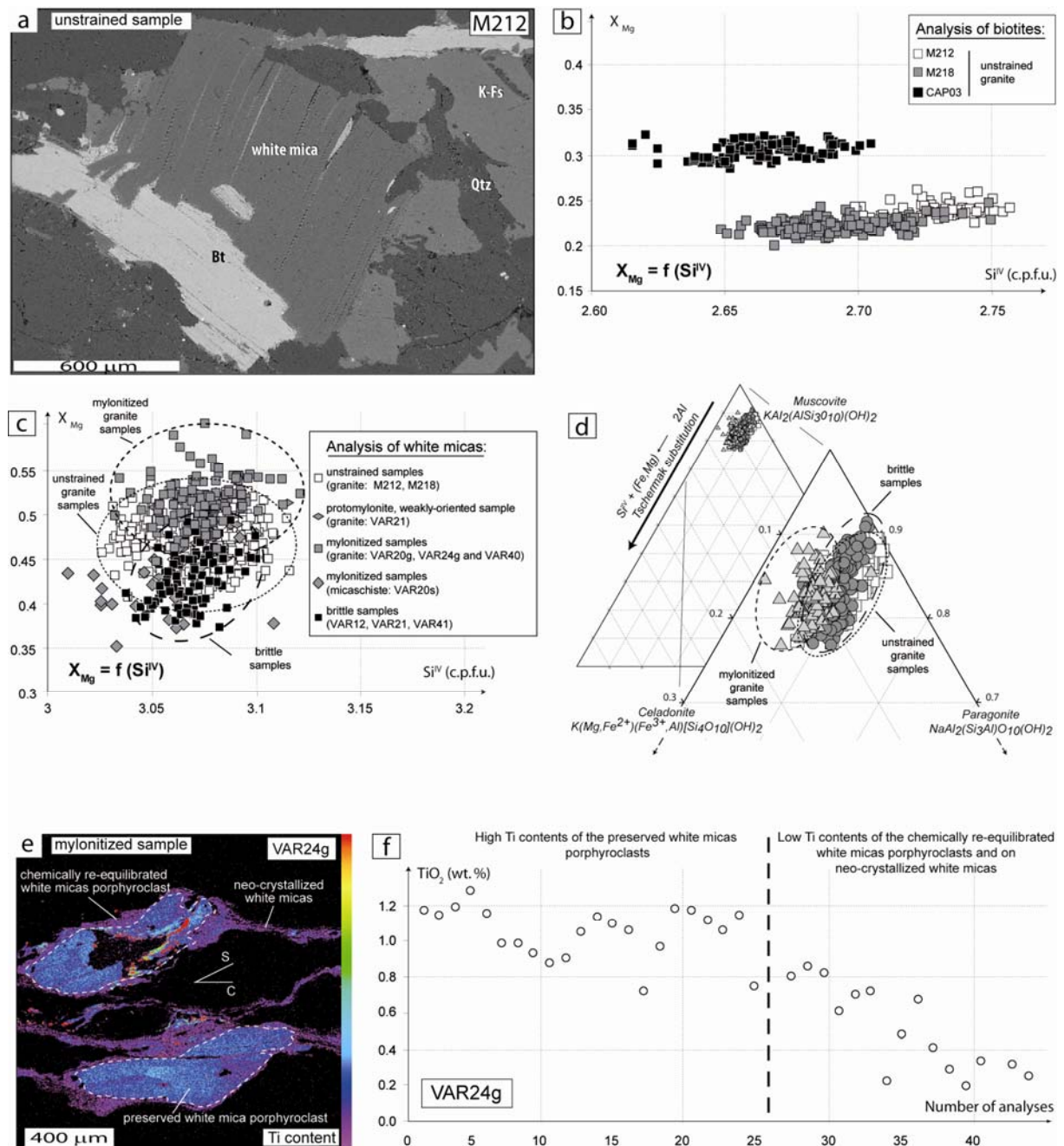


Figure 7. Main results of the mineral habits and chemical compositions. (a) BSE (Back Scattered Electron) picture of a thin-section within the sample M212, illustrating a medium-grained isotropic texture of the white micas and biotites in magmatic specimens used for the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ conventional analyses. Note the partial disequilibrium of the edge and cleavage of the biotite grain. (b) Variation of X_{Mg} vs. Si^{IV} contents in biotites deduced from the dated samples. Only biotites from unstrained granite have been analyzed. (c) Variation of X_{Mg} vs. Si^{IV} contents in white micas deduced from the dated samples. Analyses of white micas belonging to the main deformation stages (i.e. unstrained, ductile/ductile-brittle, and brittle)

had been done. (d) Ternary composition plots for white micas belonging to unstrained (white squares), mylonitized (grey triangles) and brittle (grey circles) samples. (e) X-ray map from microprobe survey of Ti contents for the sample VAR24g. S and C correspond to the foliation plane and shear plane, respectively. (f) EMPA quantitative analyses showing Ti variations in the above-described textures of with micas in sample VAR24g.

EPMA analyses were carried out on thin sections corresponding to each samples used for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. Figure 7 displays the results obtained on biotites and on the above-mentioned generations of white micas. Analyses of biotites from the samples M212, M218 and CAP03 isotropic granites display Si^{IV} contents ranging from 2.60 to ca. 2.76 c.p.f.u. (Figure 7b). Samples M212 and M218 yield similar range of X_{Mg} contents of the order of 0.20-0.25, sample CAP03 gives higher X_{Mg} contents (~0.28-0.33; see Figure 7b). Intra-sample X_{Mg} variations might be explained by partial chloritization (Figure 7a). In contrast inter-sample variations, in so far as chloritization can not be evidenced by chemical data (e.g., K_2O vs. X_{Mg}), seem to rather highlight the overall chemical zoning of the massif [*Le Métour*, 1978; *Carron et al.*, 1994; *Augier et al.*, 2010 in press]. At the first order, white micas analyses of all samples plot in a rather narrow range of composition as exemplified by Si^{IV} contents ranging from 3.03 to ca. 3.12 c.p.f.u. (e.g., X_{Mg} vs. Si^{IV} diagram, Figure 7c). In detail, despite a partial overlap, peculiar compositions can be related to the different generation of white mica identified on textural grounds (Figure 7c and 7d). For rather stable Si^{IV} contents, while unstrained granite samples yield X_{Mg} contents ranged between ~0.40 and ~0.54, mylonitized samples present higher values (~0.45-0.60), and brittle samples lower values (~0.37-0.51); weakly oriented granite yielding intermediate values. As it reflects different bulk composition, compositions of mylonitized micaschists fall out of this repartition. In parallel, unstrained granite contain paragonite-rich white micas, evolving to paragonite-poor, celadonite-rich white micas in the deformed samples (Figure 7d). Conversely, brittle samples are characterised by higher paragonite content. As Tschermak substitution ($[\text{K}(\text{Mg},\text{Fe}^{2+})(\text{Fe}^{3+},\text{Al})[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2] - [\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2]$) is generally attributed to a P increase, the composition evolution from mylonitized to brittle samples can be interpreted to a slight decrease of P.

In the case of mylonitized sample, X-ray maps (e.g., Ti map in Figure 7e) revealed inter- as well as intra-grain chemical variations strengthened by EMPA quantitative analyses (Figure 7f). High Ti-content preserved white mica porphyroclasts (amounting stable 0.8 to 1.2 wt% contents) are mantled by low-Ti zones, similar to synkinematic aggregates white micas

aligned in the shear planes (from around 0.8 down to 0.1 wt%). This rather argues for a neo-crystallization of white micas along the shear plane and chemical re-equilibration of the inherited magmatic porphyroclast during the ductile shearing.

2.5.2.2 $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ results

We first present the results of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ conventional experiments, given as age spectra in Figure 8, followed by the results of *in situ* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. Location of the white mica ablated surfaces and related *in situ* ages results are shown on high-resolution images of the stubs in Figure 9. Complete results of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ experiments are reported on Figure 10 and Table 2.

Hereafter, we consider that a significant plateau age is defined by several criteria: (a) a plateau region should be constituted by a series of adjacent steps (at least three steps) that together comprise more than 50% of the total ^{39}Ar released, (b) the individual fraction ages must agree within 2σ uncertainties with the plateau age segment, (c) one individual fraction of the plateau must comprise more than 3% of the ^{39}Ar released.

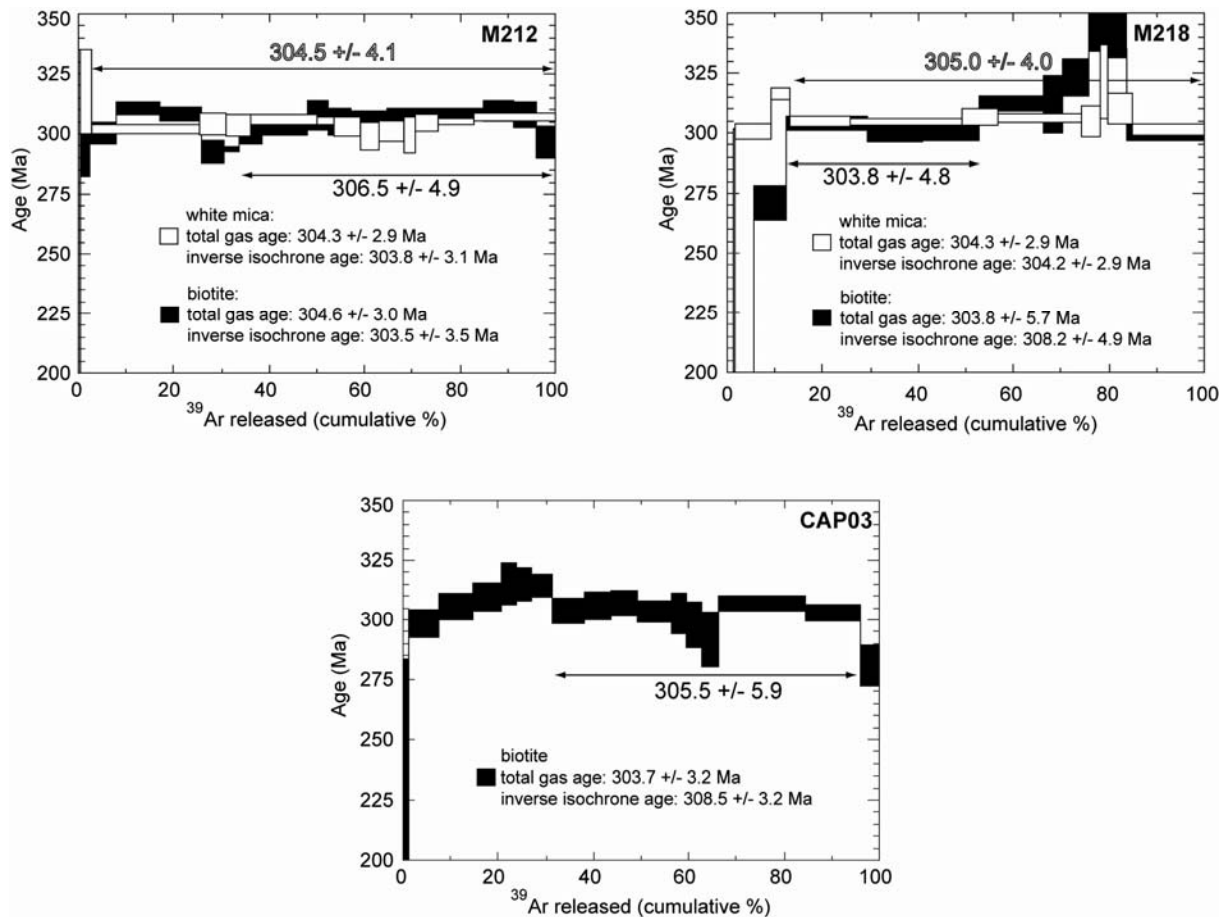


Figure 8. Results of the conventional $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis performed on white micas and biotites of unstrained samples (see location on Figure 1b), and when valid, plateau ages segment of age spectra (relative uncertainties to 1σ). Total gas and inverse isochrone ages, as well as the main statistical parameters are given Table 2.

For biotites, only two age spectra display significant plateau segments considering the criteria reported above. Samples M212 and CAP03 yield consistent plateaus ages, respectively of 306.5 ± 4.9 Ma and 305.5 ± 5.9 Ma for 66 % and 65 % of the ^{39}Ar released, in agreement with their total gas ages. The age two spectra show evidences of several disturbances, probably caused by partial chloritization of biotite and recoil phenomena during irradiation [Lo and Onstott, 1989]. Sample M218 shows a more disturbed age spectrum with evidences of argon loss at the beginning of outgassing and excess argon at high experimental temperature. Three fractions give a short plateau-like segment of 303.8 ± 4.8 Ma that is similar to the total gas age of this biotite grain and that of co-existing white mica (Figure 8).

For white micas, the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ spectra of samples M212 and M218 show simple and very well developed plateaus that yield consistent ages, respectively 304.5 ± 4.1 Ma and 305.0 ± 4.0 Ma

for 96 % and 87 % of the ^{39}Ar released (Figure 8). These plateau ages are consistent with their respective total gas ages.

In situ ages are displayed on Figure 9, Figure 10 and Table 2. Those with error brackets greater than 10 Ma are not considered in the following discussion since they generally result from a low volume of argon released during laser ablation. Sample VAR20g yields ages ranging from 304.5 ± 5 Ma to 295.4 ± 7.6 Ma, with no significant variations between the different mica generations recognized on textural and chemical grounds. Inset of picture A (Figure 9) shows that the age of the tips (i.e. 300.3 ± 3.1 Ma) overlaps with the ages of the core (i.e. 303.8 ± 2.7 Ma and 304.5 ± 5 Ma) which indicates whether that shearing occurred during cooling of the granite or that shearing promoted a complete resetting of the original magmatic micas. For the VAR24g mylonite the calculated ages are similar within the errors and range from 303.6 ± 4.9 Ma to 297.0 ± 1.8 Ma, even if white micas belonging to the foliation planes tend to be older than those belonging to the shear planes (Figure 9B). For the mylonitized micaschist sample VAR20s, *in situ* ages range from 303.2 ± 4.3 Ma to 297.9 ± 2.9 Ma. They are all similar within the errors, yet micas that occur along or close to the shear planes, have a slight tendency to be younger (see Figure 9C). A control conventional $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis was performed on a white mica from the weakly oriented granite (i.e. protomylonite) VAR21 from the SSZ mylonite belt (see location on Figure 1b, 1c and on Figure 10). The data displays a disturbed age spectrum (Figure 9D) characterized by a total gas age 298.1 ± 2.9 Ma, which is significantly younger than mica ages reported above for the unstrained granitic bodies.

For the ductile-brittle sample VAR40, the calculated ages again show a small scattering from 302.7 ± 2.2 Ma to 298.4 ± 2.5 Ma. *In situ* analyses for the brittle samples VAR41, VAR12, and VAR21 give the same age range from 302.9 ± 2.3 Ma to 296.9 ± 3.4 Ma.

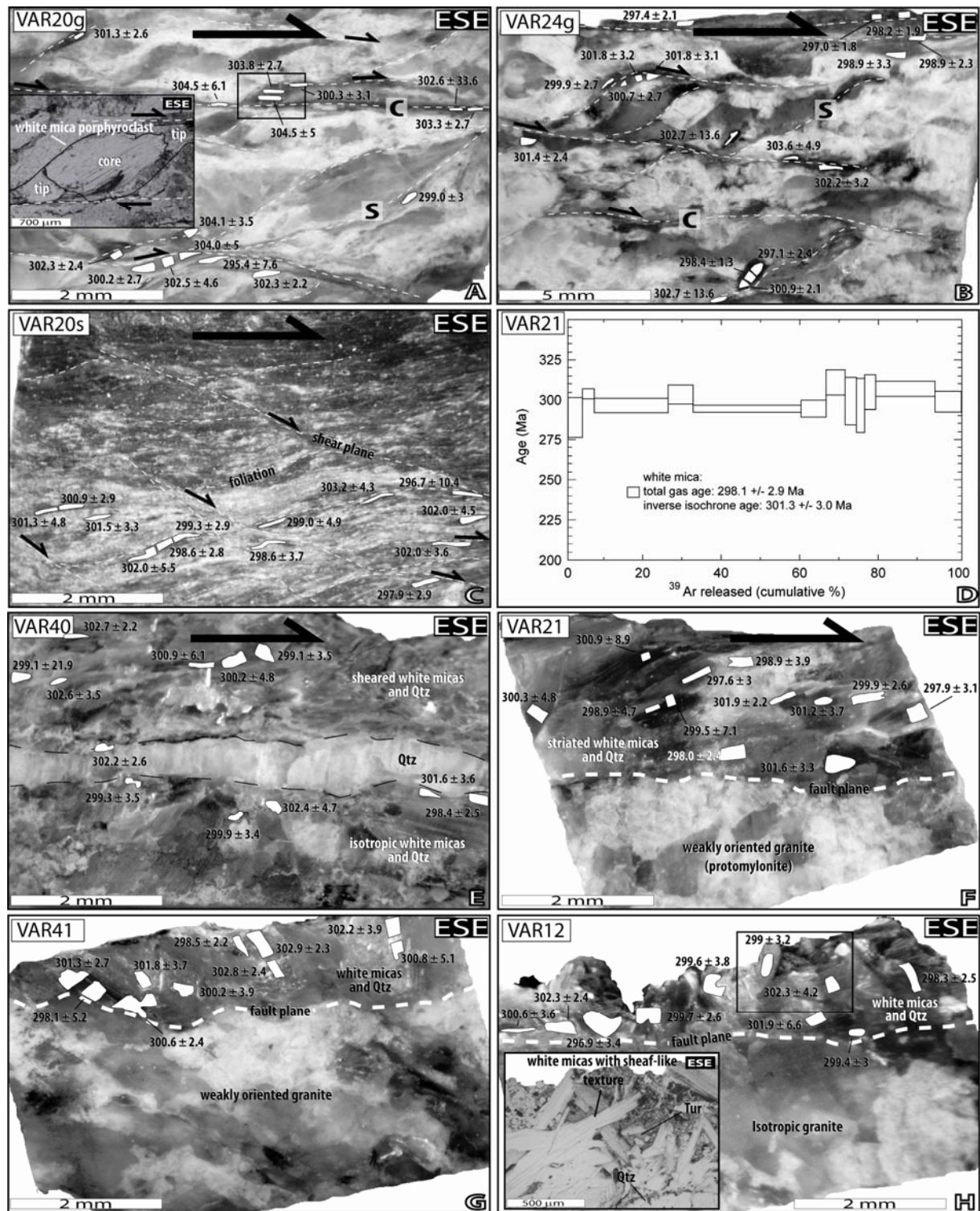


Figure 9. Results of the conventional and *in situ* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis performed on strained rocks with relative uncertainties to 1σ . Structural location of the samples is indicated on map-view (Figure 1b) and on a cross-section (Figure 1c). For *in situ* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses, pictures of the whole irradiated stubs are presented and white areas correspond to the ablated surface of white micas from which argon was extracted. Corresponding $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ apparent ages in Ma are given with uncertainties of 1σ . Pictures A, B and C illustrate the ductile stage and are all

issued from the SSZ mylonites; (C) being the picture of mylonitized micaschists (VAR20s) from the Intermediate Unit. (D) Conventional age spectrum of a protomylonite sample VAR21 picked on the SSZ surrounding belt as a control-sample. Pictures F, G and H illustrate the brittle stage while picture E (sample VAR40) illustrates a part of a mica-rich localized shear band of ductile-brittle character. An example of such ductile structures is displayed in Figure 2D in the station 01 (see location on Figure 5).

Table 2.

Step	40/39	38/39	37/39	36/39 (10 ⁻³)	F39Ar released	40* (%)	40*/39K	Age (Ma)	+/- 1σ (Ma)
M212 white mica J= 0.009621 Total gas age : 304.3 +/- 2.9 Inverse isochrone age : 303.8 +/- 3.1 (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar = 358.7 +/- 73.8 MSWD = 0.54)									
1	32.407	0.000	0.0198	42.271	0.34	61.41	19.90	316.07	70.86
2	22.308	0.049	0.0215	41.220	0.57	45.34	10.11	167.52	118.29
3	22.392	0.011	0.0000	6.455	2.94	91.41	20.47	324.31	10.70
4	19.863	0.009	0.0000	3.131	25.50	95.26	18.92	301.73	1.76
5	19.691	0.011	0.0000	2.021	31.15	96.89	19.08	304.02	4.60
6	19.444	0.010	0.0000	1.318	36.14	97.92	19.04	303.45	4.30
7	19.661	0.010	0.0017	1.472	49.94	97.71	19.21	305.96	2.23
8	19.197	0.010	0.0000	0.000	53.67	99.92	19.18	305.53	1.59
9	19.257	0.009	0.0013	0.849	59.12	98.62	18.99	302.74	4.04
10	19.512	0.014	0.0003	2.552	63.05	96.06	18.74	299.08	5.94
11	19.362	0.008	0.0000	1.537	68.23	97.57	18.89	301.29	4.30
12	19.242	0.008	0.0034	1.567	70.65	97.51	18.76	299.40	7.37
13	19.441	0.009	0.0000	1.016	75.52	98.38	19.13	304.71	3.44
14	19.181	0.010	0.0000	0.000	82.94	99.92	19.17	305.30	1.29
15	19.776	0.011	0.00153	1.683	100.00	97.41	19.26	306.73	1.65
M212 biotite J= 0.009562 Total gas age : 304.6 +/- 3.0 Inverse isochrone age : 303.5 +/- 3.5 (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar = 361.2 +/- 87.3 MSWD = 2.76)									
1	33.400	0.043	0.0000	71.308	0.57	36.87	12.31	200.81	41.41
2	20.217	0.023	0.0000	5.605	2.46	91.73	18.54	294.51	12.17
3	19.799	0.022	0.0000	2.828	7.85	95.70	18.95	300.40	4.60
4	19.676	0.022	0.0000	0.029	17.20	99.88	19.65	310.65	2.73
5	19.781	0.019	0.0034	0.968	25.92	98.48	19.48	308.15	2.93
6	18.516	0.019	0.0000	0.288	30.65	99.46	18.41	292.60	5.00
7	18.506	0.019	0.0000	0.000	33.68	99.92	18.49	293.71	1.15
8	19.672	0.020	0.0019	2.280	38.37	96.50	18.98	300.91	5.15
9	19.453	0.022	0.0000	1.158	48.19	98.16	19.10	302.55	2.82
10	19.583	0.020	0.0000	0.371	52.29	99.36	19.46	307.83	5.96
11	19.692	0.025	0.0000	1.395	57.14	97.83	19.26	305.01	5.47
12	19.492	0.021	0.0000	0.417	64.53	99.29	19.35	306.32	3.50
13	19.608	0.018	0.0000	0.360	85.06	99.38	19.49	308.25	2.50
14	19.682	0.022	0.0024	0.300	91.13	99.47	19.58	309.58	4.20
15	19.632	0.022	0.0027	0.458	96.06	99.23	19.48	308.17	5.25
16	19.752	0.020	0.0096	3.551	100.00	94.61	18.69	296.61	6.50
M218 white mica J= 0.00972 Total gas age : 304.3 +/- 2.9 Inverse isochrone age : 304.2 +/- 2.9 (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar = 298.8 +/- 8.6 MSWD = 1.27)									
1	33.721	0.209	0.0000	112.960	0.14	1.0	0.33	5.71	205.01
2	24.132	0.024	0.0000	1.453	1.09	98.2	23.69	373.82	23.20
3	23.157	0.021	0.0000	22.741	1.78	70.9	16.42	267.17	34.26
4	20.567	0.013	0.0000	6.467	9.09	90.6	18.64	300.41	3.24
5	19.725	0.012	0.0000	0.000	13.26	99.9	19.71	316.21	2.22
6	19.174	0.013	0.0000	0.732	25.90	98.8	18.94	304.89	2.11
7	19.129	0.014	0.0000	0.620	49.23	99.0	18.93	304.71	1.37
8	19.746	0.013	0.0000	3.069	56.83	95.3	18.82	303.13	4.60
9	19.818	0.014	0.0090	2.599	74.11	96.0	19.04	306.26	1.89
10	19.068	0.014	0.0480	0.414	78.13	99.3	18.93	304.77	6.46
11	24.116	0.013	0.0600	13.663	79.85	83.2	20.07	321.49	15.48
12	34.13	0.021	0.0580	50.210	85.06	56.5	19.28	309.92	6.43
13	25.058	0.016	0.0290	21.418	100.00	74.7	18.72	301.53	2.38
M218 biotite J= 0.00972 Total gas age : 303.8 +/- 5.7 Inverse isochrone age : 308.2 +/- 4.9 (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar = 282.3 +/- 6.6 MSWD = 6.00)									
1	2000.143	1.409	0.4552	6679.820	0.98	1.31	26.28	410.44	441.76
2	111.989	0.127	0.1773	332.963	5.51	12.14	13.60	223.96	20.63
3	41.009	0.051	0.1363	82.345	12.16	40.65	16.67	270.96	7.01
4	25.443	0.038	0.0140	22.175	29.19	74.19	18.88	303.90	3.05
5	23.192	0.036	0.0231	15.473	41.02	80.22	18.61	299.89	3.79
6	23.192	0.036	0.0231	15.322	52.84	80.42	18.65	300.56	3.78
7	22.244	0.039	0.0024	9.424	66.42	87.41	19.44	312.30	3.31
8	20.994	0.032	0.0378	5.283	70.12	92.50	19.42	311.96	11.87
9	22.402	0.035	0.0134	7.432	75.66	90.13	20.19	323.28	7.79
10	23.356	0.040	0.0275	5.690	79.78	92.74	21.66	344.72	10.72
11	23.588	0.035	0.0759	6.854	83.83	91.37	21.55	343.15	11.81
12	22.385	0.033	0.0235	12.633	100.00	83.26	18.64	300.39	3.56

Table 2. (continued)

Step	40/39	38/39	37/39	36/39 (10 ⁻³)	F39Ar released	40* (%)	40*/39K	Age (Ma)	+/- 1σ (Ma)
CAP03 biotite J= 0.009621 Total gas age : 303.7 +/- 3.2 Inverse isochrone age : 308.5 +/- 3.2 (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar = 195.8 +/- 50.2 MSWD = 1.22)									
1	21.187	0.047	0.0000	21.397	1.08	70.08	14.85	240.91	42.89
2	20.471	0.051	0.0000	5.953	7.70	91.33	18.70	298.41	5.82
3	20.022	0.050	0.0000	2.774	14.74	95.83	19.19	305.61	5.45
4	19.675	0.036	0.0000	0.645	20.64	98.95	19.47	309.74	5.83
5	20.247	0.054	0.0021	1.284	23.90	98.05	19.85	315.34	8.75
6	19.840	0.051	0.0000	0.000	27.16	99.92	19.82	314.93	6.83
7	19.803	0.054	0.0017	0.000	31.27	99.92	19.79	314.40	4.85
8	19.804	0.041	0.0000	2.486	38.09	96.21	19.05	303.67	5.42
9	19.673	0.055	0.0000	1.516	43.75	97.64	19.21	305.95	5.80
10	19.647	0.055	0.0000	1.227	49.41	98.07	19.27	306.82	5.20
11	19.390	0.050	0.0000	1.141	56.22	98.18	19.04	303.43	4.49
12	19.322	0.051	0.0076	1.091	59.34	98.25	18.98	302.65	8.49
13	19.403	0.044	0.0078	2.440	62.62	96.21	18.67	297.99	9.68
14	19.465	0.046	0.0050	4.030	66.28	93.80	18.26	291.96	11.38
15	19.284	0.061	0.0027	0.000	84.46	99.92	19.27	306.82	3.26
16	19.646	0.053	0.0047	2.119	96.02	96.74	19.00	302.94	3.70
17	19.976	0.037	0.0217	8.303	100.00	87.65	17.51	280.87	8.36
VAR21 white mica J= 0.009621 Total gas age : 298.1 +/- 2.9 Inverse isochrone age : 301.3 +/- 3.0 (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar = 176.9 +/- 40.4 MSWD = 0.82)									
1	20.076	0.015	0.0012	6.485	3.09	90.38	18.14	290.27	8.53
2	18.862	0.009	0.0000	0.000	5.63	99.92	18.65	300.62	2.21
3	19.378	0.011	0.0018	2.982	29.95	95.37	18.48	295.25	3.17
4	19.491	0.010	0.0022	2.250	11.59	96.51	18.81	300.09	3.95
5	19.320	0.011	0.0028	3.073	56.94	95.22	18.40	294.00	1.57
6	19.232	0.012	0.0068	2.729	62.29	95.73	18.41	294.21	3.78
7	19.209	0.014	0.0000	0.125	71.30	99.73	19.16	305.16	5.24
8	19.045	0.018	0.0000	1.374	73.71	97.79	18.62	297.34	10.17
9	19.209	0.014	0.0103	2.347	75.57	96.31	18.50	295.53	11.24
10	19.140	0.008	0.0000	0.851	78.16	98.61	18.87	301.01	7.29
11	19.036	0.010	0.0017	0.081	93.35	99.79	19.00	302.83	3.18
12	18.975	0.011	0.0000	1.162	100.00	98.11	18.62	297.23	4.63
Number of analyse	40/39	38/39	37/39	36/39 (10 ⁻³)	F39Ar released	40* (%)	40*/39K	Age (Ma)	+/- 1σ (Ma)
Var20g white mica J= 0.009665									
1	38.269	0.038	0.0000	65.500	0.61	49.38	18.90	302.64	33.61
2	19.657	0.015	0.0177	2.360	12.48	96.38	18.95	303.35	2.69
3	19.778	0.020	0.0000	2.510	15.50	96.17	19.02	304.45	6.15
4	20.495	0.014	0.0094	4.935	22.28	92.81	19.02	304.48	5.00
5	19.889	0.012	0.1235	3.082	28.93	95.39	18.97	303.76	2.68
6	18.896	0.012	0.0204	0.478	36.24	99.18	18.74	300.33	3.16
7	19.593	0.015	0.1435	1.992	43.18	96.97	19.00	304.18	3.50
8	18.890	0.012	0.0000	0.000	50.39	99.92	18.87	302.30	2.24
9	21.046	0.021	0.0000	8.875	52.97	87.46	18.41	295.41	7.60
10	20.800	0.017	0.0731	6.102	57.47	91.28	18.99	303.97	4.96
11	20.841	0.019	0.0506	6.576	62.83	90.62	18.89	302.48	4.51
12	19.985	0.023	0.0194	4.195	73.90	93.73	18.73	300.20	2.65
13	19.035	0.014	0.0000	0.782	83.44	98.70	18.79	301.03	2.37
14	19.573	0.013	0.0000	2.548	91.77	96.07	18.80	301.27	2.62
15	19.513	0.014	0.0000	2.868	100.00	95.58	18.65	298.99	2.99
Var24g white mica J= 0.009665									
1	18.869	0.013	0.0000	1.252	9.52	97.96	18.48	296.52	1.70
2	18.623	0.014	0.0000	1.068	19.56	98.22	18.29	293.68	1.52
3	18.587	0.015	0.0281	0.100	26.96	99.77	18.54	297.42	2.15
4	18.560	0.014	0.0000	0.074	32.66	99.80	18.52	297.10	2.45
5	18.799	0.013	0.0000	0.000	38.73	99.92	18.78	300.96	2.18
6	18.625	0.011	0.0000	0.000	47.09	99.92	18.61	298.39	1.35
7	19.660	0.000	0.8676	6.935	47.33	89.83	17.67	284.45	49.83
8	21.791	0.031	0.0000	11.200	48.21	84.74	18.47	296.26	12.40
9	19.021	0.013	0.0000	1.867	55.74	97.02	18.45	296.09	2.19
10	19.339	0.011	0.0898	1.644	61.17	97.44	18.85	301.87	3.06
11	19.436	0.014	0.1364	2.008	66.62	96.92	18.84	301.78	3.19
12	19.364	0.012	0.0177	1.972	72.61	96.92	18.77	300.72	2.70
13	19.000	0.013	0.0193	1.766	78.59	97.18	18.46	296.25	2.50
14	18.984	0.013	0.0186	1.722	83.31	97.24	18.46	296.20	3.09
15	18.822	0.013	0.0053	0.791	90.07	98.68	18.57	297.85	2.21
16	19.338	0.012	0.0312	1.547	95.96	97.57	18.87	302.21	3.24
17	20.186	0.017	0.0000	4.097	98.91	93.92	18.96	303.56	4.91
18	29.104	0.022	0.0000	34.469	100.00	64.95	18.90	302.72	13.65

Table 2. (continued)

Number of analyse	40/39	38/39	37/39	36/39 (10 ⁻³)	F39Ar released	40* (%)	40*/39K	Age (Ma)	+/- 1σ (Ma)
Var20s white mica J= 0.009665									
1	19.122	0.012	0.0000	0.848	6.60	98.61	18.86	302.03	4.49
2	19.765	0.013	0.0000	3.023	13.33	95.40	18.86	302.03	3.57
3	19.897	0.015	0.0000	3.194	21.12	95.18	18.94	303.23	4.33
4	19.439	0.016	0.0000	2.607	27.11	95.96	18.65	299.03	4.98
5	19.132	0.015	0.0000	1.511	37.36	97.58	18.67	299.27	2.92
6	18.751	0.015	0.0000	0.381	48.02	99.32	18.62	298.59	2.78
7	19.394	0.017	0.0000	1.769	57.49	97.22	18.86	302.02	5.49
8	19.688	0.011	0.0000	2.881	65.74	95.60	18.82	301.52	3.33
9	19.459	0.014	0.0000	2.250	74.43	96.50	18.78	300.88	2.89
10	20.296	0.017	0.1009	5.022	79.96	92.65	18.81	301.28	4.84
11	20.232	0.017	0.0000	5.396	87.22	92.04	18.62	298.58	3.70
12	18.911	0.013	0.0000	1.072	97.31	98.24	18.58	297.93	2.93
13	25.682	0.026	0.0000	24.278	100.00	72.00	18.49	296.66	10.40
Var40 white mica J= 0.009665									
1	19.624	0.015	0.0029	2.642	7.63	95.94	18.83	301.61	3.57
2	20.366	0.014	0.0388	5.902	16.64	91.37	18.61	298.40	2.49
3	19.316	0.017	0.0000	2.139	22.30	96.65	18.67	299.26	3.47
4	20.085	0.017	0.0000	4.065	29.42	93.94	18.87	302.21	2.64
5	20.172	0.014	0.0000	4.325	33.94	93.59	18.88	302.36	4.73
6	19.464	0.014	0.0000	2.493	45.13	96.14	18.71	299.90	3.41
7	19.752	0.016	0.0000	3.659	54.40	94.45	18.66	299.06	3.54
8	19.514	0.016	0.0000	2.602	59.96	95.98	18.73	300.16	4.76
9	23.762	0.017	0.0000	16.789	65.42	79.06	18.79	300.99	6.10
10	19.490	0.013	0.1071	1.967	79.41	96.98	18.90	302.71	2.21
11	18.599	0.009	0.8367	0.000	86.96	99.92	18.66	299.08	21.91
12	22.564	0.016	0.0895	12.380	100.00	83.75	18.90	302.65	3.52
Var21 white mica J= 0.009665									
1	18.827	0.014	0.1867	0.835	12.74	98.68	18.58	297.96	3.17
2	19.320	0.017	0.0367	0.845	22.76	98.64	19.06	301.99	2.20
3	19.260	0.014	0.0000	2.027	31.45	96.81	18.65	298.91	3.95
4	18.600	0.013	0.0000	0.000	39.99	99.92	18.58	298.02	2.42
5	18.961	0.011	0.0000	0.083	53.37	99.79	18.92	299.98	2.60
6	18.954	0.011	0.0000	0.465	61.14	99.19	18.80	301.22	3.71
7	18.847	0.016	0.0000	0.000	68.05	99.92	18.83	301.66	3.28
8	19.148	0.013	0.0000	1.341	74.98	97.85	18.74	300.26	4.78
9	18.804	0.013	0.0000	0.785	86.68	98.68	18.56	297.60	3.02
10	19.677	0.012	0.3530	3.083	89.42	95.42	18.78	300.92	8.86
11	19.857	0.013	0.0020	3.904	93.04	94.11	18.69	299.55	7.09
12	20.388	0.012	0.1014	5.859	100.00	91.47	18.65	298.99	4.77
Var41 white mica J= 0.009665									
1	19.497	0.014	0.0000	2.282	9.29	96.46	18.81	301.30	2.72
2	19.565	0.017	0.0000	3.242	18.29	95.02	18.59	298.12	5.23
3	19.086	0.012	0.0000	1.056	27.35	98.28	18.76	300.58	2.44
4	19.151	0.012	0.0000	0.747	39.46	98.77	18.92	302.90	2.34
5	19.057	0.012	0.0000	0.446	52.09	99.23	18.91	302.81	2.36
6	19.180	0.012	0.0000	0.992	59.44	98.39	18.87	302.25	3.90
7	19.451	0.021	0.0000	2.243	68.35	96.51	18.77	300.79	5.07
8	19.195	0.011	0.0000	1.159	74.18	98.13	18.84	301.75	3.72
9	19.035	0.011	0.0242	0.988	83.75	98.39	18.73	300.17	3.95
10	19.403	0.013	0.0027	2.611	100.00	95.94	18.62	298.49	2.18
Var12 white mica J= 0.009561									
1	19.397	0.012	0.0000	1.029	5.52	98.35	19.08	302.26	4.18
2	19.029	0.014	0.2401	0.440	17.14	99.33	18.90	299.74	2.59
3	19.234	0.013	0.0240	1.735	28.94	97.26	18.71	296.87	3.36
4	19.312	0.014	0.0000	0.727	42.38	98.81	19.08	302.32	2.43
5	19.917	0.011	0.0800	3.720	54.35	94.43	18.81	298.35	2.54
6	19.538	0.013	0.4308	2.258	63.31	96.67	18.89	299.58	3.77
7	20.221	0.015	0.3464	4.315	73.51	93.75	18.96	300.56	3.60
8	19.548	0.014	0.0000	2.290	84.45	96.46	18.86	299.03	3.20
9	19.212	0.012	0.0605	1.089	92.77	98.27	18.88	299.39	4.01
10	20.915	0.016	0.5197	6.410	100.00	91.06	19.05	301.87	6.60

Table 2. Complete results of conventional and *in situ* ⁴⁰Ar/³⁹Ar analyses. For each sample reported are the J factor, the isotopic ratios and the apparent calculated ages in Ma with the corresponding errors (1σ). Additionally, for each conventional analysis, the total gas and inverse isochrone ages are given with the corresponding statistical parameters.

2.6 Discussion and conclusions

2.6.1 Evidence for an homoaxial stretching continuum

Structural analysis of ductile ductile-brittle and brittle structures of the footwall of a major extensional shear zone demonstrate the consistency of WNW-ESE stretching during the extensional collapse of the Variscan crust and the progressive evolution of structures from ductile to brittle. Three main steps have been recognized in this study (Figure 10).

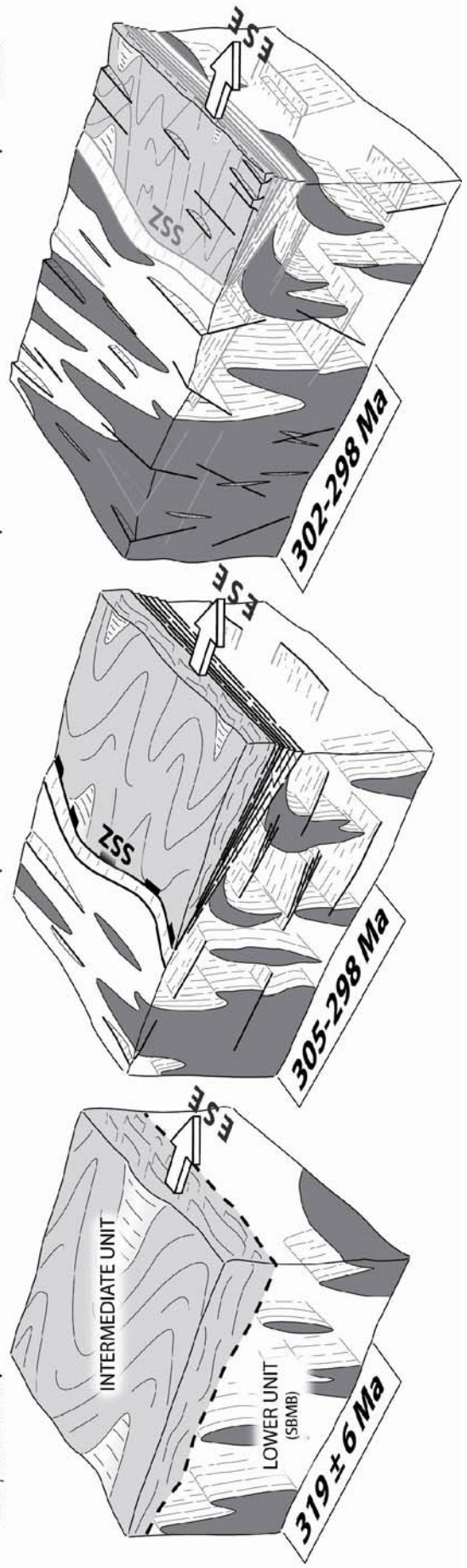
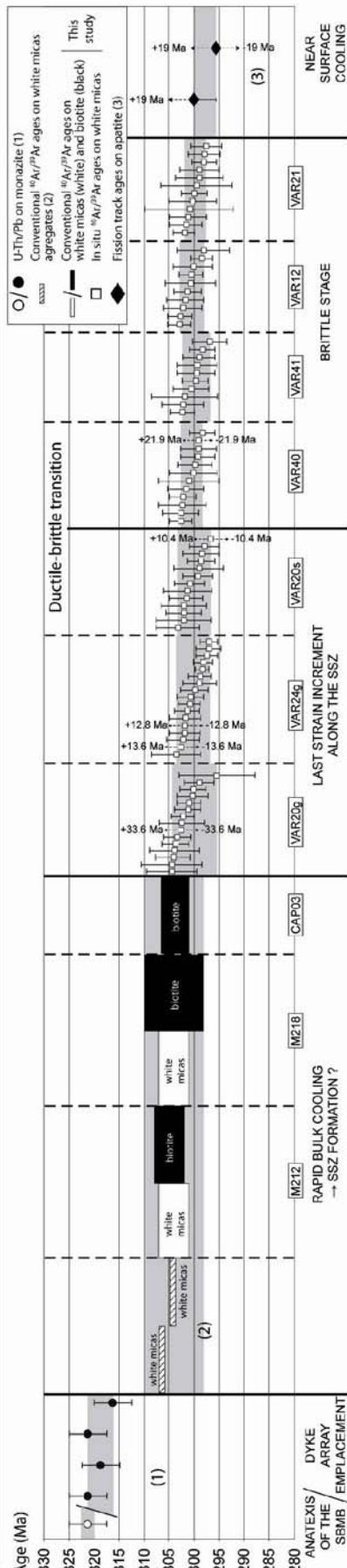
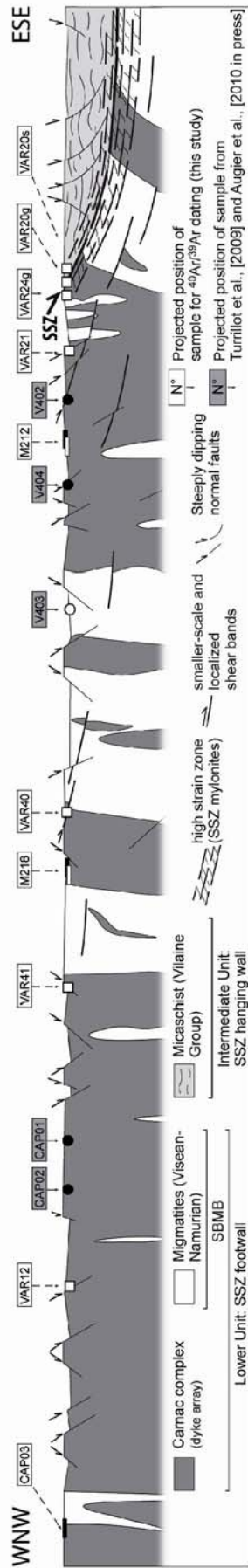


Figure 10. Summary of the structural and the age data dating distinctive deformational stages and a probable scenario for the exhumation of the SBMB in the late-orogenic setting of the Variscan crust. From top-to-bottom presented are: (i) a synthetic cross-section (not to scale) reminding the structural relationships between the main structures encountered in the study area (position of the dated samples is indicated on the cross-section); (ii) the integration of new conventional and *in situ* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results from the geochronological analysis into the available geochronological data set. Additional geochronological data from the study area were taken from (1) *Turrillot et al.*, [2009] and *Augier et al.*, [2010 in press], (2) *Brown and Dallmeyer* [1996] and (3) *Carpena et al.*, [1979]; (iii) sketches that present a possible scenario for the progressive exhumation of the SBMB coeval, for a part, with the strain localization over the SSZ.

The first step, which is the first unambiguous insight for extensional tectonics, is the emplacement of the dyke swarm issued from the Carnac magmatic complex. The overall geometry of the Carnac complex is characterized by a very lowly scattered striking dyke swarm around a NNE-SSW direction ($\sim\text{N}25^\circ\text{E}$, Figure 3a) and by pluton apexes adopting the same orientation (Figure 1b). Poles to dyke plans are thus scattered around the principal stretch direction (λ_1) defined by the regional WNW-ESE lineation; (λ_2) and (λ_3) axis being not constrained. Furthermore, some of these dykes show internal fabrics and compositional zoning that are consistent with progressive dyke growth during WNW-ESE stretching; some being subsequently sheared. Dyke intrusions thus contribute to the WNW-ESE stretching of the crust. These dykes mostly crosscut at right angle the fabrics of the SBMB. Consequently, P-T conditions of their emplacement are not directly known and post-date i) partial melting whose conditions have been estimated around ~ 4 kbars or less and $700\text{-}720^\circ\text{C}$ and ii) the crossing of the migmatite solidus at ~ 3.5 kbars and 660°C [*Brown and Dallmeyer*, 1996; *Marchildon and Brown*, 2003]. However, a progressive transition from fuzzy boundary discordant leucosomes to the later “true” discordant granite dykes have been proposed for the latest evolution of the SBMB [*Marchildon and Brown*, 2003; *Brown*, 2005] highlighting i) the genetic relationships between the SBMB and the Carnac complex and then ii) the emplacement P-T conditions.

In a second step, most of ductile strain concentrated along the SSZ. Low-strain zones in the core of the Lower unit are characterized by a rather coaxial component that thus evolves toward the SSZ to a clearly non-coaxial top-to-the-ESE flow. There, strain is particularly intense and occurs as a clear gradient over 300 to 600 m thick mylonite zone. Stretching

lineation over the strained zone and subordinate structures argue for a perenity of a WNW-ESE regional stretching mostly accommodated by the SSZ (Figure 10) where strain accumulates. Deformation in the SSZ hanging wall, while poorly expressed is structurally and kinematically consistent, since part of the normal faults seems to listrically bend down on the SSZ. Total amount of displacement along the SSZ that may have been large, remains unknown as metamorphic contrast between both units appear at least partly inherited [see *Triboulet and Audren, 1985, 1988; Brown and Dallmeyer, 1996; Marchildon and Brown, 2003; Johnson and Brown, 2004; Augier et al., 2010 in press*]. The SSZ thus can be regarded as a reactivated contact.

During a last step, numerous arguments were recognized as demonstrative of a subsequent brittle stage. Thus, highly pervasive network of steeply-dipping meso- to small-scale fault planes is particularly developed and crosscut ductile structures (Figure 10). Some low-angle localized shear bands are reactivated under ductile-brittle or even pure brittle conditions. The consistency of tensors computed from normal fault sets, whatever the distance to the SSZ, is in good agreement with their interpretation in terms of stress. Inversion yielded the whole reduced stress ellipsoid characterized by a consistent horizontal WNW-ESE σ_3 axis and a vertical σ_1 axis (Figure 5) compatible with the abundant NNE-SSW vertical veins and joints (Figure 6).

The overall WNW-ESE stretching first evidenced by the structural features of the late-migmatitic dyke swarm emplaced at depth last until the complete exhumation of the SBMB under brittle conditions during a same extensional event. Crustal behaviour thus evolves from non-localizing bulk rheology during stretching inception at the end of the migmatite evolution to intense strain localisation over the SSZ at the ductile-brittle transition. Late brittle deformation is characterised by the development of classical steeply-dipping faults displaying conjugate patterns highlighting an evolution toward a more coaxial behaviour. Deduced WNW-ESE stretching direction for the crust thus remains consistent and appears in relative steady state over the late evolution of the SBMB.

2.6.2 Time-constrains on a major extensional event

Timing of deformation has been the focus of numerous studies using the complete spectrum of geochronometers. However, only rare examples provide geochronological data that can be unambiguously interpreted in term of cooling, re-crystallisation and neo-crystallisation

preventing from valuable conclusions. Consequently, time-scales over which a major mylonite zones develop and remain active under ductile conditions as well as their strain rate often remain poorly documented. Age and duration of brittle deformation is also difficult to access and often generally constrained by indirect means such as fission-tracks analysis. So far, the field of duration of geodynamic events – crustal to lithospheric-scale – appears still widely unexplored.

Thanks to the recognition of a precise structural guideline, conventional and *in situ* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ methods have been used to date distinct steps of the above discussed crustal and orogen-scale stretching event, from its inception at depth to its final expression near surface.

Earliest stage of crustal stretching has been recognized as the emplacement of the Carnac complex dyke swarm. EPMA U-Th/Pb method on monazite yielded consistent Late Carboniferous ages at around ~325-313 Ma for granite emplacement (Figure 10). These ages overlap the lower range of partial melting event settled at around ~325-319 Ma and thus confirm the close link between partial melting and magma production [Turrillot *et al.*, 2009]. Conventional $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses of 2 white mica and 3 biotite single grains of unstrained Carnac granite yielded consistent age spectra at $\sim 305 \pm 4$ Ma for white micas and at $\sim 304 \pm 6$ Ma for biotites. In parallel, white mica-bearing mylonites from the SSZ were dated by *in situ* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method particularly appropriate in the case of texturally complex rocks [e.g., Agard *et al.*, 2002; Muller, 2003; Mulch and Cosca, 2004; Augier *et al.*, 2005a]. Textural analysis of the deformed rocks revealed the coexistence of two generations of white micas: i) generally large porphyroclasts of inherited magmatic white micas carried by the foliation planes and ii) small syn-tectonic (i.e. neo-crystallized) white mica aggregates aligned along the shear bands (Figure 7e, 9B and 9C). EPMA analyses thus confirm distinct mineral chemistry for these populations (Figure 7). The data are mostly scattered in a narrow range of apparent ages from ~304 to 298 Ma with a routine 3 Ma error brackets. As the spatial resolution of the laser experiments does not allow an absolute separation of the white mica generations (often closely associated; Figure 7e) under the camera used to select the ablation zones on the rock sections, apparent ages are generally not straightforwardly consistent with the textures (Figure 9). However, these ages are consistent with the conventional age performed on the protomylonite VAR21 (Figure 9) showing a disturbed age spectrum (i.e. alternation of ~304 and ~296 Ma steps). Total gas age thus yield an averaged yet meaningless mixture age of ~298 Ma. At high temperature, – such is the case during the granite cooling – it is generally proposed that the closure of micas for argon isotopic system is controlled by a volume-

diffusion mechanism. According to the closure temperature concept [Dodson, 1973a], radiometric ages represent the time elapsed since the cooling through the closure temperature. This closure temperature of isotopic diffusion for white micas and biotites varies in the narrow range of 450-320°C. It depends on cooling rate, grain size and at first order on textural mineral relationships in deformed samples [Scaillet *et al.*, 1992; Hames and Browring, 1994; Dahl, 1996a; Kirschner *et al.*, 1996; Hames and Cheney, 1997; Villa, 1998; Muller, 2003; Mulch and Cosca, 2004, Augier *et al.*, 2005a]. For the same magmatic body and for samples picked few kilometres apart, the closure temperature concept thus predicts that all white mica should yield the same age and this is not the case. On the contrary, an overall correlation between the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and the finite strain intensity appear unambiguous. This correlation is strengthened by changing mineral compositions. A mean age of ~305 Ma would approximate well the age of the cooling through temperatures required for intra-crystalline retention of radiogenic argon in the different micas. These ages are consistent with the ages of 306.4 ± 0.6 Ma and 303.8 ± 0.6 Ma deduced from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses performed on muscovite concentrates from the core of the SBMB in the Golfe du Morbihan [Brown and Dallmeyer, 1996]. Furthermore, cooling may have been fast as $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses on white mica and biotite yielded similar ages with respects to their error brackets. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages obtained on the mylonites, range from ~304 Ma to ~298 Ma. They are interpreted as successive partial isotopic and chemical re-equilibrations closely linked with deformation on inherited white mica porphyroclats and neo-crystallized white micas (Figure 7e and 7f). Consequently, old apparent ages (~304-302 Ma) may reflect gentle isotopic re-equilibrations of white micas consistent with homogenous cooling ages obtained on unstrained rocks. Younger ages (~300-298 Ma) rather indicate either strong (i.e. total) isotopic re-equilibrations or crystallisation of new white micas as suggested on Figure 7e. It is noteworthy that VAR24g displays relative old ages when concerning (partly re-equilibrated) inherited clasts and younger ages for new formed white mica aggregates. Ductile displacement along the SSZ may stop at around ~298 Ma since no re-opening of isotopic system occurred; formation or initial reactivation of the SSZ remaining unsettled. Strong greenschists retrogression also occur in the SSZ hanging wall as evidenced by ~300-298 Ma ages obtained on mylonites developed at the expense of micaschists (sample VAR20s; see Figure 9C).

Structures formed at the ductile-brittle transition or during later pure brittle conditions are generally difficult to date accurately with isotopic methods because of their relative low-temperature nature and the possible preservation of an inherited age component (e.g., clasts)

[e.g., Gibbons *et al.*, 1996; Eide *et al.*, 1997; Simon-Labric *et al.*, 2009]. Localized and/or reactivated low-angle shear bands as well as steep normal faults both carrying syn-tectonic white mica crystallizations offered the opportunity to explore the late reactivation of ductile features and the formation of brittle faults. To do so, white mica crystallizations have been sampled for *in situ* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses. Data, display apparent ages scattering in the narrow range of ~302-298 Ma (Figure 9). Dated white micas mostly crystallized during displacement along fault planes (e.g., sheaf-like crystallizations into pull-apart area on the fault plane; inset in Figure 2E, Figure 9H); some samples presenting sheared crystallizations. Furthermore, dated white micas cannot be confused with clasts of the host rock; this result being strengthened by unambiguous field observations and a peculiar mineral chemistry (Figure 7c and 7d). As crystallization occurred within or well below the presumed closure temperature domain of muscovite, ages are interpreted as crystallization ages. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages from syn-tectonic white micas issued from ductile-brittle and brittle structures all cluster between ~302-298 Ma, with respect to the error brackets. Significance of this age overlap strongly argues for the dating of the crossing of the ductile-brittle transition. Distinction between granite emplacement and tectonically controlled cooling, re-equilibration and crystallization ages have thus been univocally made. In this study, the successive plurifacial expression of the same single event has been settled in term of structure involved, kinematics and time-constraints. Integration in the regional context will be now described.

2.6.3 Regional scale implications

Upper Carboniferous deformation was previously interpreted as related to nappe emplacement during compressive tectonics. However, more recent studies invoked generalized extension [Gapais *et al.*, 1993; Burg *et al.*, 1994; Colchen and Rolin, 2001; Cagnard *et al.*, 2004; Turrillot *et al.*, 2009; Augier *et al.*, 2010 in press]. Most of these studies rely on the recognition of extensional structures such as the Quiberon shear zone [e.g., Gapais *et al.*, 1993] which provide a clear example of first order (i.e. crustal-scale) localized extensional shear zone or conversely point to a pervasive crustal thinning, without evidence of important detachment and related metamorphic gap [Cagnard *et al.*, 2004]. In any case, demonstration that the observed deformation results from extensional tectonics has been made. In this context, this study brings new lights on the extensional tectonics in a widely unexplored segment of Southern Brittany. However, the new results of this combined structural and

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study of the SSZ footwall and their bearing on the final late orogenic evolution of the internal parts of the Variscan belt are summarized and discussed below.

First insights of extensional tectonics are dyke opening peculiarly east of the Carnac complex. Dyke orientation together with arguments of dyke growth point to an overall WNW-ESE stretching initiating during the final stages of partial melting of the SBMB. Anatexis may have acted as a triggering factor for the gravitational collapse of the previously overthickened Variscan crust. Stretching thus incepted at depth kept the same structural axes during the complete exhumation of the SBMB. Formation of the SSZ in the ongoing regional stretching indicated strain localization over a presumably pre-existing structure (i.e. local weak heterogeneity within the ductile thickened crust) as suggested by analogue models [Brun *et al.*, 1994, Tirel *et al.*, 2008]. Kinematics of this first order extensional shear zone indicates a top-to-the-ESE sense of shear and appears as a conjugate shear zones with respects to the top-to-the-WNW Quiberon Shear Zone; in both cases stretching lineation being oriented WNW-ESE [Gapais *et al.*, 1993]. Pervasive greenschists retrogression occurred in the SSZ hanging wall responsible of the almost total disappearance of MT/PT peak-conditions assemblage equilibrated at around 8-10 kbars and 650°C [Triboulet and Audren, 1988; Augier *et al.*, 2010 in press]. While metamorphic culmination may dates back to ~370-350 Ma [Bosse *et al.*, 2000; Le Hébel, 2002; Augier *et al.*, 2010 in press], *in situ* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of white mica yielded ~300-298 Ma ages (i.e. sample VAR20s) consistent with conventional $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ amphibole dated at ~305 Ma [Brown and Dallmeyer, 1996]. This result indicates a fast exhumation of this unit remained at a relative deep crust level (i.e. above closure temperature of hornblende) lately in the orogenic evolution.

To date, ductile-brittle to pure brittle deformation study remains widely unexplored. Such an approach puts lights on the persistence of the WNW-ESE stretching under higher structural level. Computer-aided inversion thus yields palaeostress tensors compatible with a WNW-ESE stretching and a coeval vertical thinning.

Accurate geochronological means, U-Th/Pb method on Monazite [Turrillot *et al.*, 2009; Augier *et al.*, 2010 in press] and this combined conventional and *in situ* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method contributed to put absolute time-constraints on each of the tree main steps of the same extensional event. Dyke emplacement, recognized as the earlier extensional evidence dates back to ~325-313 Ma and may have initiated earlier on [Marchildon and Brown, 2003]. Homogeneous cooling of the whole SSZ footwall occurred at around ~305 Ma as constrained by conventional $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ on white micas and biotites whose age coincidence argues for high

cooling rates. Formation of the SSZ that could explain such a rapid tectonic denudation has not been constrained but the latest deformation-related mineral re-equibrations in the mylonites yielded ages at around ~302-298Ma. Direct dating on syn-tectonic white mica crystallisations over brittle structures yielded the same narrow age range, which is thus interpreted as the crossing of the ductile-brittle transition. Duration of the late-orogenic evolution and the final exhumation of the internal parts of the South Armorican Variscanides can thus be crudely bracketed since maximum age difference between dyke emplacement and final brittle deformation amount some 15-25 Ma. It is noteworthy that this duration fits to other late-orogenic post-collisional evolution examples [e.g., in the Betics; *Augier et al.*, 2005b; in the Aegean Sea, *Jolivet and Brun*, 2010]. Such a late evolution that may have been triggered by thermal destabilization of the Variscan crust and characterized at first order by the impressive amount of widespread melted rocks and extensional structures, is confined to the South Armorican Domain. The South Armorican Shear zone [*Berthé et al.*, 1979; *Jégouzo*, 1980], trending regionally WNW-ESE thus seems to act as a major orogenic-scale transfer-fault that guided the tectonic escape of the South Armorican Domain.

Acknowledgments:

This work was supported by the BRGM (CGF, French geological mapping programme) and the contribution of the ISTO (CNRS UMR 6113). We gratefully acknowledge XXX and XXX for their constructive reviews.

2.7 Principales conclusions de l'étude et remarques complémentaires

L'anatexie de l'Unité Inférieure à l'origine de la mise en place du complexe granitique de Carnac, est considérée comme un facteur favorisant l'effondrement gravitaire de la croûte préalablement épaissie et marque le début du régime tectonique extensif

Cette étude met donc en évidence la localisation progressive de la déformation dans un contexte tectonique extensif, depuis : (i) la mise en place du réseau filonien du complexe granitique de Carnac, (ii) le cisaillement ductile extensif le long de la SSZ, (iii) des stades les plus tardifs de déformation fragile. L'étude structurale de la déformation fragile a permis de calculer les axes principaux de paléo-contraintes grâce à la méthode d'inversion automatisée des données (Angelier, 1990 ; 1994). Ces travaux montrent une constance de la direction de la contrainte principale minimale (σ_3) orientée à $\sim N115^\circ E$ sur toute la zone du Golfe du Morbihan. Ces résultats sont compatibles avec l'orientation des joints ainsi que celle des fentes de tension établie à $\sim N30^\circ E$ parallèle à la direction moyenne du réseau filonien du complexe granitique de Carnac. Ces directions s'inscrivent parfaitement dans un contexte tectonique extensif orienté parallèle à la chaîne.

Cette zone montre donc un continuum de déformation extensive, enregistré depuis l'anatexie de l'Unité Inférieure de haut grade jusqu'à l'exhumation complète de cette unité.

Les datations Ar/Ar par ablation laser, réalisées de façon *in situ* sur des cristallisations de micas blancs (i.e. gerbes cisillées ou non) sur des plans de failles normales à faible et fort pendage ainsi que dans des fentes de tension verticales ont fourni des âges entre ~ 302 et ~ 298 Ma, équivalents aux âges de la déformation ductile le long de la SSZ obtenus par la même méthode. Ces âges, pouvant être clairement séparés de l'âge de refroidissement du bâti (i.e. ~ 305 Ma) sont interprétés comme ceux des derniers incréments du cisaillement ductile le long de la SSZ.

Connaissant l'âge de la mise en place du réseau filonien du complexe granitique de Carnac et l'âge des derniers incréments de la SSZ, nous estimerons dorénavant la durée du continuum de déformation extensif reconnu dans la zone du Golfe du Morbihan à $\sim 15-20$ Ma, posant une base solide dans la tentative de reconstruction de l'histoire tardi-orogénique de ce secteur du Domaine Sud Armoricaïn.

Cette étude, réalisée en parallèle à la cartographie géologique du secteur, a permis de mettre en évidence au sein de l'Unité Inférieure plusieurs générations de produits issus de la fusion

partielle des migmatites. Ces produits sont représentés, par le granite de S^{te}-Anne d'Auray, qu'ils soient sous forme de corps isolés et diffus dans la foliation migmatitique ou sous forme de massif, et par les filons granitiques du complexe de Carnac. Ces produits de fusion entretiennent des relations génétiques intimes témoignant d'un continuum d'anatexie. La partie suivante tend à caractériser l'âge des différents produits issus de ce continuum anatectique, en datant les migmatites du Golfe du Morbihan, le massif de S^{te}-Anne d'Auray et le pluton de Carnac. Par ailleurs, la datation du pluton de Carnac est effectuée dans le but de confirmer par un argument géochronologique, les relations génétiques entre le pluton de Carnac, situé à l'Est du Golfe du Morbihan, et son réseau filonien.

3 Contraintes géochronologiques sur le continuum d'anatexie dans la zone du Golfe du Morbihan.

Les relations entre les migmatites de la zone du Golfe du Morbihan, le granite d'anatexie de S^{te}-Anne d'Auray et les filons granitiques du complexe de Carnac sont clairement visibles sur les affleurements de Port-Navalo, par exemple, situés à l'extrême Ouest de la presqu'île de Rhuy. L'étude de ces affleurements (Marchildon et Brown, 2003), dont nous avons discuté les principales conclusions dans le deuxième article, montre un continuum d'anatexie.

Le premier stade de ce continuum est représenté par la formation de migmatite (metatexite) issue de la fusion partielle de l'Unité Inférieure. Ces migmatites sont constituées de l'alternance de leucosomes d'affinité granitique, interprétés comme les produits de la fusion partielle, et de mélanosomes restitiques riches en biotites. Cette alternance constitue la foliation migmatitique. Lors de stades ultérieures de ce continuum d'anatexie, les produits de la fusion partielle (i.e. les leucosomes) s'accumulent, et s'anastomosent formant ainsi des corps de composition granitique aux bords diffus. Ces corps granitiques sont d'échelle variable, et sont allongés dans la foliation migmatitique. On admet que le massif granitique de S^{te}-Anne d'Auray se soit formé par l'anastomosations d'une quantité importante de ces produits de fusion partielle. Lors des derniers stades du continuum d'anatexie, la production de ce matériel, aux bords diffus dans la foliation migmatitique, évolue ensuite pendant le refroidissement des migmatites, vers la mise en place de filons granitiques intrusifs dans la foliation migmatitique. Ces filons sont caractérisés par des directions d'épente très constante, orientées NNE-SSO. Nous interprétons ces filons, comme le résultat de la fusion partielle de migmatites situées à des niveaux crustaux plus profonds. La direction NNE-SSO de ces filons, nous amène à les assimiler au réseau filonien du complexe granitique de Carnac qui présente les mêmes directions.

Ayant une bonne compréhension de l'évolution de ce continuum anatectique, il convient maintenant d'en établir la durée, afin de le resituer précisément dans l'évolution tectono-métamorphique de cette zone.

Une partie des incréments de ce continuum est contrainte par nos données géochronologiques obtenues dans ce secteur (elles sont présentées dans le premier article : Turrillot et al., 2009), dont les principaux résultats sont résumés ici. En effet nous avons daté la mise en place d'un corps décamétrique de granite d'anatexie à 323 ± 3 Ma. L'âge de mise en place du réseau filonien du complexe granitique de Carnac a également été daté $\sim 316-321$ Ma, fixant ainsi

l'âge minimal du continuum d'anatexie. Ces âges sont en désaccord avec les âges dévoniens, disponibles dans la littérature pour la fusion partielle de l'Unité Inférieure (Vidal, 1980 ; Peucat, 1983). Par ailleurs, la datation du réseau filonien du complexe de Carnac a également fourni des âges Dévonien Supérieur à Carbonifère Inférieur. Nous avons interprétés ces âges comme issus de grains de monazite hérités des événements D1 à D2 de l'orogène Varisque (Faure et al., 2005a). Ces âges sont reconnus ailleurs dans la chaîne varisque, notamment dans les migmatites des Monts du Lyonnais (Duthou et al., 1994), les migmatites du Limousin (Lafon, 1986 ; Faure et al., 2008) ou les migmatites du complexe de Champtoceaux, au sud de la faille de Nort-sur-Erdre (Cocherie et al., 2005).

Afin de caractériser dans le temps les premiers incréments du continuum d'anatexie, nous proposons ici de dater la formation des migmatites. Par ailleurs la datation du massif granitique de S^{te}-Anne d'Auray, ne repose que sur l'âge d'un seul corps de granite d'anatexie d'extension spatiale réduite à quelques mètres. Il apparaît donc nécessaire de dater le massif dans son ensemble. Enfin, la persistance d'âges dévoniens obtenus lors de la datation du réseau filonien du complexe granitique de Carnac est problématique. Nous nous proposons donc de dater l'âge de mise en place du pluton du complexe granitique de Carnac, fournissant par là, un argument géochronologique venant étayer l'hypothèse du cogénéisme entre le pluton et son réseau filonien.

La datation des migmatites du Golfe du Morbihan a été réalisée dans le cadre du stage de recherche de Master2 de Céline Gauthier en 2008. En ce qui concerne la datation du massif principal de S^{te}-Anne d'Auray, elle a été entreprise dans le cadre du stage de recherche de Master2 de Mathieu Bellanger en 2009. Les données analytiques extraites de ces travaux ont été retraitées dans ce présent travail.

La méthode utilisée est la méthode de datation chimique U-Th/Pb sur monazite. La théorie sur laquelle repose cette méthode ainsi que son protocole expérimental, sont décrits en détail en dans les travaux récents de Gloaguen (2006). Les monazites analysées à la microsonde électronique ont été, soit séparées de la roche par broyage et montées sur sections polie, soit repérées au Microscope Electronique à Balayage (MEB) sur des lames minces polies réalisées à partir des échantillons prélevés. La position géographique des échantillons est indiquée sur la carte de prélèvement (Figure II.3).

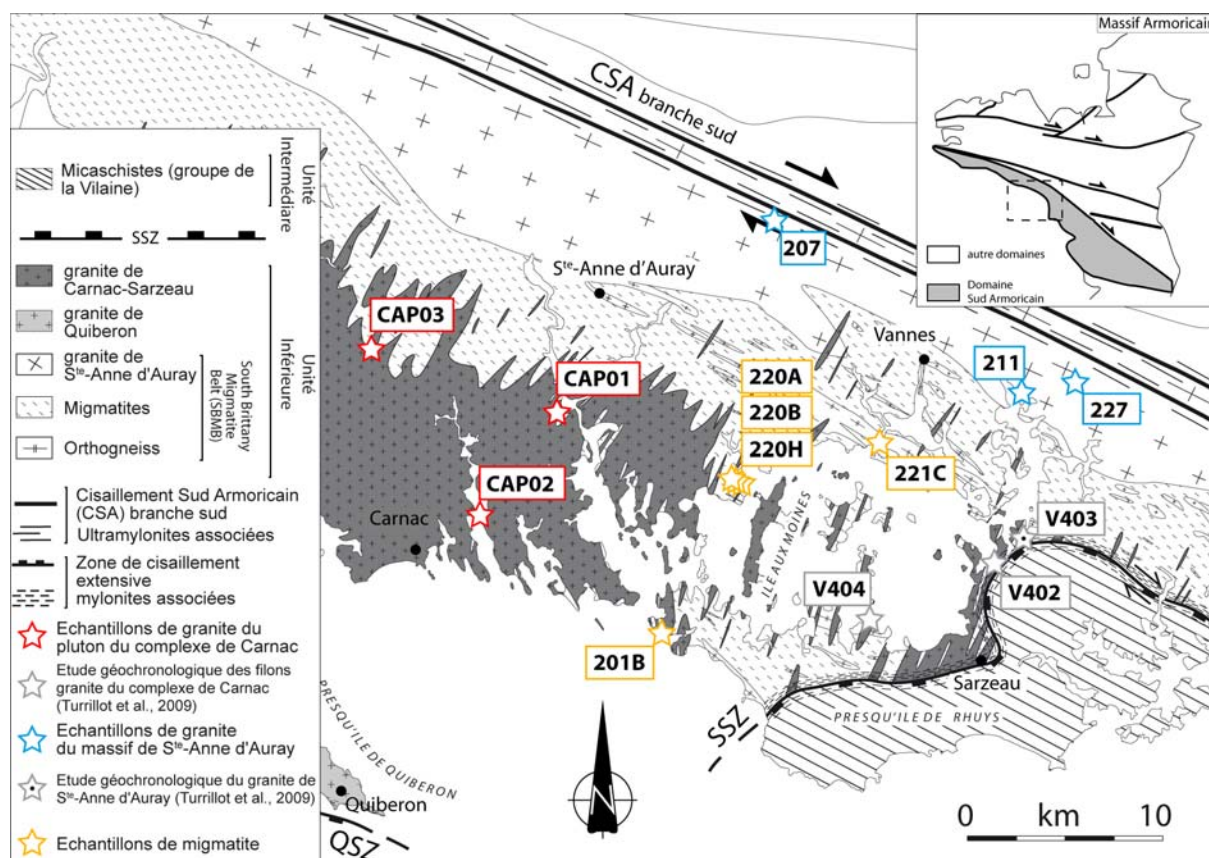


Figure II.3 : Carte géologique de la zone du Golfe du Morbihan avec la localisation des échantillons prélevés dans le cadre de l'étude géochronologique complémentaire de la zone du Golfe du Morbihan.

3.1 Age de la fusion partielle des migmatites de la zone du Golfe du Morbihan.

Cinq échantillons de migmatites ont été prélevés sur la zone du Golfe du Morbihan, afin de déterminer l'âge des incréments les plus précoces du continuum d'anatexie mis en évidence dans ce secteur. Les cristaux de monazite ont été analysés de façon *in situ* sur les lames minces polies réalisées à partir des échantillons de roche prélevés sur le terrain. Les datations ont été réalisées à partir des leucosomes de la migmatite. Pour un des échantillons une lame mince a été réalisée dans le mélanosome de la migmatite, riche en biotite afin d'appréhender l'âge du protolithe de la migmatite.

Les échantillons 220A, 220B et 220H proviennent du même affleurement et sont séparés de moins de 10 centimètres. Les échantillons 220A et 220B proviennent d'un leucosome parallèle à la foliation migmatitique, et l'échantillon 220H a été prélevé dans un niveau de restite contigu (mélanosome) constitué essentiellement de biotite et de sillimanite.

L'échantillon de migmatite 201 provient également d'un leucosome parallèle à la foliation migmatitique. Enfin l'échantillon 221C est issu d'un affleurement de migmatite à paragénèse restitutive contenant du grenat.

3.1.1 Description microscopique des grains analysés

Les échantillons 220A, 220B et 220H contiennent tous trois des cristaux de monazite de taille variable (40 μ m à 100 μ m) (Figure II.4). Les grains de monazite de l'échantillon 220A sont localisés aux joints de grains de quartz et de feldspath et rarement en inclusion dans la biotite. Les grains de monazite de l'échantillon 220B sont localisés assez systématiquement aux joints des grains de quartz et de feldspath. Les monazites de l'échantillon 220H sont quant à elles le plus souvent en inclusions dans la biotite et plus rarement dans le grenat. Les monazites de ces échantillons ne présentent aucune zonation au Microscope Electronique à Balayage (MEB), dénotant une répartition homogène du thorium et de l'uranium à l'échelle du grain. Ces observations ont été complétées par les analyses ponctuelles multi-élémentaires réalisées à la microsonde électronique qui ont permis de confirmer l'homogénéité chimique inter et intra grain des monazites analysées pour ces trois échantillons.

L'échantillon 201B contient des monazites de taille modeste (20 μ m à 50 μ m) (Figure II.4) localisées dans les joints de grains de quartz et feldspath ou en inclusion dans la biotite. Aucune zonation n'est visible au MEB suggérant une composition homogène à l'échelle du grain. Les analyses ponctuelles multi-élémentaires réalisées à la microsonde électronique confirment cette homogénéité chimique intra et inter grain.

L'échantillon 221C contient lui aussi des monazites de taille modestes (20 μ m à 50 μ m) (Figure II.4) localisées aux joints de grain de quartz et de feldspath, en inclusion dans la biotite ou en inclusion dans le grenat. Les monazites de cet échantillon ne présentent pas de zonation visible au MEB, suggérant une composition chimique homogène des grains de monazite Cette observation est en accord avec les analyses ponctuelles multi élémentaires réalisées à la microsonde électronique, qui ne montrent aucunes variations de composition chimique significative au sein de chaque grain ou entre les grains.

3.1.2 Résultats isochrones des datations chimiques U-Th/Pb sur monazite

3.1.2.1 Age de l'échantillon 220A

Dans le diagramme isochrone ($\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$) (Figure II.4), les rapports U/Pb et Th/Pb et leurs ellipses d'erreur ont une distribution assez peu étalée. Les âges indépendants Th/Pb ($361.6 +48.6 \text{ Ma} -38.4 \text{ Ma}$) et U/Pb ($270.7 +52.8 \text{ Ma} -67.5 \text{ Ma}$) ne sont donc pas contraints de façon optimale mais se recoupent néanmoins en tenant compte de leurs barres d'erreurs. La droite de régression calculée pour ces analyses n'est pas confondue avec l'isochrone théorique tracée pour un âge de 323.4 Ma, mais reste dans l'enveloppe d'erreur. La relative similitude de ces deux droites (i.e. isochrone calculée et isochrone théorique) ainsi que la valeur du MSWD (0,7 pour 96 analyses) montre que cet âge est statistiquement acceptable. L'âge isochrone U-Th/Pb à $323.4 \pm 5 \text{ Ma}$ est interprété comme celui de l'épisode de fusion partielle des migmatites de la zone du Golfe du Morbihan. Autrement dit, la cristallisation des monazites analysées est interprétée comme synchrone de celle du liquide granitique issu de l'anatexie.

3.1.2.2 Âge de l'échantillon 220B leucosome

Dans le diagramme isochrone ($\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$) (Figure II.4), les rapports U/Pb et Th/Pb et leurs ellipses ont une distribution relativement étalée permettant une bonne contrainte des âges Th/Pb ($327.4 +33.1 \text{ Ma} -27.6 \text{ Ma}$) et U/Pb ($312.2 +27.1 \text{ Ma} -32.4 \text{ Ma}$). Ces deux âges indépendants se recoupent nettement en tenant compte de leurs barres d'erreurs. La droite de régression calculée pour ces analyses est pratiquement confondue avec l'isochrone théorique tracée pour un âge de 319.8 Ma. La valeur du MSWD (0,7 pour 117 analyses) montre que cet âge est statistiquement acceptable. L'âge isochrone U-Th/Pb à $319.8 \pm 5 \text{ Ma}$ est lui aussi interprété comme celui de l'épisode de fusion partielle des migmatites de la zone du Golfe du Morbihan.

3.1.2.3 Âge de l'échantillon 220H (mélanosome)

Dans le diagramme isochrone ($\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$) (Figure II.4), les rapports U/Pb et leurs ellipses ont une distribution relativement peu étalée pour des valeurs faibles du rapport U/Pb ne permettant pas de contraindre de manière optimale les âges Th/Pb ($345.3 +34.1 \text{ Ma} -28.5 \text{ Ma}$) et U/Pb ($298.1 +70.1 -84.7 \text{ Ma}$) même si ces âges se recoupent nettement en tenant compte de leurs barres d'erreurs. La droite de régression calculée pour ces analyses diffère

légèrement de l'isochrone théorique tracée pour un âge de 331.9 Ma. La valeur du MSWD (0.9 pour 104 analyses) montre que cet âge est tout de même statistiquement recevable. L'âge isochrone U-Th/Pb à 331.9 ± 6 Ma est interprété comme la trace d'un événement métamorphique ayant affecté le protolithe des migmatites de la zone du Golfe du Morbihan vraisemblablement lors de leur évolution prograde.

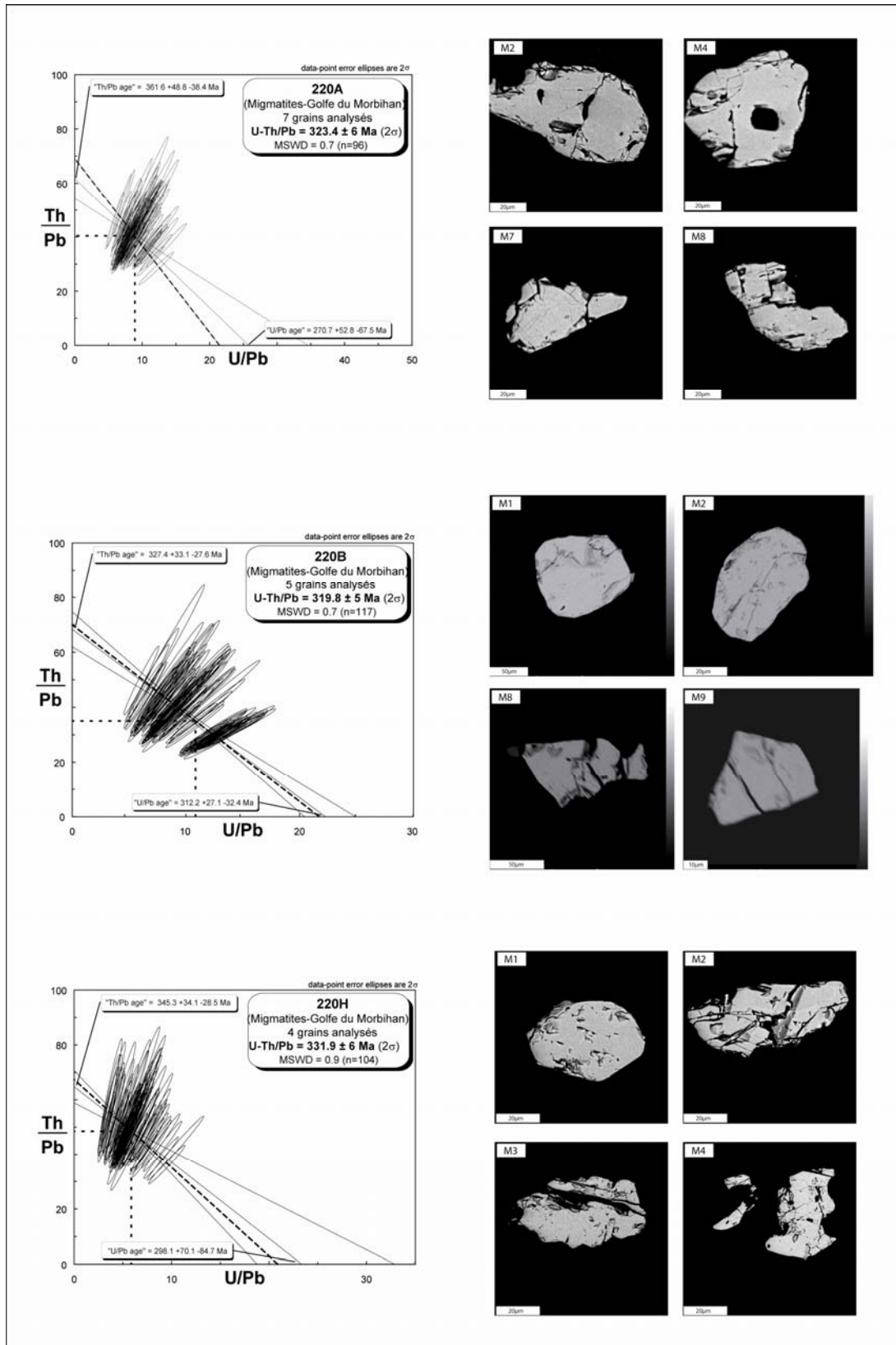


Figure II.4 : Ages isochrones des échantillons 220A, 220B et 220H calculés par la méthode de datation chimique U-Th/Pb sur monazite. Les images MEB des textures représentatives des monazites datées sont reportées pour chaque échantillon.

3.1.2.4 Âge de l'échantillon 201B

Dans le diagramme isochrone ($\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$) (Figure II.5), les rapports U/Pb et Th/Pb et leurs ellipses ont une distribution relativement peu étalée pour des valeurs faibles du rapport U/Pb ne permettant pas de contraindre de manière optimale les âges Th/Pb ($348.0 \pm 57.1 \text{ Ma}$ - 43.0 Ma) et U/Pb ($299.3 \pm 63.7 \text{ Ma}$ - 85.7 Ma). Nonobstant, ces âges se recoupent nettement en tenant compte de leurs barres d'erreurs. La droite de régression calculée pour ces analyses diffère de l'isochrone théorique tracée pour un âge de 326.1 Ma . La valeur du MSWD (0.7 pour 123 analyses) montre que cet âge est statistiquement recevable. L'âge isochrone U-Th/Pb à $326.1 \pm 5 \text{ Ma}$ est interprété comme celui de l'épisode de fusion partielle des migmatites de la zone du Golfe du Morbihan.

3.1.2.5 Âge de l'échantillon 221C

Dans le diagramme isochrone ($\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$) (Figure II.5), les rapports U/Pb et leurs ellipses ont une distribution relativement peu étalée ne permettant pas de contraindre de manière optimale les âges Th/Pb ($360.2 \pm 46.0 \text{ Ma}$ - 36.9 Ma) et U/Pb ($280.8 \pm 90.6 \text{ Ma}$ - 115.5 Ma) même si ces âges se recoupent nettement en tenant compte de leurs barres d'erreurs. La droite de régression calculée pour ces analyses diffère de l'isochrone théorique tracée pour un âge de 337.6 Ma mais reste dans les enveloppes d'erreur. La valeur du MSWD (0.9 pour 69 analyses) montre que cet âge est statistiquement recevable. A l'instar de l'âge de l'échantillon 220H, l'âge isochrone U-Th/Pb à $337.6 \pm 8 \text{ Ma}$ est interprété comme la trace d'un événement métamorphique ayant affecté le protolithe des migmatites de la zone du Golfe du Morbihan vraisemblablement lors de leur évolution prograde.

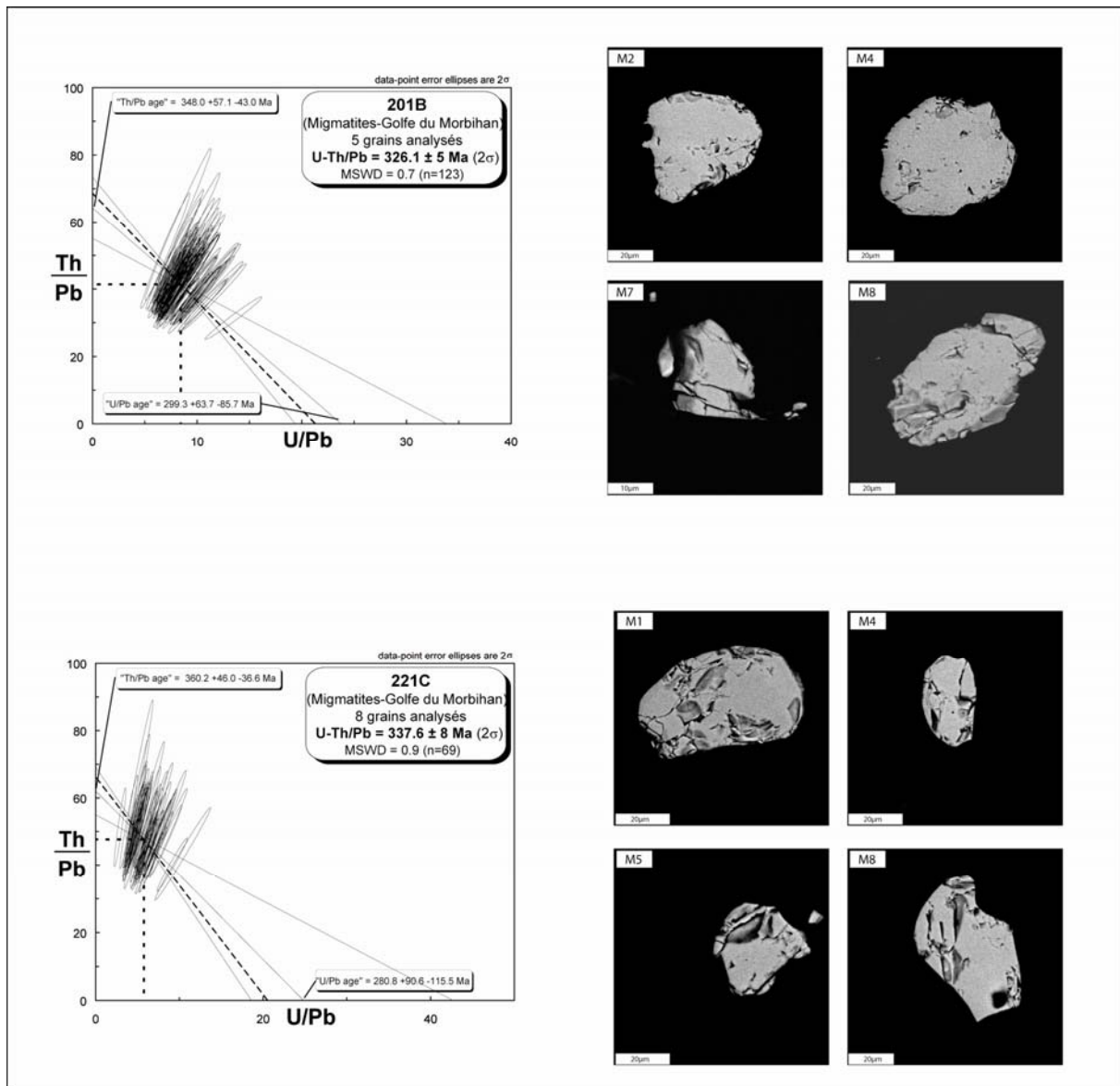


Figure II.5 : Ages isochrones des échantillons 201B et 221C calculés par la méthode de datation chimique U-Th/Pb sur monazite. Les images MEB des textures représentatives des monazites datées sont reportées pour chaque échantillon.

Ces nouvelles données géochronologiques situent l'âge de la fusion partielle des migmatites du Golfe du Morbihan vers ~ 325 - 320 Ma. Ces âges sont similaires à l'âge à 323 ± 3 Ma obtenu pour la mise en place du granite de S^{te}-Anne d'Auray (Turrillot et al., 2009). Toutefois ces résultats apparaissent en net désaccord avec les âges disponibles dans la littérature fixés sur la base de données U/Pb sur population de zircon (384 ± 10 Ma et 372 ± 24 Ma ; Peucat, 1983), et Rb/Sr sur roche totale (376 ± 19 Ma ; Vidal, 1980). Les âges des échantillons 220H et 221C calculés aux alentours de ~ 330 Ma reflètent probablement un stade précoce de l'évolution métamorphique des migmatites de ce secteur.

3.2 Age de la mise en place du massif de S^{te}-Anne d'Auray

A l'échelle du domaine étudié, le granite d'anatexie de S^{te}-Anne d'Auray est un corps allongé d'environ 60 km de long et 2 à 5 km de large de direction WNW-ESE (Figure II.3). Cartographiquement, ce granite présente une bordure relativement complexe, suggérant un lien génétique avec les migmatites de la zone du Golfe du Morbihan dont il dérive (Le Métour, 1976 ; Audren 1987 ; Carron, 1994). L'intensité croissante de la mobilisation anatexique vers le NE s'illustre par l'abondance également croissante vers le NE de petits corps de granitoïdes apparentés au massif principal. Des travaux expérimentaux ont par ailleurs montré que la fusion partielle de matériaux semblables aux migmatites de la zone du Golfe du Morbihan (Le Métour, 1976, 1978, Audren, 1987) pouvait conduire à la formation de liquides de composition chimique compatible avec celle du granite de S^{te}-Anne d'Auray. Ainsi les corps isolés appartenant au massif principal, encaissés dans les migmatites dérivent de la même phase de fusion partielle à l'origine de la mise en place des migmatites de la zone du Golfe du Morbihan.

Le massif de S^{te}-Anne d'Auray se présente comme un massif hétérogène, dont les différents faciès constitutifs, sont organisés en bandes grossièrement parallèles entre elles. Sur des critères texturaux et minéralogiques, trois faciès principaux sont distingués (notice explicative de la carte géologique au 1/50000 de Vannes -Saint-Gildas, Augier et al., sous presse 2). (1) Un faciès porphyroïde à biotite seule, situé principalement le long de la bordure sud du granite, au contact avec les migmatites du Golfe du Morbihan. (2) Un faciès à grain grossier non-porphyroïde à biotite dominante voire exclusive, formant les volumes les plus importants et (3) un faciès à grain fin à moyen à biotite et muscovite dans le lequel la muscovite est d'autant plus abondante que la roche est déformée à l'approche des corps ultramylonitiques du CSA. Les corps isolés de dimensions plus réduites, encaissés dans les migmatites, sont principalement constitués par les deux premiers faciès.

Trois échantillons de granite de S^{te}-Anne d'Auray répartis sur une large zone du massif ont été prélevés dans la zone du Golfe du Morbihan (Figure II.3). Cet échantillonnage, à l'échelle du massif a pour but de compléter l'unique âge préalablement obtenu sur un corps granitique décimétrique de granite d'anatexie, concordant à la foliation des migmatites, et apparaissant

donc génétiquement associé à celui du Massif de S^{te}-Anne d'Auray. Les cristaux de monazite ont été analysés de façon *in situ* sur des lames minces polies

Les échantillons de granite 211 et 207 sont caractérisés par un faciès hétérogène porphyrique à biotite seule. L'échantillon granitique 227 situé à proximité du CSA est caractérisé par un faciès déformé à grain fin, à biotite et muscovite.

3.2.1 Description microscopique des grains analysés

Les échantillons 211 et 207 contiennent des cristaux de monazite de très grande taille, excédant parfois 200µm, (Figure II.6, Figure II.7a). L'échantillon 227, contient quant à lui des grains de monazite de grande taille proche de 100µm (Figure II.8a). Pour les trois échantillons, les grains de monazite sont situés le plus souvent en joint de grain de quartz et de feldspath, et quelques fois en inclusion dans la biotite. Tous les grains de monazite présentent au MEB une texture homogène, à l'exception de quelques grains de l'échantillon 207 qui présentent une zonation de type cœur-bordure peu contrastée (Figure II.7a).

Les analyses ponctuelles multiélémentaires réalisées au moyen de la microsonde électronique sur les monazites de l'échantillon 211 ne montrent aucune variation chimique significative inter et intra grain.

En revanche, en ce qui concerne l'échantillon 207 la quantification des éléments U, Pb, Nd, Ca, P, Th, Gd, Ce, Si, Sm, La, Y et Pr par analyses ponctuelles multiélémentaires a permis de discriminer des populations chimiques différentes au sein des grains de monazite correspondant systématiquement à des domaines de cœur et de bordure de grain. Ces populations chimiques ont été distinguées indépendamment de la position des grains de monazite dans la roche (i.e., en joint de grain ou en inclusion). La variation de la quantité en CaO (% poids d'oxyde) entre des domaines de cœur et des domaines de bordures est donnée à titre d'exemple pour le grain I2 (Figure II.7a).

La quantification des éléments U, Pb, Nd, Ca, P, Th, Gd, Ce, Si, Sm, La, Y et Pr par analyses ponctuelles multiélémentaires des monazites de l'échantillon 227 a également permis de distinguer des populations chimiques différentes au sein des grains de monazites. Ces populations chimiques correspondent aussi à des domaines de cœur et de bordure de grain. De la même manière que pour l'échantillon 207, ces populations chimiques ont été discriminées indépendamment de la position des grains de monazite dans la roche (i.e., en joint de grain ou

en inclusion). La variation de la quantité en CaO (% poids d'oxyde) entre le domaine de cœur et le domaine de bordure est donnée à titre d'exemple pour le grain D1 (Figure II.8a).

3.2.2 Résultats isochrones des datations chimiques U-Th/Pb sur monazite

3.2.2.1 Age de l'échantillon 211

Dans le diagramme isochrone ($\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$) (Figure II.6), les rapports U/Pb et Th/Pb et leurs ellipses ont une distribution étalée permettant une excellente contrainte de l'âge Th/Pb ($318.0 \pm 7.5 \text{ Ma} - 7.2 \text{ Ma}$) et de l'âge U/Pb ($313.9 \pm 22.5 \text{ Ma} - 23.5 \text{ Ma}$). Ces deux âges indépendants se recoupent très nettement en tenant compte de leurs barres d'erreurs. La droite de régression calculée pour ces analyses, confondue avec l'isochrone théorique tracée pour un âge de 317.1 Ma, ainsi que la valeur du MSWD (1.1 pour 202 analyses) montre que cet âge est statistiquement acceptable. L'âge isochrone U-Th/Pb à $317.1 \pm 3 \text{ Ma}$ est interprété comme celui de la mise en place du massif principal de S^{te}-Anne d'Auray.

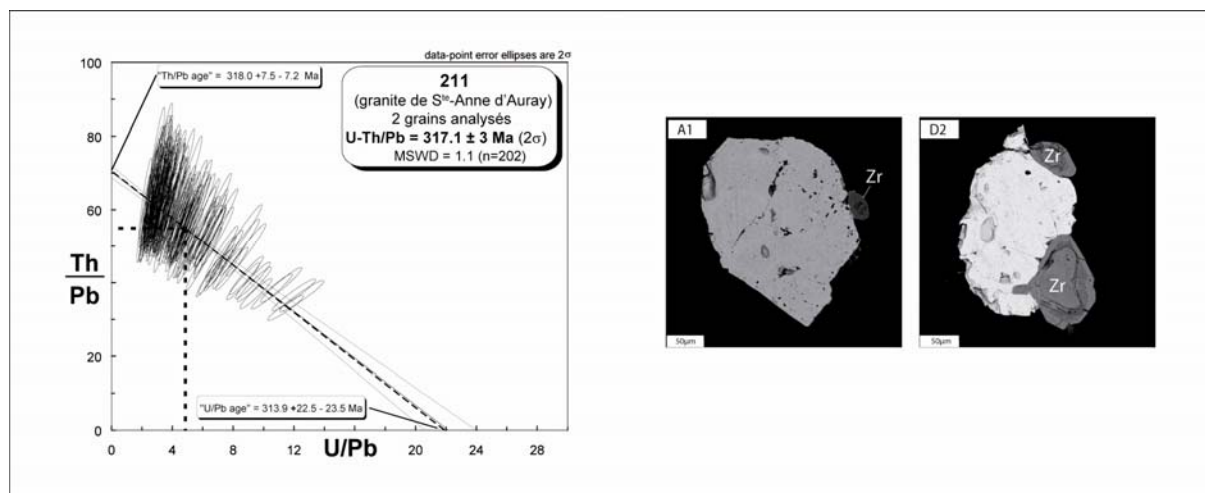


Figure II.6 : Age isochrone de l'échantillon 211 calculé par la méthode de datation chimique U-Th/Pb sur monazite. Les images MEB des textures représentatives des monazites datées sont également reportées.

3.2.2.2 Âge des domaines de bordure des monazites de l'échantillon 207

Dans le diagramme isochrone ($\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$) des domaines de bordure (Figure II.7b), les rapports U/Pb Th/Pb et leurs ellipses ont une distribution relativement étalée permettant une bonne contrainte tant de l'âge Th/Pb ($328,8 \pm 16,0 \text{ Ma} - 14,6 \text{ Ma}$) que de l'âge U/Pb ($309,5 \pm 18,1 \text{ Ma} - 19,9 \text{ Ma}$). Ces deux âges indépendants se recoupent nettement en tenant compte de leurs barres d'erreurs. La droite de régression calculée pour ces analyses, pratiquement confondue avec l'isochrone théorique tracée pour un âge de $320,2 \text{ Ma}$, et la valeur du MSWD (1.2 pour 176 analyses) montre que cet âge est statistiquement recevable. L'âge isochrone U-Th/Pb à $320,2 \pm 2 \text{ Ma}$ des domaines de bordure des monazites de ce granite est interprété comme celui de la dernière cristallisation de monazite dans le granite, et donc comme celui de la mise en place du granite.

3.2.2.3 Âge des domaines de cœur des monazites de l'échantillon 207

En ce qui concerne les domaines de cœur, les rapports U/Pb, Th/Pb et leurs ellipses ont une distribution très groupée dans le diagramme isochrone ($\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$) (Figure II.7b). Cette distribution ne permet pas de contraindre de manière optimale les âges Th/Pb et U/Pb, et ne permet pas de calculer un âge qui respecterait les critères statistiques inhérents à la méthode de calcul utilisée. En forçant le calcul, on obtient toutefois un âge à $331,9 \pm 11 \text{ Ma}$ qui peut être interprété comme la trace d'un événement métamorphique ayant affecté la source ayant produit le magma, même s'il est vrai qu'il chevauche très légèrement ($\sim 1 \text{ Ma}$) l'âge des domaines de bordure.

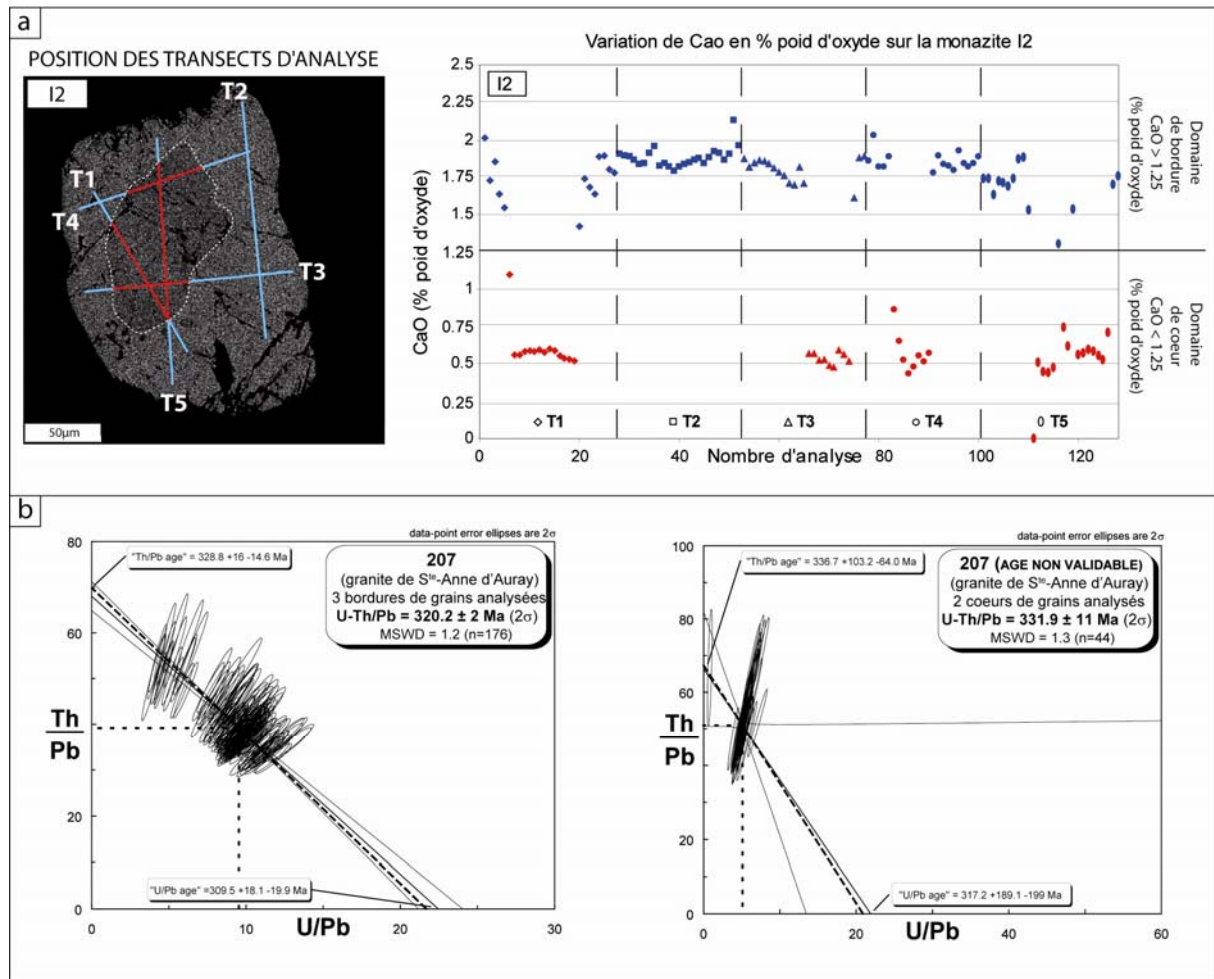


Figure II.7 : (a) Image MEB du grain I2, dont la texture est représentative des monazites datées pour cet échantillon. Variation chimique de la quantité de CaO (% poids d'oxyde) le long des transects d'analyse effectués sur le grain I2. Deux populations chimiques peuvent être mises en évidence correspondant à un domaine de cœur et un domaine de bordure du grain. (b) calcul par la méthode de datation chimique U-Th/Pb sur monazite, des âges isochrones pour les domaines de bordure ainsi que pour les domaines de cœur de l'échantillon 207.

3.2.2.4 Âges des domaines de bordure des monazites de l'échantillon 227

Dans le diagramme isochrone ($\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$) (Figure II.8b), les rapports U/Pb et Th/Pb et leurs ellipses ont une distribution relativement étalée permettant une bonne contrainte de l'âge Th/Pb ($347.4 +38.7 \text{ Ma} -31.6 \text{ Ma}$) et de l'âge U/Pb ($292.0 +27.0 -33.2 \text{ Ma}$). Ces âges se recoupent nettement en tenant compte de leurs barres d'erreurs. La droite de régression calculée pour ces analyses n'est pas confondue avec l'isochrone théorique tracée pour un âge

de 317.5 Ma, mais elle reste cependant dans les enveloppes d'erreur. La valeur du MSWD (1.2 pour 92 analyses) montre que cet âge est statistiquement recevable. L'âge isochrone U-Th/Pb à 317.5 ± 3 Ma des domaines de bordure des monazites de ce granite est interprété comme celui de la dernière cristallisation de monazite dans le granite, et donc comme celui de la mise en place du granite. Quoique légèrement plus jeune, il apparaît synchrone de l'âge obtenu sur la population de bordure de l'échantillon 207.

3.2.2.5 Âges des domaines de cœur des monazites de l'échantillon 227

Dans le diagramme isochrone ($\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$) (Figure II.8b), les rapports U/Pb et th/Pb et leurs ellipses ont une distribution relativement regroupée pour des valeurs faibles du rapport U/Pb ne permettant de contraindre de manière optimale uniquement l'âge Th/Pb ($333.1 +15,8$ Ma -14.4 Ma). L'âge U/Pb ($350.4 +92.6-$ Ma -102.5 Ma) est entaché d'une incertitude plus forte. Toutefois, ces âges se recoupent nettement en tenant compte de leurs barres d'erreurs. La droite de régression calculée pour ces analyses est quasiment confondue avec l'isochrone théorique tracée pour un âge de 335.2 Ma. La valeur du MSWD (1,1 pour 68 analyses) montre que cet âge est statistiquement recevable. L'âge isochrone U-Th/Pb à 335.2 ± 6 Ma des domaines de cœur des monazites de ce granite est interprété comme la trace d'un événement métamorphique ayant affecté la source ayant produit le magma.

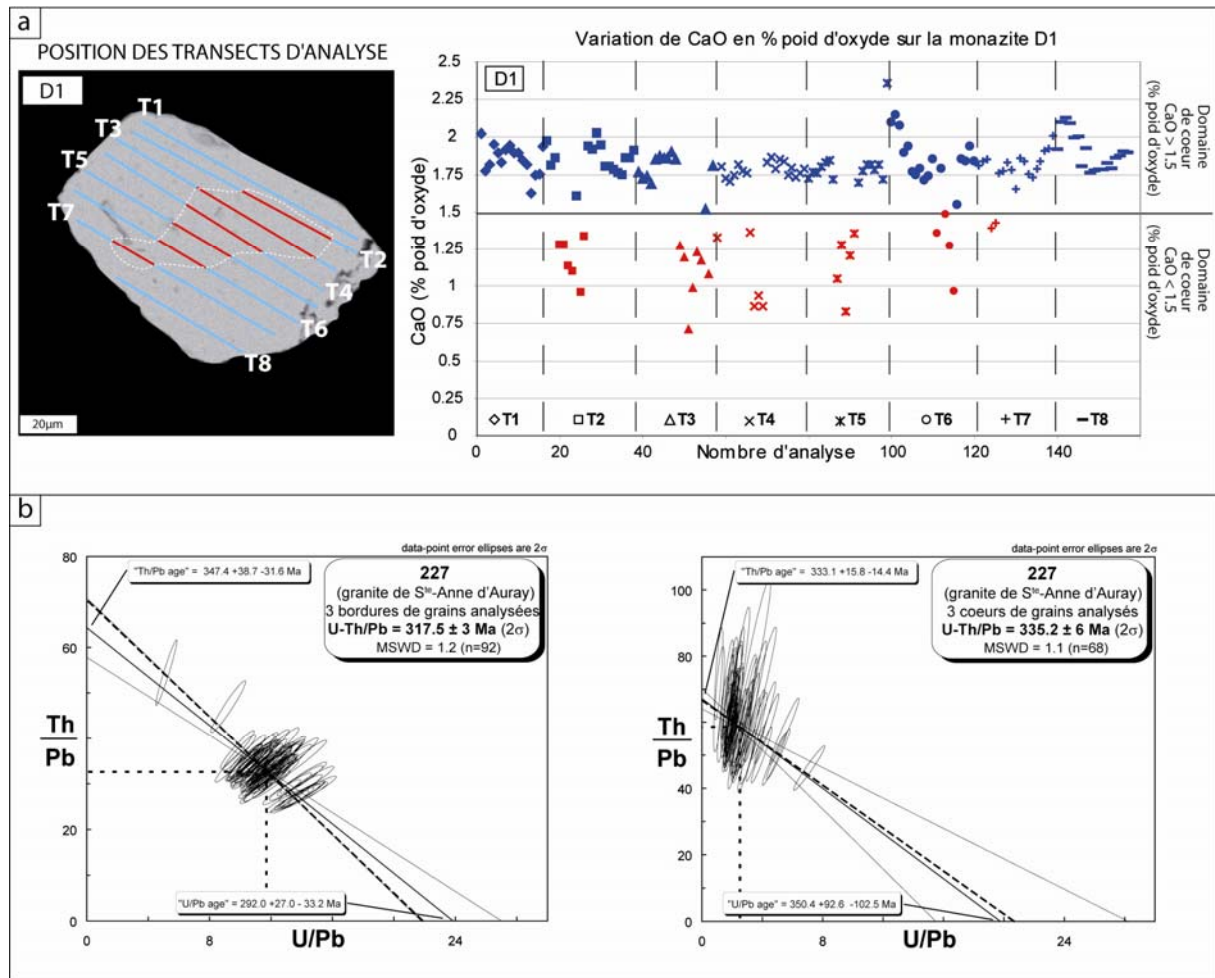


Figure II.8 : (a) Image MEB du grain D1, dont la texture est représentative des monazites datées pour cet échantillon. Variation chimique de la quantité de CaO (% poids d'oxyde) le long des transects d'analyse effectués sur le grain I2. Deux populations chimiques peuvent être mises en évidence correspondant à un domaine de cœur et un domaine de bordure du grain, toutefois non visibles par simple observation au MEB. (b) calcul par la méthode de datation chimique U-Th/Pb sur monazite, des âges isochrones pour les domaines de bordure ainsi que pour les domaines de cœur de l'échantillon 227.

L'âge de l'échantillon 211, au même titre que les âges des domaines de bordure des monazites des échantillons 207 et 227 sont groupés autour de ~ 320 Ma. Ils sont interprétés comme le reflet de l'âge de mise en place du massif principal de S^{te}-Anne d'Auray. Ces âges calculés pour des échantillons de compositions minéralogiques variables, sont identiques dans leur barre d'erreur, ce qui donne à la mise en place du massif de S^{te}-Anne d'Auray un caractère singulier, indépendamment de la lithologie variable du massif. Ces âges sont par ailleurs en accord avec ceux obtenus sur les leucosomes des migmatites du Golfe du Morbihan à ~ 325 - 320 Ma. En effet par définition les parties leucosomiales des migmatites sont des produits de

néoformation issus de la fusion partielle et sont génétiquement à rattacher au corps de granite d'anatexie de S^{te}-Anne d'Auray.

Les âges de cœur de grain des échantillons 207 et 227 sont groupés autour de ~335 Ma. Ces âges hérités qui ne recoupent pas l'âge de la fusion partielle, préservés dans des domaines de cœur de grains de monazite, ont en outre été mis en évidence lors de la datation des mélanosomes des migmatites, et semblent donc bien refléter les traces d'un événement métamorphique antérieur à l'anatexie. L'équivalence de ces âges hérités obtenu pour le massif de S^{te}-Anne d'Auray avec ceux obtenus pour les migmatites ajoute un argument supplémentaire en faveur de leur caractère cogénétique.

3.3 Age de mise en place du complexe granitique de Carnac.

Le pluton du complexe granitique de Carnac, montre une évolution de sa composition minéralogique d'Ouest en Est. A l'Ouest le pluton est constitué d'un granite à biotite, alors qu'à l'Est sa composition évolue vers un granite à deux micas. Sa composition à l'Est se révèle être quasiment identiques à celles du réseau filonien. 3 échantillons ont été prélevés sur le pluton du complexe granitique de Carnac (Figure II.3), afin d'apporter l'âge de sa mise en place grâce à la datation par la méthode chimique U-Th/Pb et tester son cogénéisme avec son réseau filonien. Les cristaux de monazite analysés ont été préalablement séparés des échantillons par broyage, puis montés sur section polies suivant le protocole décrit dans les travaux de Gloaguen (2006). L'intérêt majeur de ce protocole est de privilégier et de sélectionner les grains de monazite les plus gros, au détriment des informations texturales. L'échantillon CAP01 est issu d'un affleurement de granite homogène à biotite dominante et à muscovite. Les échantillons, CAP02 et CAP03 sont eux issus d'un affleurement de granite homogène à biotite seule.

3.3.1 Description microscopique des grains analysés

De l'échantillon CAP01 ont été extraits et montés sur section polie des cristaux de monazite de grande taille, excédant parfois 200µm ainsi que des monazites de taille plus modeste (50µm à 100µm) (Figure II.9). Au MEB, les monazites présentent des textures variées, pouvant être homogènes (Figure II.9 M1), de type cœur-bordure (Figure II.9 M2) ou même de

type « patchy zoning » (Figure II.9 M4). Ces observations ont été complétées par les analyses ponctuelles multiélémentaires réalisées au moyen de la microsonde électronique. En ce qui concerne les grains présentant une texture de type cœur-bordure et uniquement ceux-là, la quantification des éléments U, Pb, Nd, Ca, P, Th, Gd, Ce, Si, Sm, La, Y et Pr par analyses ponctuelles multiélémentaires réalisées au moyen de la microsonde électronique, a permis de discriminer des populations chimiques différentes correspondant aux domaines de cœur et de bordure de grain.

Les monazites extraites de l'échantillon CAP02 sont de très grande taille excédant bien souvent 300 μ m (Figure II.9). Les images MEB de ces monazites révèlent également différentes textures, pouvant être homogènes (Figure II.9 M2), de type cœur-bordure (Figure II.9 M4) ou même de type « patchy zoning » (Figure II.9 M1). Pour les grains caractérisés par une texture de type cœur-bordure, la quantification des éléments U, Pb, Nd, Ca, P, Th, Gd, Ce, Si, Sm, La, Y et Pr par analyses ponctuelles multiélémentaires réalisées au moyen de la microsonde électronique, met en évidence deux populations chimiques différentes correspondant systématiquement aux domaines de cœur et de bordure de grain.

Les monazites séparées de l'échantillon CAP03 sont de taille plus réduites (généralement <100 μ m) comparées aux grains des échantillons CAP01 et CAP02. Au MEB, les grains présentent une texture homogène et les analyses ponctuelles multiélémentaires réalisées au moyen de la microsonde électronique ne permettent pas de discriminer différentes populations chimiques.

3.3.2 Résultats isochrones des datations chimiques U-Th/Pb sur monazite

En ce qui concerne les monazites présentant une texture interne de type cœur-bordure extraites des échantillons CAP01 et CAP02, il s'avère que les âges obtenus pour les domaines de cœur et pour les domaines de bordure ne sont pas distinguables dans leur barre d'erreur. Un âge issu de l'ensemble des grains, sans discrimination ni de la texture interne, ni de la chimie, a été établi pour chacun de ces deux échantillons.

3.3.2.1 Age de l'échantillon CAP01

Dans le diagramme isochrone ($\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$) (Figure II.9), les rapports U/Pb et Th/Pb et leurs ellipses ont une distribution très étalée permettant une excellente contrainte de l'âge

Th/Pb (318.4 +6.3 Ma -6.1 Ma) et de l'âge U/Pb (327.0 +12.0 Ma -12.4 Ma). Ces deux âges indépendants se recoupent très nettement en tenant compte de leurs barres d'erreurs. La droite de régression calculée pour ces analyses, très proche de l'isochrone théorique tracée pour un âge de 321 Ma, ainsi que la valeur du MSWD (1.1 pour 140 analyses) montre que cet âge est statistiquement recevable. L'âge isochrone U-Th/Pb à 321 ± 3 Ma est interprété comme celui de la mise en place du pluton de Carnac.

3.3.2.2 Age de l'échantillon CAP02

Dans le diagramme isochrone ($\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$) (Figure II.9), les rapports U/Pb et Th/Pb et leurs ellipses ont une distribution regroupée pour des valeurs du rapport U/Pb relativement faibles. Ainsi, l'âge Th/Pb (314.7 +13.6 Ma -12.5 Ma) est bien contraint alors que de l'âge U/Pb (350.2 +86.1 Ma -94.4 Ma) ne l'est pas. Ces deux âges indépendants se recoupent très nettement en tenant compte de leurs barres d'erreurs. La droite de régression calculée pour ces analyses n'est pas confondue avec celle de l'isochrone théorique tracée pour un âge de 321 Ma, en revanche elle reste dans les enveloppes d'erreurs. La valeur du MSWD (1.1 pour 56 analyses) montre que cet âge est statistiquement recevable. L'âge isochrone U-Th/Pb à 318.9 ± 5 Ma est interprété comme celui de la mise en place du pluton de Carnac.

3.3.2.3 Age de l'échantillon CAP03

Dans le diagramme isochrone ($\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$) (Figure II.9), les rapports U/Pb et Th/Pb et leurs ellipses ont une distribution très étalée permettant une excellente contrainte de l'âge Th/Pb (328.6 +9.9 Ma -9.3 Ma) et de l'âge U/Pb (312.5 +15.6 Ma -16.3 Ma). Ces deux âges indépendants se recoupent très nettement en tenant compte de leurs barres d'erreurs. La droite de régression calculée pour ces analyses, très proche de l'isochrone théorique tracée pour un âge de 323 Ma, ainsi que la valeur du MSWD (1.2 pour 73 analyses), montre que cet âge est statistiquement acceptable. L'âge isochrone U-Th/Pb à 323 ± 5 Ma apparaît légèrement plus vieux que les deux âges précédant.

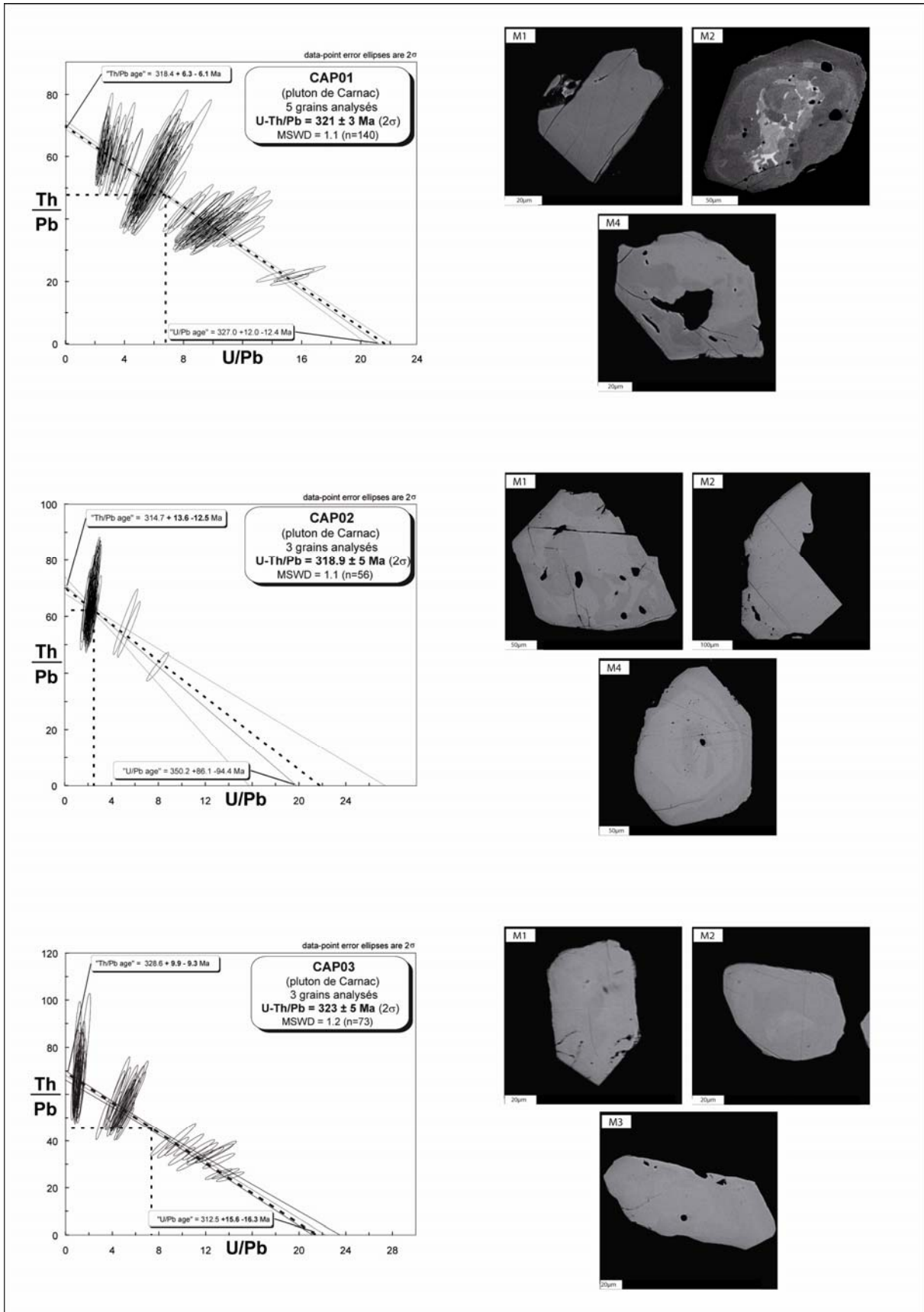


Figure II.9 : Ages isochrones des échantillons CAP01, CAP02 et CAP03 calculés par la

méthode de datation chimique U-Th/Pb sur monazite. Les images MEB des textures représentatives des monazites datées sont reportées pour chaque échantillon.

Les âges des échantillons CAP01 et CAP02 interprétés comme ceux de la mise en place du pluton du complexe granitique de Carnac sont groupés autour de ~320 Ma. Ils sont équivalents à ceux obtenus pour le réseau filonien (également ~316-321 Ma), confirmant ainsi le caractère cogénétique du pluton et des filons. Ils sont, par ailleurs validés par le calcul récent d'un âge de mise en place à 316 ± 4 Ma pour le pluton de Carnac obtenu sur zircon par la méthode isotopique U/Pb ICP par ablation laser (Cocherie, communication personnelle). L'âge de l'échantillon CAP03, légèrement plus vieux (323 ± 5 Ma) est difficile à interpréter. Recoupant les âges considérés comme ceux de la mise en place du granite, il ne peut pas être clairement interprété comme un âge hérité.

3.4 Conclusions à l'étude géochronologique complémentaire réalisée sur la zone du Golfe du Morbihan.

Il est vrai que certains âges des domaines de cœur et de bordure de monazites se chevauchent, ne permettant normalement pas de les distinguer. La légitimité de la distinction des ces âges sera discutée dans la discussion du chapitre V qui inclue la discussion des résultats présentés ici.

L'anatexie des migmatites est datée vers ~325-320 Ma. Ces âges sont identiques, dans les barres d'erreur, avec ceux obtenus pour la mise en place du massif granitique de S^{te}-Anne d'Auray. La datation du pluton de Carnac à ~320 Ma montre que la mise en place de ce complexe granitique est syn- à tardi-migmatitique. Ces âges, dont une grande partie montre des résultats équivalents dans leur barre d'erreur, témoignent d'un événement anatectique majeur. Dans la zone du Golfe du Morbihan, le continuum d'anatexie se situe donc entre ~325 et ~320 Ma (Figure II.10 et Figure II.11).

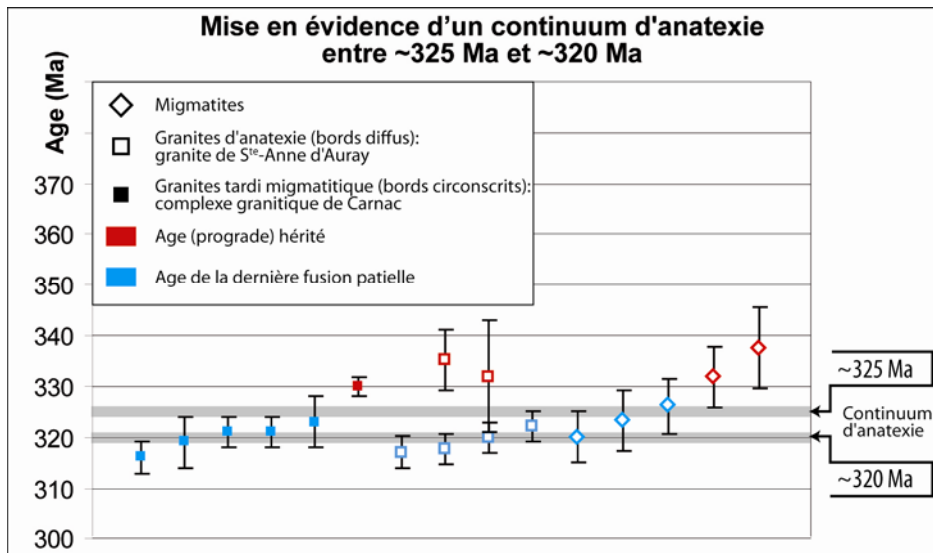


Figure II.10 : Graphique des âges obtenus dans toute la zone du Golfe du Morbihan mettant en évidence l'âge du continuum d'anatexie observé.

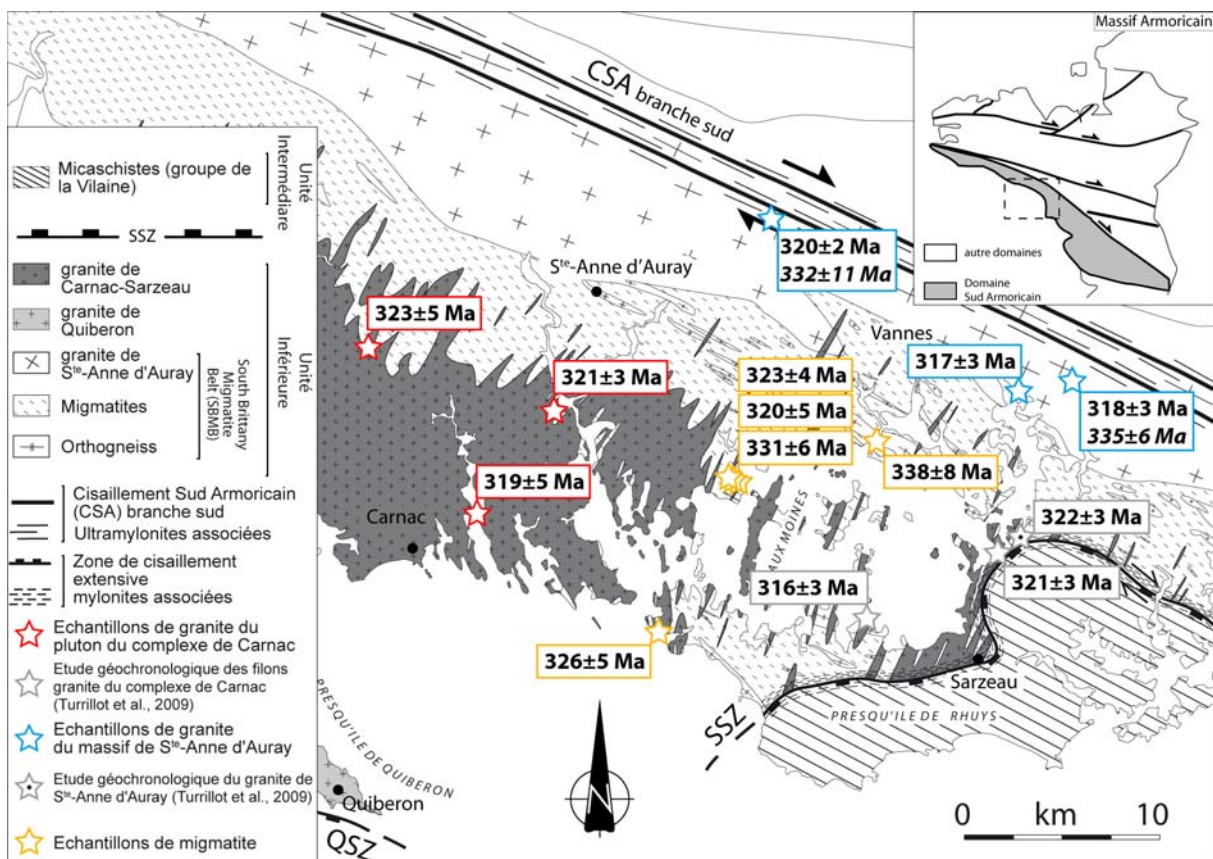


Figure II.11 : Carte de résultat de l'étude géochronologique réalisée sur le continuum d'anatexie observé dans la zone du Golfe du Morbihan. Concernant les échantillons pour lesquels deux âges ont été calculés, l'âge considéré comme hérité (calculé au cœur de grain de monazite) est écrit en italique.

Les limites de la méthode géochronologique utilisée fournissant des barres d'erreur de l'ordre de 5 Ma sont rapidement atteintes quand il s'agit de distinguer des événements géologiques trop proches dans le temps. Ainsi malgré des relations structurales claires entre les formations géologiques datées, établies sur la base d'arguments de recoupement observés sur le terrain, les âges de la mise en place successive de chacune des formations géologiques n'ont pas pu être indépendamment distingués.

Par ailleurs les âges situés entre ~335 et ~330Ma significativement différents des âges de mise en place, ont été obtenus pour les monazites issues d'échantillons de mélanosome des migmatites ou pour les domaines de cœur de monazites issus du massif de S^{te}-Anne d'Auray. A la lumière de l'évolution métamorphique complexe des migmatites du Golfe du Morbihan, mise en évidence par Johnson et Brown (2004) (Figure I.7), ces monazites peuvent raisonnablement être considérées comme des monazites héritées de stades métamorphiques antérieurs à la fusion partielle.

Article 3: « Pluton-dyke relationships in the Variscan Carnac granitic complex. Evidence of the earliest extensional tectonics in the South Armorican Domain (France) from AMS and gravity modelling. »	156
Présentation de l'article (actuellement soumis pour publication au Journal of Structural Geology).....	156
1 Introduction	159
2 Geological setting.....	160
2.1 General framework.....	160
2.2 The Morbihan area	161
2.3 The Carnac complex.....	164
2.3.1 Overall framework and mineralogy	164
2.3.2 Microstructure of the Carnac complex.....	167
3 Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) of the Carnac complex.....	168
3.1 AMS Sampling.....	168
3.2 Measurements.....	168
3.3 Magnetic mineralogy.....	169
3.4 AMS results.....	171
3.4.1 Anisotropy degree and shape parameter	171
3.4.2 AMS fabric patterns of the Carnac complex	173
3.4.3 AMS fabric patterns of the Arradon and Ile aux Moines dykes.....	177
4 Gravity study of the Carnac complex.....	181
4.1 Gravity data acquisition and positioning.....	182
4.2 Residual Bouguer anomaly	184
4.3 -2D gravity modelling of the Carnac complex.....	185
4.3.1 Modelling constraints	185
4.3.2 -2D modelling	186
5 Discussion	189
5.1 Significance of the magnetic fabric.....	191
5.2 Interpretation of the gravity models	192
5.3 Architecture of the Carnac complex.....	192
5.4 Syntectonic emplacement model for the Carnac complex	193
5.5 Regional tectonic implications	195
6 Conclusion.....	195
Conclusions principales et remarques complémentaires.....	197

**CHAPITRE III : STRUCTURE INTERNE DU COMPLEXE DE
CARNAC ET GEOMETRIE INTERNE DE LA ZONE DU
GOLFE DU MORBIHAN : APPORTS DE LA GEOPHYSIQUE**

Article 3: « Pluton-dyke relationships in the Variscan Carnac granitic complex. Evidence of the earliest extensional tectonics in the South Armorican Domain (France) from AMS and gravity modelling. »

Présentation de l'article (actuellement soumis pour publication au Journal of Structural Geology)

Références de l'article :

Turrillot, P., M. Faure, G. Martelet, Y. Chen et R. Augier (soumis le 15/08/10), Pluton-dyke relationships in the Variscan Carnac granitic complex. Evidence of the earliest extensional tectonics in the South Armorican Domain (France) from AMS and gravity modelling, Journal of Structural Geology, x, xx-xx.

Comme nous l'avons vu précédemment, le complexe granitique de Carnac est formé d'un pluton et d'un important réseau filonien. Ce complexe granitique se met en place vers ~320 Ma (pour rappel : l'âge le plus jeune étant 316 ± 4 Ma et le plus vieux étant 323 ± 5 Ma). Des arguments géométriques discutés dans le deuxième article, basés sur les orientations très constantes du réseau filonien de ce complexe granitique, par ailleurs parallèle aux directions des apex du pluton, suggèrent fortement que sa mise en place marque les stades les plus précoces du continuum de déformation extensive reconnue dans la zone du Golfe du Morbihan. Lors des stades ultérieurs de ce continuum de déformation, le réseau filonien est déformé ductilement par la SSZ. Alors que la mise en place de ce complexe granitique est fortement contrainte tectoniquement comme en témoigne sa géométrie cartographique, le pluton, situé à l'Ouest du Golfe du Morbihan, ne présente aucune trace visible de déformation.

L'étude que nous présentons maintenant vise, par la méthode de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM), à caractériser la structuration interne du granite, afin de discuter dans quelles modalités tectoniques le pluton se met en place. Les mesures de l'ASM sont représentées sous la forme d'un tableau inséré dans l'article. En parallèle, grâce à l'étude de la gravimétrie, nous serons en mesure de modéliser la géométrie profonde du complexe de Carnac. Les résultats des mesures gravimétriques ainsi que des mesures de densité nécessaires à la modélisation sont présentés en annexe de la thèse. Ces nouvelles données géophysiques

permettront de proposer un modèle de mise en place du complexe granitique de Carnac caractérisant les relations structurales entre le pluton et son réseau filonien, et confronter ce modèle au régime tectonique extensif que l'on reconnaît dans la zone du Golfe du Morbihan.

Pluton-dyke relationships in the Variscan Carnac granitic complex. Evidence of the earliest extensional tectonics in the South Armorican Domain (France) from AMS and gravity modelling

Turrillot P.^{1,2}, Faure M.¹, Martelet G.², Chen Y.¹, Augier R.¹

¹Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO), Université d'Orléans – CNRS : UMR6113 – Université François Rabelais - Tours – INSU, 45071 Orléans cedex 2, France

²BRGM-GEO/G2R, BP 36009, 45060 Orléans cedex 2, France

Keywords:

Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS); 2D Gravity modelling; Extensional deformation; pluton-dyke relationships; Variscan belt; Armorican Massif.

Abstract:

In the South Armorican Domain, the Carnac granitic complex emplaced during the Late Carboniferous late-orogenic extensional tectonics experienced by this segment of the Variscan belt. The Carnac complex consists of a peraluminous pluton and a dyke swarm, exposed in the western and eastern parts of the complex, respectively. An emplacement model for the Carnac complex is proposed based on a multidisciplinary study integrating gravity modelling, anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) and field observations. Gravity modelling highlights several deep zones in the western part of the complex and an overall eastward thinning of the pluton. These deep zones are interpreted as the pluton feeder zones. The internal granitic fabric developed under sub-solidus state shows a coherent WNW-ESE striking linear anisotropy, being consistent with the WNW-ESE regional stretching and an eastward magma spreading. Geological mapping and geophysical studies outline the occurrence of numerous NNE-SSW trending dykes within the eastern part of the Carnac pluton, suggesting that it formed by the coalescence of numerous dykes oriented perpendicular to the regional stretching direction, and thus interpreted as crustal-scale “tension gashes”. Sub-horizontal magnetic foliation and WNW-ESE horizontal trending magnetic lineation, systematically observed within the dykes, suggest that their emplacement is coeval with a vertical shortening in a WNW-ESE extensional tectonic setting. These results

complemented by other recently published data show that the Carnac complex, dated at 319 ± 6 Ma, represents the earliest evidence of an extensional continuum of deformation observed in the South Armorican Domain.

1 Introduction

In many collisional orogens, the thickened crust often experiences gravitational collapse coeval with a widespread crustal melting, responsible for the emplacement of a large volume of granitic magma in the middle to upper crust. The tectonic framework of the late orogenic evolution is then dominated by extensional tectonics leading to the formation of crustal scale normal shear zones that accommodate the stretching of the crust.

Granitoids are regarded as representative strain markers to investigate crustal deformation (e.g. Cloos, 1925; Brun and Pons, 1981; Gapais and Barbarin, 1986; Paterson et al., 1989; Faure and Pons, 1991; Faure, 1995; Talbot et al., 2005). The dyke swarm that surrounds the granitic plutons can be used to estimate the amount of extension (Passchier, 1990). During the last decades, the structural and genetic relationships between plutons and their associated dyke swarm have been widely investigated (Clemens and Mawer, 1992; Petford et al., 1993; Rubin, 1995; Petford, 1996; Petford et al., 2000; Talbot et al., 2005; Bartley et al., 2006). It was argued either that the dykes are fed by magma coming from the parental pluton (e.g. Baker, 1998) or that the dykes play a significant role in the construction of a pluton (e.g. Clemens and Mawer, 1992; Rubin, 1995; Petford et al., 2000).

Using the Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS), this study aims to determine the mineral preferred orientation of the Variscan Carnac granitic pluton and the surrounding dykes in order to understand the pluton internal fabrics, and to characterize the relationships between the pluton and its dyke swarm. Furthermore, the AMS study aims at determining the principal strain axes that develop during the emplacement of the Carnac complex. However the magnetic fabric provides structural information restricted to the exposed level of the complex, but does not inform on the deep structures such as the geometry of the feeder zones or the pluton thickness variations. Therefore, a combined AMS and gravity study of the complex is achieved; it will provide new insights on the pluton shape at depth, and will improve the understanding of the Carnac complex overall architecture. Combined with microstructural observations, the role of magma dynamics-related deformation and/or regional stretching on the fabric development both in the pluton and in the dyke swarm can be

discussed. These new data enable us to propose an emplacement model, which is discussed in light of the extensional tectonic framework already suggested for this area of the South Armorican Domain (Gapais et al., 1993; Turrillot et al., 2009).

2 Geological setting

2.1 General framework

The orogenic evolution of the European Variscides is interpreted to have evolved from Ordovician rifting, through Silurian subduction, Silurian–Devonian multiple collisions, Late Devonian–Carboniferous intra-continental deformation, to Upper Carboniferous late-orogenic extension (Dewey and Burke, 1973; Matte, 1986, 1991, 2001; Gapais et al., 1993; Faure, 1995; Faure et al., 2005). The French Massif Armoricain is classically subdivided into several tectono-metamorphic domains by two major dextral strike-slip shear zones active during the Upper Carboniferous times. Namely, the North Armorican Shear Zone (NASZ), and the South Armorican Shear Zone (SASZ) that split into a WNW-ESE northern branch and a NW-SE southern branch (Figure 1a; Watts and Williams, 1979; Jégouzo, 1980). However, these Carboniferous shear zones do not represent suture zones or plate boundaries. Concerning the Early Variscan collisional events, the Nort-sur-Erdre fault is considered as the suture zone between Central Armorica and South Armorican Domain (Faure et al., 2005; Ballèvre et al., 2009; Figure 1a).

A geological outline of the South Armorican Domain is provided in the following. The South Armorican Domain is limited to the north by the southern branch of the SASZ (Figure 1a; Berthé et al., 1979; Jégouzo, 1980). There, several tectono-metamorphic units are recognized from top to bottom (Figure 1b; e.g. Cogné, 1974; Le Corre et al., 1991; Ballèvre et al., 1994): (1) Upper units characterized by well preserved HP–LT metamorphic rocks in the Bois de Céné, and Ile de Groix blueschist klippe (Bosse et al., 2002), and in Vendée and Belle-Ile-en-Mer porphyroids (Le Hébel et al., 2002); (2) Intermediate units or “Schistes de la Vilaine” group equilibrated upon a MP-MT Barrovian gradient (Triboulet and Audren, 1988; Goujou, 1992; Brown and Dallmeyer, 1996); and (3) Lower unit of HT-MP rocks consisting of migmatite and migmatitic granites intruded by large volumes of granites (e.g. Audren and Le Métour, 1976; Marchildon and Brown, 2003).

Unlike Central Armorica, the South Armorican Domain underwent extensional tectonics during the last stage of the Variscan orogenic evolution. The overall tectonic framework of the South Armorican Domain consists of Lower Unit migmatite and granites, exposed in tectonic windows overlain by Intermediate Unit. At the regional scale, a widespread extension is well documented in the Sables d'Olonne area where extensional tectonics are mainly accommodated by a pervasive thinning of the complete metamorphic sequence (Cagnard et al., 2004), whereas in the Morbihan area, Lower Unit high-grade rocks are roofed by top-to-the-WNW, and top-to-the-ESE extensional shear zones, namely, the Quiberon Shear Zone (QSZ), and the Sarzeau Shear Zone (SSZ), respectively (Gapais et al., 1993; Turrillot et al., 2009).

2.2 The Morbihan area

In the Morbihan area, Intermediate Unit forms the SSZ hanging wall. This overlying unit consists of micaschists belonging to the “Schistes de la Vilaine” group (Audren, 1987; Triboulet and Audren, 1988; Augier et al., 2010 in press). The sub-horizontal foliation and WNW-ESE lineation (Audren, 1987) are interpreted as remnant features of a Devonian thrusting event (Brun and Burg, 1982, Vauchez et al., 1987), equivalent to the D2 event of Faure et al. (2005). In the SSZ footwall, the Lower Unit, which is bounded to the north by the SASZ strike-slip fault, consists of subvertical, NW-SE striking migmatite derived from metasediments and rare orthogneiss (Brown, 1983; Peucat, 1983; Jégouzo et al., 1986; Audren, 1987; Jones and Brown, 1990; Guerrot et al., 1997). The protolith of the orthogneiss is dated of Early Ordovician (Peucat, 1983). In the Lower Unit, metamorphic peak-conditions, estimated at ~9 kbar and 750-800°C (Audren, 1987; Triboulet and Audren, 1988; Jones and Brown 1989, 1990; Brown and Dallmeyer, 1996; Johnson and Brown, 2004), were followed by a stepped retrograde P-T path involving decompression and a second episode of melt generation around ~4 kbar and 700-750°C (Brown and Dallmeyer, 1996). The migmatitic episode induced the production of anatectic granite forming either diffuse, widespread bodies of various scales (1 to 100 m), parallel to the migmatitic foliation, or as north of Vannes, a 70 km-long elongated massif, regionally known as the S^{te}-Anne d'Auray magmatic complex (Figure 1b; Le Métour, 1977; Augier et al., 2010 in press). This crustal melting episode has been recently dated at 322 ± 3 Ma by monazite U-Th/Pb in-situ method (Turrillot et al., 2009). The migmatite finally crossed the solidus at ~3.5 kbar and 660°C (Brown and

Dallmeyer, 1996). Further to the south, a WNW-ESE elongated magmatic complex of ca. 20 x 50 km, known as the Carnac complex (Figure 1b), appears clearly intrusive in the migmatite (Figure 2a; Audren and Le Métour, 1976; Augier et al., 2010 in press). Monazite U-Th/Pb time-constraints yielded emplacement ages of the Carnac complex at 319 ± 6 Ma (Turrillot et al., 2009; Augier et al., 2010 in press). A $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step-heating method analysis on white mica from the undeformed Carnac complex granite provided a cooling age at ~ 305 Ma (Turrillot et al., 2010 (Submitted)). In the southwest of the study area, the Quiberon leucogranite emplaced within the migmatite but its emplacement age remains unknown, yet.

The Carnac complex and the Quiberon leucogranite are ductilely deformed along the SSZ and QSZ. The Quiberon leucogranite emplacement is coeval with a top-to-the-WNW shearing along the W-dipping QSZ (Gapais et al., 1993), which has been dated between 310 and 300 Ma (Ruffet in Le Hébel, 2002). East of the study area, the Carnac complex is mylonitized along the SSZ, which is characterized by a top-to-the-ESE shearing (Turrillot et al., 2009; Figure 1b). Associated to the SSZ, meter-scale shear bands with top-to-the-ESE sense of shear developed at the expense of the migmatite and granitic dykes. The ductile shearing along the SSZ has been dated at 300-302 Ma by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ in-situ method on white mica neo-crystallizations spread along the shear planes (Turrillot et al., 2010 (Submitted)). At the scale of the Morbihan area, it has been proposed that during a ductile WNW-ESE stretching, shearing with opposite kinematics along the QSZ and the SSZ allowed the exhumation of the Lower Unit in Late Carboniferous time (Turrillot et al., 2009).

During an overall cooling of the Lower Unit, the deformation evolved towards a brittle regime. Within the Lower and Intermediate units, numerous high-angle normal faults developed coeval with joints and tension gashes. Field evidence shows that these brittle structures crosscut the ductile ones. The inversion of fault slip data outlined a WNW-ESE extensional deformation during a late brittle regime, that has been dated at 298-300 Ma by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ in-situ method on white micas crystallized on the fault surfaces (Turrillot et al., 2010 (Submitted)). These ages place the ductile-brittle transition at 300 ± 2 Ma. In summary, in the Morbihan area, the structural and geochronological constraints argue for an extensional deformation continuum during the Upper Carboniferous time.

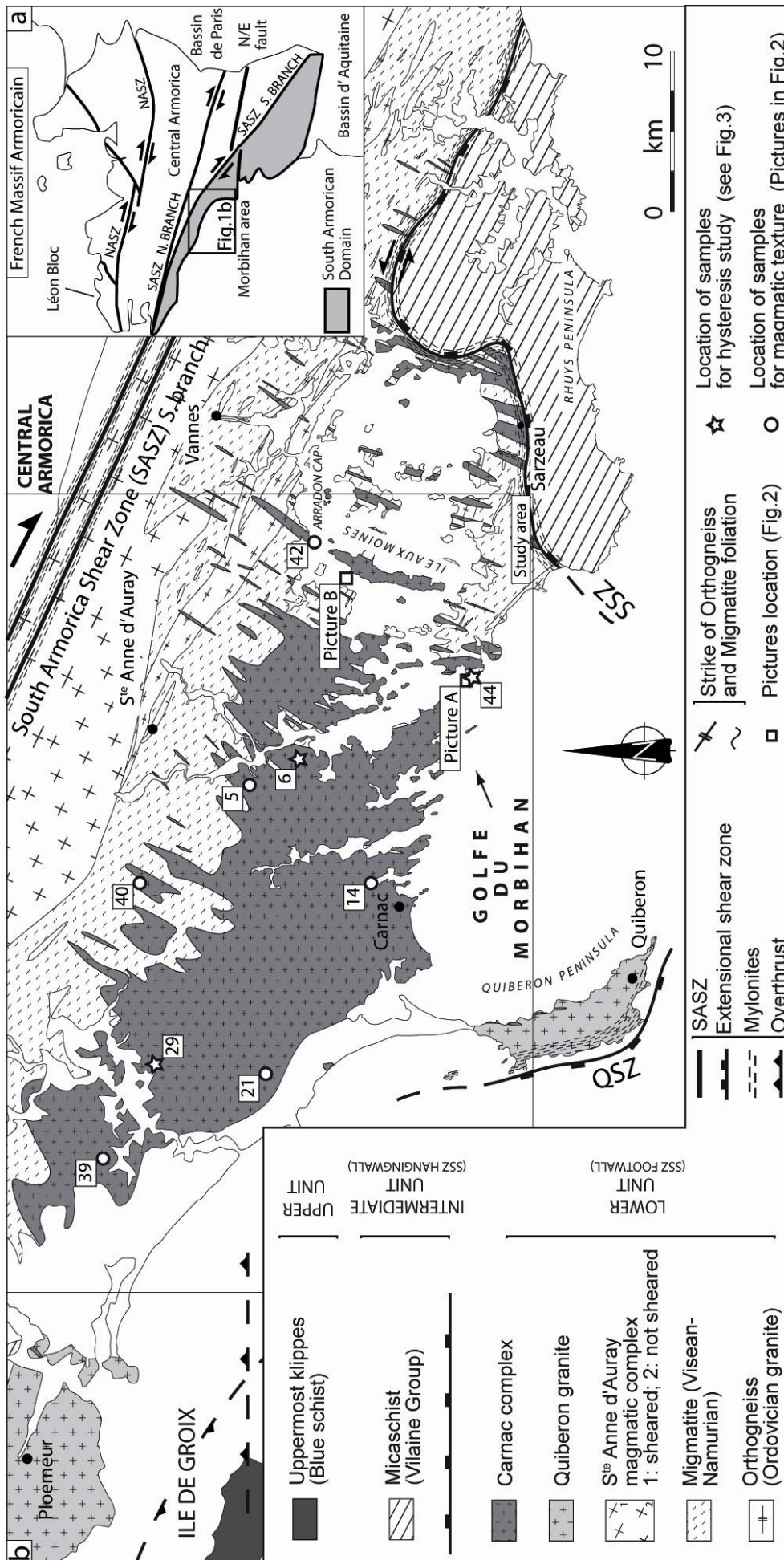


Figure 1. (a) Simplified map of the Massif Armoricain. NASZ: North Armorican Shear Zone, SASZ: South Armorican Shear Zone, N. Branch: Northern Branch, S. Branch: Southern Branch; (b) Structural map of the Morbihan area in the South Armorican Domain. The main tectonostratigraphic units and their internal features are depicted. The Intermediate and the Lower units are separated by the extensional Sarzeau Shear Zone (SSZ) in the Rhuys peninsula, and the Quiberon Shear Zone (QSZ) in the Quiberon peninsula. White squares locate outcrop pictures displayed on Figure 2; open stars locate samples for hysteresis study (see results in Figure 3) and open circles locate the sample for magmatic texture study (see pictures in Figure 2).

2.3 The Carnac complex

2.3.1 Overall framework and mineralogy

The Carnac complex consists of a granitic pluton developed to the west of the study area, and surrounded by a pervasive granitic dyke swarm (Augier et al., 2010 in press). The geological map (Augier et al., 2010 in press; Le Métour, in progress) shows that the dyke swarm is more developed to the east, than to the west (Figure 1b). The Carnac pluton consists mainly of homogeneous fine-to-medium grained biotite granite with rare cordierite. Rarely, a two-micas facies can be observed. The dyke swarm is composed of a fine-grained biotite and muscovite facies similar to that of the Carnac pluton, but with a lower proportion of Fe-Mg rich minerals.

The pluton and the dykes yield similar monazite U-Th/Pb ages, considering the uncertainties (Turrillot et al., 2009). Yet, in the field, the relative timing based on intersecting structures between the pluton and its dyke swarm has never been observed. The dyke thickness varies from 50 cm to more than 500 m. Most of them are steeply (i.e. 40 to 60°) west-dipping, and rarely gently (i.e. 10 to 20°) west-dipping (Figure 2a and b). Some dykes exhibit a well developed planar mineral preferred orientation defined by the alternation of quartz-feldspar-rich, and micas-rich layers lying parallel to the dyke border. This penetrative fabric is interpreted here as a magmatic layering formed during the dyke emplacement. The dykes crosscut at right angle the migmatitic host-rocks fabric (Figure 2a). A statistical measurement of the dyke walls reveals a NNE-SSW regional trend, i.e. at right-angle from the WNW-ESE

maximum stretching inferred from the ductile deformation structures (Gapais et al., 1993; Turrillot et al., 2009). It has been proposed that the dykes of the Carnac complex represent NNE-SSW striking crustal scale tension gashes coeval with the WNW-ESE maximum stretching direction (Turrillot et al., 2009).

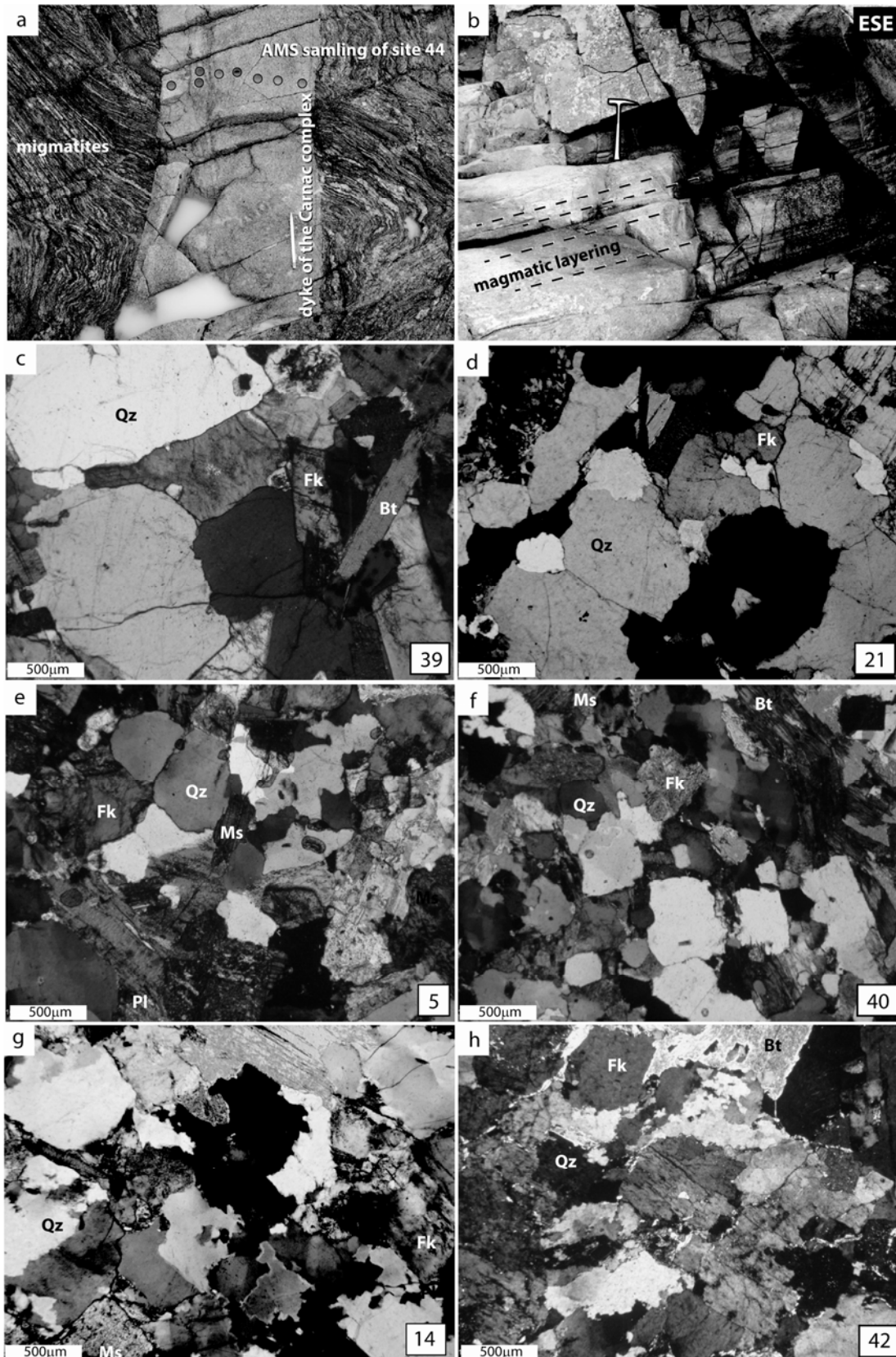


Figure 2. Outcrop pictures of representative dykes of the Carnac complex, and microphotographs of the magmatic microstructures. On the right bottom of the thin section pictures c, d, e, f, g, h, the numbers refer to the sample name and to the AMS sites. Their

location is given on Figure 1. The thin sections are oriented parallel to the WNW-ESE stretching. Qz: quartz; Fk: K-feldspar; Pl: plagioclase; Bt: biotite; Ms: muscovite (a) Structural relationships between a steeply dipping N30°E striking granitic dyke and its migmatitic host rock (vertical N120°E-striking foliation). Anatectic granite bodies belonging to the S^{te}-Anne d'Auray magmatic complex are intercalated within the migmatitic foliation. Note the sharp contact between the migmatite and the dyke; (b) Gently-dipping dyke, with an internal fabric interpreted as magmatic layering; (c) and (d) Microstructures characteristic of undeformed granite; (e) and (f) Microstructures of moderate solid-state deformation; (g) and (h) Microstructure of significant solid-state deformation.

2.3.2 Microstructure of the Carnac complex

In order to characterize the microstructure of the Carnac complex, 12 thin sections of apparently unstrained granite were made from the pluton and the dyke swarm. Sampling was done within the entire Carnac complex and therefore tends to be representative of the whole massif. All thin sections were oriented parallel to the direction of the WNW-ESE regional stretching. Representative examples of the Carnac granite microstructures are shown in Figure 2, and the location of the corresponding sample is indicated in the geological map (Figure 1b). Three types of microstructures are distinguished.

The first type shows anhedral, millimetre-scale sized quartz grains with non-undulatory extinction and planar boundaries (e.g. samples 39 and 21). The quartz and feldspar grains do not show any crystal-plastic deformation or recrystallization evidence (Figure 2c and d), or any particular mineral preferred orientation. These features are characteristic of undeformed granite (Paterson et al., 1989). The second type of Carnac granite microstructure displays 0.5 to 1 mm scaled quartz grains (e.g. samples 5 and 40) with undulatory extinction. Some quartz grains are weakly recrystallized with a slight neograin formation (Figure 2e and f). These features are characteristics of a moderate solid-state deformation (Paterson et al., 1989). The third type of granitic microstructure shows a significant solid-state deformation (Figure 2g and h). Quartz grains with a noticeable grain-size reduction (smaller than 0.5 mm), serrated boundaries, and undulatory extinction argue for a dynamic recrystallization process (e.g. samples 14 and 42).

At the scale of the entire Carnac complex, a weak spatial organization of the three granitic microstructural types seems to be outlined by the thin sections. Sub-solidus (i.e. magmatic)

deformation and moderate solid-state deformation predominate in the pluton. Conversely, solid-state deformation predominates in the dykes of the Carnac complex.

3 Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) of the Carnac complex

The overall geometry of the Carnac complex and particularly its dyke swarm suggests that its emplacement occurred during a WNW-ESE stretching of the crust. At the outcrop scale, only rare evidence of linear mineral preferred orientation can be observed within gently dipping dykes. Therefore an AMS survey was carried out on the entire Carnac complex in order to identify systematically the planar and linear magnetic fabrics. Furthermore, in order to understand the AMS fabrics displayed by related dykes of the Carnac complex, a detailed AMS study was undertaken in two larger dykes that crop out in the Golfe du Morbihan.

3.1 AMS Sampling

The AMS survey of the Carnac complex was performed on 46 sites comprising 343 oriented cores, drilled within the pluton and the dyke swarm. The poor exposure conditions within the pluton made uneasy to distinguish the pluton granitic rocks from the dyke facies, and limited the sampling to 1 site per 4 km² in average, nevertheless, the sites are well distributed and provide a good coverage of the Carnac complex.

The good outcropping conditions along the sea coast of the Golfe du Morbihan allowed an additional specific AMS survey of 37 sites comprising 214 oriented cores through the Arradon and the Ile aux Moine dykes. Sampling across dykes was done with a regular repartition, with each AMS sites spaced of several meters to 200 m from the next one. Particular efforts were made to analyze the contact between the dykes and migmatitic host rocks. Therefore, the variation of the granite magnetic fabrics across the dykes has been studied taking into account the location of the sites with respect to the dyke borders.

3.2 Measurements

AMS and bulk magnetic susceptibility (K_m) were measured with an AGICO KLY-3S apparatus at the “Laboratoire de Magnétisme des roches d’Orléans” (CNRS-Université d’Orléans). For each site, the mean direction of the three principal axes of the AMS ellipsoid ($K_1 \geq K_2 \geq K_3$) was computed with ANISOFT software using Jelinek statistics (Jelinek, 1981). ANISOFT software was also used to calculate the shape parameter (T) and the anisotropy degree parameter (P_j) that together describes the AMS ellipsoid (Jelinek, 1978, 1981; see definition of T and P_j in Hrouda, 1982). Magnetic hysteresis curves were obtained using a translation inductometer within an electromagnet providing a field of up to 1 Tesla at the Paleomagnetic Laboratory of “Institut de Physique du Globe de Paris” (IPGP, Saint-Maur, France).

3.3 Magnetic mineralogy

To identify the mineral phases that contribute to the magnetic signal is necessary in order to get meaningful geological significance to the measured magnetic fabric (e.g. Borradaile, 1988; Rochette et al., 1992; Borradaile and Henry 1997). To do so, two methods of investigation were used: bulk magnetic susceptibility and hysteresis curve. Figure 3a presents the distribution of the bulk magnetic susceptibility (K_m) deduced from the laboratory measurements of the 343 specimens of the Carnac complex, and the 214 specimens drilled within the Arradon and Ile aux Moines dykes. K_m measurements within the Carnac complex present a unimodal distribution with weak values spreading around $85.3 \pm 48.0 \mu\text{SI}$. K_m measurement of the Arradon and Ile aux Moines dykes also provides a unimodal distribution around $46.3 \pm 22 \mu\text{SI}$. These values ($<100 \mu\text{SI}$) obtained for both surveys correspond to a typical Al-rich granite suggesting that paramagnetic phases are the main contributor to AMS (Bouchez, 1997). Several specimens from the Carnac complex show rather high K_m values ($>200 \mu\text{SI} - 450 \mu\text{SI}$) that could be explained by the presence of secondary mineralization hardly detected in the field and even in thin section. These unusual high values, with respect to the majority of the K_m measurements, are excluded from the further discussion. Figure 3b shows hysteresis curves of 3 samples, two from sites within the pluton, and one from a meter scale dyke (see the sample locations in Figure 1b). For these 3 samples, hysteresis curves show almost perfectly linear and reversible induced magnetic moment with increasing and decreasing magnetic field, characterising paramagnetic minerals as the principal carrier of magnetic susceptibility.

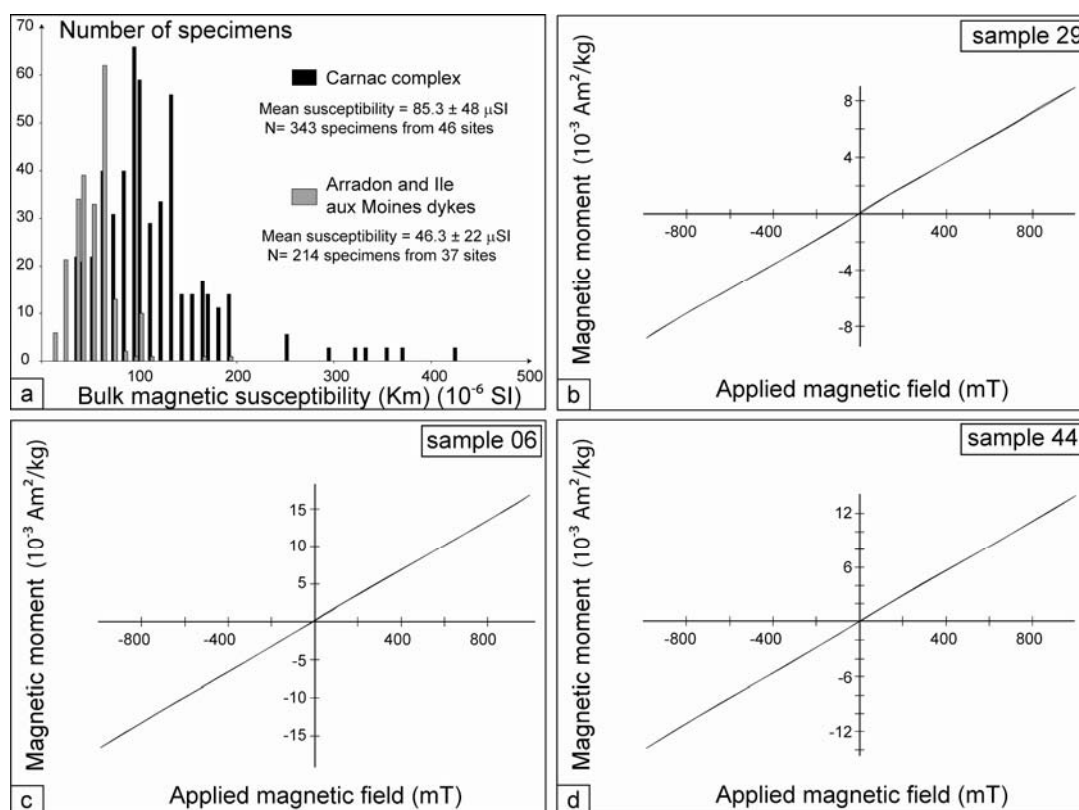


Figure 3. Information related to the magnetic mineralogy of the entire Carnac complex and of the Carnac complex dykes. (a) Histogram of the bulk magnetic susceptibility measured from specimens of the Carnac complex (black) and of the dykes of Ile aux Moines and Arradon (grey); (b)-(d) Hysteresis measurements of two specimens from the Carnac complex ((b) and (c)) and of one specimen from a dyke (d). The curves are characteristic of paramagnetic minerals showing linear relationships between the applied magnetic field and the magnetic moment.

As described above, the magnetic mineralogy of the Carnac complex is dominated by paramagnetic minerals such as micas which are easily observed in the thin section (Figure 2). The magnetic mineralogy is comparable between the Arradon and Iles aux Moine dykes. These analytic results are in agreement with the field observations of the Carnac complex, where biotite may be considered as the main Fe-bearing mineral. Thus the lower proportions of biotite in the dykes can be correlated to the corresponding lower Km values. As mentioned above in the mineralogical composition description, cordierite can be present in the Carnac complex. In order to avoid the confusion in the interpretation of the magnetic fabric, the outcrops containing cordierite were carefully avoided during AMS sampling since this mineral is characterized by inverted K1 and K3 axes with respect to the micas (Rochette et al.,

1992). Therefore, the magnetic signal can be attributed to the biotite, and thus the K1 and K3 axes may be directly interpreted as the lineation and the pole of foliation of the mineral fabrics, respectively (Rochette et al., 1992).

3.4 AMS results

3.4.1 Anisotropy degree and shape parameter

The statistical results of the AMS measurements within the Carnac complex and the Ile aux Moines and Arradon dykes are listed in Table 1. For each site, the mean declination, and inclination of the K1 and K3 axes with their corresponding confidence parameter (α_{95min}), the average of K_m , and the P_j and T parameters are provided. The plot of P_j vs. T parameters is presented in Figure 4. Only one site (Site 24) shows a P_j parameter >1.5 which may be influenced by a secondary mineralization or border effect as it is located near the contact with country rocks. The other sites are characterized by very weak values of P_j (<1.102). In the P_j vs. T diagram, the T parameter is scattered from -0.42 to 0.87 values for the Carnac complex sites, and from -0.59 to 0.88 values for Arradon and Ile aux Moines dykes sites (Figure 4). This scattering does not reveal a dominance of planar (oblate) or linear (prolate) anisotropy within the measured sites. Moreover, no statistical reliable relationships between the P_j and T parameters can be established.

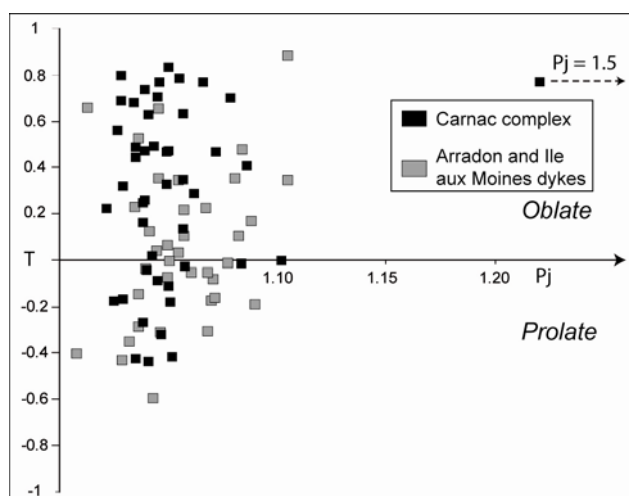


Figure 4. AMS scalar parameters for each site. Anisotropy degree (P_j) vs. shape parameter

(T). AMS sites in the Carnac complex are represented by black squares, and AMS sites in the Ile aux Moines and Arradon dykes are represented by grey squares.

3.4.2 AMS fabric patterns of the Carnac complex

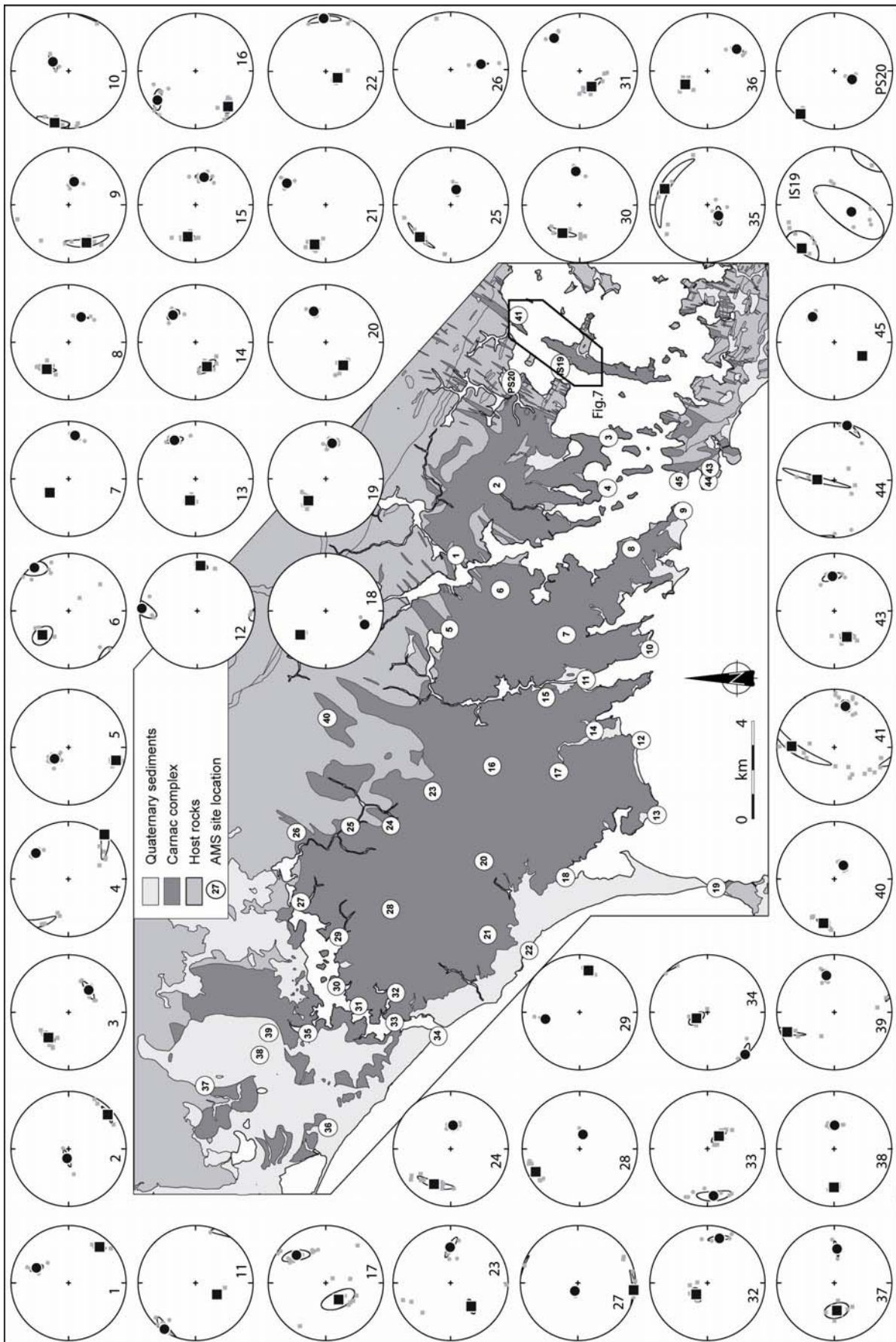


Figure 5. Equal area projection (lower hemisphere) of the AMS results for each site within the Carnac complex. On the map the white circled numbers refer to the AMS sites. On the stereoplots, squares and circles are K1 (magnetic lineation) and K3 (pole of magnetic foliation), respectively. Small grey dots and large black ones represent individual specimens and site-mean direction, respectively. Confidence ellipses at 95% level are drawn around average orientation direction.

Figure 5 shows the spatial distribution of the AMS sites within the Carnac complex and the results of magnetic fabric from the AMS measurements. The magnetic lineation (K1) and the pole of the magnetic foliation (K3) are plotted on an equal-area and lower hemispheric projection. Most of the sites show well grouped K1 and K3 axes projection. This observation is also confirmed by small values of confidence circles ($\alpha_{95\min}$) for the magnetic lineation and for the pole of magnetic foliation, as well (Table 1). Though an overall westward dipping attitude can be noticed, the poles of the magnetic foliation show rather variable directions (Figure 6a). The magnetic lineation is arranged along two mean directions (Figure 6b), and globally show a westward dip attitude. The main lineation direction trends WNW-ESE, parallel to the one inferred from the ductile and brittle structures, and presents variable plunges decreasing eastward from more than 60° to less than 10° (see dip variations in WNW-ESE direction in Figure 6b). The second cluster of the magnetic lineation direction is oriented NNE-SSW, that is parallel to the average dyke orientation, and plunges are mainly grouped around 40° (Figure 6b).

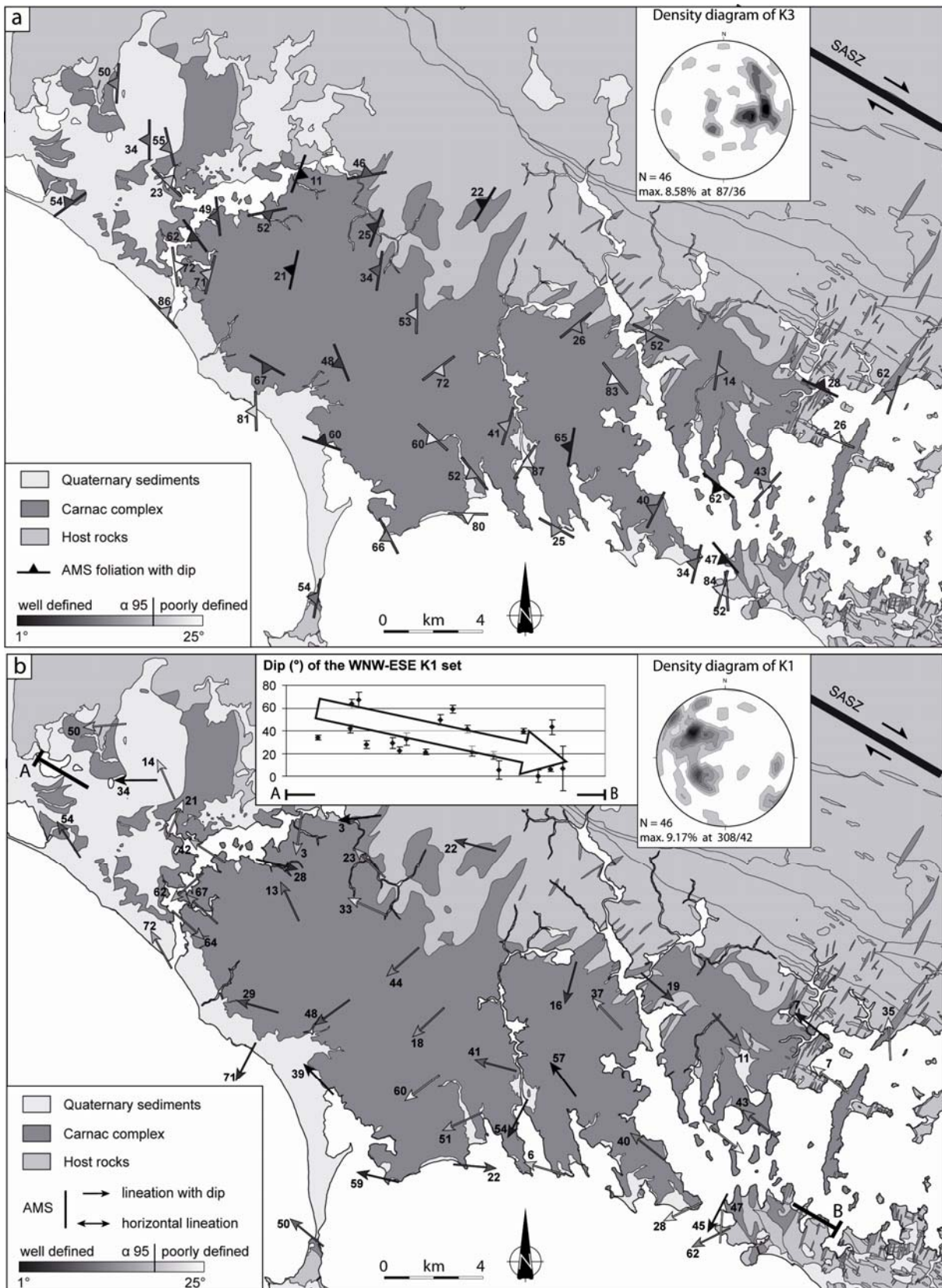


Figure 6. Magnetic fabric maps of the Carnac complex. Information on confidence parameter (α_{95min}) is given for each magnetic fabric. Equal-area projections (lower hemisphere) show the density contours of individual AMS foliation and AMS lineation. (a) Magnetic foliation;

(b) Magnetic lineation. For the WNW-ESE oriented K1 axes, dip variation is given along the A-B section.

Table1: Results of AMS measurements from the Carnac complex.

Site	Coordinates		N	K1				K3				Km	Pj	T
	Lat. (°N)	Long. (°E)		Dec(°)	Inc(°)	α_{95} min	α_{95} max	Dec(°)	Inc(°)	α_{95} min	α_{95} max			
1	-2.9541	47.6387	7	130.6	18.5	3.3	8.5	25.3	38.3	4.8	9.8	91.0	1.049	-0.111
2	-2.9160	47.6236	7	138.8	10.5	2.7	11.2	279.1	76.4	2.8	13.1	60.6	1.071	0.466
3	-2.8903	47.5827	7	308.6	43.3	6.6	9.5	132.1	46.6	4.2	13.8	96.5	1.042	0.489
4	-2.9175	47.5832	9	128.9	0.4	5.3	37.7	38.7	28.5	1.5	5.8	122.0	1.044	0.701
5	-2.9944	47.6411	7	195.3	15.6	3.2	7.6	320.9	64.3	6.6	8.5	66.2	1.039	-0.046
6	-2.9730	47.6224	7	316.5	37.2	10.1	18.0	51.9	7.1	9.8	17.9	59.9	1.020	0.222
7	-2.9972	47.5982	7	323.0	56.9	1.0	2.6	99.0	25.1	0.9	7.1	103.0	1.056	0.132
8	-2.9506	47.5744	8	308.1	39.6	2.4	12.4	116.0	49.8	1.8	10.5	87.8	1.065	0.768
9	-2.9299	47.5555	8	244.1	27.7	6.1	28.8	103.9	55.6	6.0	7.1	80.8	1.038	0.733
10	-3.0049	47.5677	6	286.7	5.8	8.0	18.0	29.1	64.7	3.7	11.7	102.0	1.056	0.629
11	-3.0217	47.5910	6	207.4	54.4	1.9	6.4	302.1	3.4	5.9	18.3	106.0	1.051	-0.418
12	-3.0543	47.5709	5	95.1	22.1	4.3	8.3	1.0	9.9	7.3	21.1	84.2	1.050	-0.183
13	-3.0945	47.5650	7	283.2	58.9	3.5	5.3	62.3	24.5	4.6	10.2	56.1	1.040	-0.440
14	-3.0491	47.5878	6	245.3	50.9	6.4	14.3	51.1	38.2	6.4	8.8	97.9	1.028	0.317
15	-3.0311	47.6056	10	284.9	41.4	3.4	9.7	106.1	48.6	5.4	11.0	81.1	1.041	0.017
16	-3.0682	47.6254	9	227.2	17.5	6.5	10.3	323.1	18.1	5.5	15.5	132.0	1.024	-0.179
17	-3.0712	47.6010	11	233.1	59.8	11.9	24.8	42.6	29.8	7.4	19.9	95.8	1.033	0.680
18	-3.1286	47.5986	7	316.1	39.0	1.8	3.4	198.6	29.7	2.8	6.3	93.9	1.048	0.464
19	-3.1341	47.5431	8	309.1	49.7	4.9	8.4	99.7	36.4	4.7	8.6	171.0	1.085	0.404
20	-3.1198	47.6285	9	234.1	47.6	5.0	8.0	68.0	41.6	4.2	5.8	61.4	1.034	0.487
21	-3.1597	47.6270	10	285.8	29.4	4.9	7.5	29.8	23.3	4.9	6.0	97.8	1.037	0.162
22	-3.1683	47.6117	6	207.3	71.4	2.8	7.9	88.5	9.2	5.1	18.0	106.0	1.046	-0.321
23	-3.0821	47.6472	5	228.5	44.4	3.9	11.6	90.4	37.2	3.5	17.5	89.9	1.083	-0.015
24	-3.1006	47.6625	10	293.9	32.7	5.2	23.9	98.1	56.3	3.4	8.3	265.0	1.515	0.779
25	-3.1010	47.6775	6	313.9	22.8	3.2	21.6	109.4	65.2	1.7	7.5	73.1	1.078	0.697
26	-3.1044	47.6972	5	263.1	2.9	0.9	4.4	170.3	44.4	1.2	10.4	34.5	1.028	-0.169
27	-3.1421	47.6957	7	187.7	2.5	2.7	22.2	290.4	78.9	2.2	3.2	55.0	1.045	0.768
28	-3.1461	47.6625	7	334.6	13.1	2.5	11.2	102.1	69.0	2.2	4.7	86.4	1.056	0.345
29	-3.1610	47.6815	6	103.8	27.9	3.4	7.0	349.1	38.2	2.4	8.8	35.5	1.057	-0.029
30	-3.1880	47.6824	7	302.7	42.0	3.7	19.2	84.0	40.9	3.8	7.6	148.0	1.049	0.832
31	-3.1986	47.6743	11	228.8	62.1	4.0	15.5	53.6	27.8	3.9	5.4	87.4	1.038	0.469
32	-3.1915	47.6605	6	312.5	67.4	6.7	10.3	104.1	20.2	3.6	13.8	88.6	1.034	0.442
33	-3.2073	47.6610	8	131.4	63.8	4.0	15.0	262.2	17.8	8.3	20.0	80.5	1.038	0.255
34	-3.2149	47.6450	5	330.6	72.3	6.1	13.1	227.4	4.1	4.6	12.7	38.3	1.049	0.470
35	-3.2134	47.6929	5	22.9	21.3	7.8	48.1	223.9	67.3	4.4	13.7	17.0	1.027	0.686
36	-3.2648	47.6854	9	327.2	53.6	5.9	7.0	143.6	36.4	2.7	8.7	77.1	1.037	-0.269
37	-3.2423	47.7307	5	265.1	50.0	11.2	16.7	93.5	39.7	2.3	12.2	80.9	1.040	0.626
38	-3.2254	47.7105	7	269.6	34.0	1.9	5.5	90.2	56.0	1.9	9.9	69.9	1.037	0.246
39	-3.2134	47.7073	6	336.4	14.2	2.1	26.5	76.6	34.8	4.7	9.8	164.0	1.054	0.785
40	-3.0422	47.6859	10	284.5	21.5	2.5	8.9	121.2	67.7	2.1	5.3	48.5	1.061	0.286
41	-2.8305	47.6144	17	356.7	35.0	9.0	42.1	108.5	27.9	8.9	12.1	25.3	1.031	0.873
43	-2.9151	47.5460	7	243.4	47.4	5.5	9.4	86.0	40.3	5.6	13.0	44.5	1.048	0.325
44	-2.9160	47.5460	5	4.1	61.6	3.9	52.9	105.6	6.1	4.8	17.3	43.4	1.025	0.560
45	-2.9138	47.5569	8	207.2	44.9	3.2	4.3	50.5	42.7	3.2	4.3	106.0	1.044	-0.090
IS19	-2.8539	47.6003	8	306.9	7.1	19.7	25.7	202.0	64.1	22.6	62.0	18.4	1.034	-0.427
PS20	-2.8619	47.6183	6	308.1	6.5	2.3	5.6	205.5	62.4	4.1	4.9	91.9	1.101	-0.004

Lat. : Latitude, Long. : Longitude; N : number of specimens; Dec, Inc, α_{95} min, α_{95} max are declination, inclination, Jelinek's statistic confidence at 95% level (Jelinek, 1981) in degrees, respectively; Km : Meanbulk magnetic susceptibility, Pj: Corrected anisotropy degree, and T: Anisotropy shape parameter (Jelinek, 1981).

3.4.3 AMS fabric patterns of the Arradon and Ile aux Moines dykes

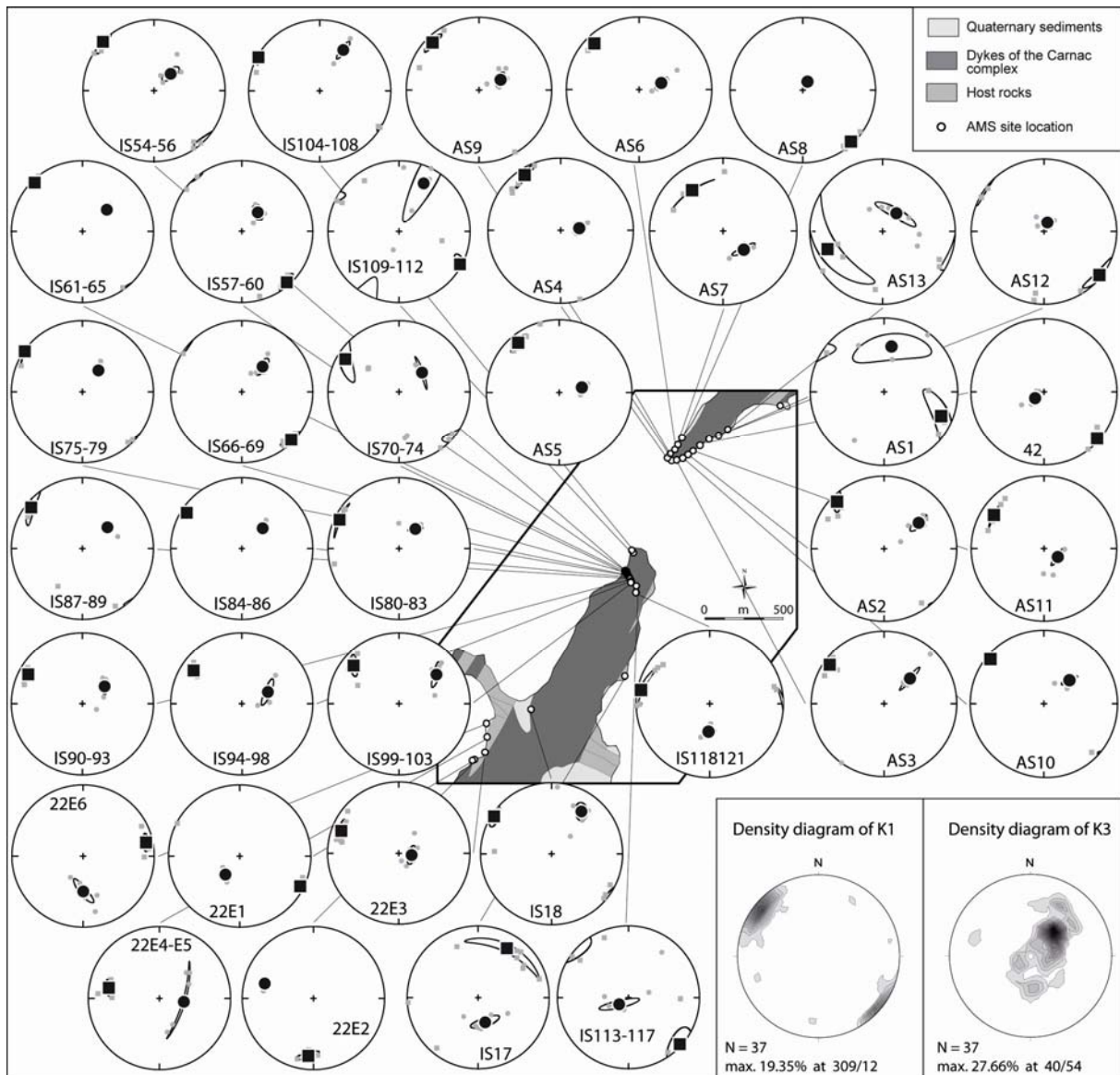


Figure 7. Equal area projection (lower hemisphere) of the AMS results for each site within the Ile aux Moines and Arradon dykes. AMS site locations within the Ile aux Moines and Arradon dykes are given by small white circles on the map. On the stereoplots, squares and circles are K1 (magnetic lineation) and K3 (pole of magnetic foliation), respectively. Small grey dots and larger black ones represent individual specimen and site-mean direction, respectively. Confidence ellipses at 95% level are drawn around average orientation direction. In the bottom-right corner equal-area projections (lower hemisphere) show the density contours of individual AMS foliation and AMS lineation.

The distribution of the AMS fabrics along transects through the Arradon and Ile aux Moines dykes is depicted in Figure 7. The directions within each individual site are coherent. Most of the sites show low values of the confidence parameter ($\alpha_{95\text{min}}$) for both the magnetic lineation and pole of magnetic foliation, comparable to those obtained from the Carnac complex (Table 2). The magnetic foliation shows a rather horizontal attitude with various strikes that can be related to their general shallow dip. The magnetic lineation is globally horizontal and clusters around a well defined WNW-ESE direction. However, some sites on the margins of the dykes may suffer a local thermal or mechanical perturbation magnetic lineation and show ENE-SSW orientations, i.e. parallel to the general dyke strikes (see Sites IS17, 22E2 or AS13 in Figure 7).

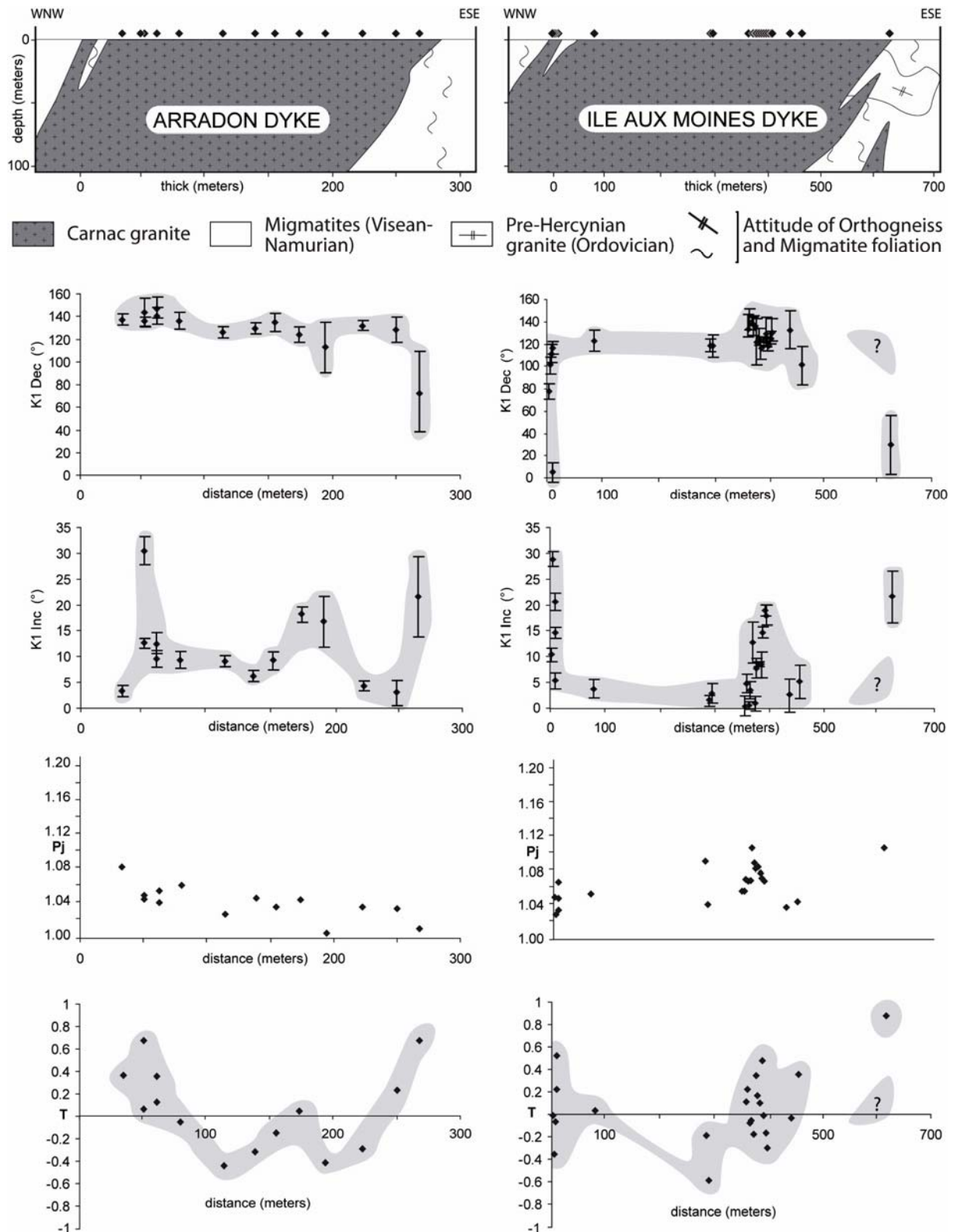


Figure 8. Cross sections through the Arradon and the Ile aux Moines dykes showing the variations of K1 declination ($^{\circ}$), K1 inclination ($^{\circ}$), anisotropy degree (P_j) and shape parameter (T) across the dykes. Black dots are AMS sites projected on the cross-sections with respect to their distance to the border of the dykes. On the diagrams, the grey surfaces

represent the mean variation of the different parameters. The errors bars correspond to the confidence parameter ($\alpha_{95\text{min}}$).

Figure 8 is a cross-sectional view of the Arradon and Ile aux Moines dykes. Positions of the AMS sites are projected on the plane of section. Along the cross sections, the variations of K1 in declination and inclination, as well as the variation of anisotropy degree and shape parameter are presented. The K1 declination trends around N130°E within the dykes and derive near the dyke borders. The K1 inclination is clustered around 10° within the dykes and become scattered from 5° to 30° towards the border (from ~20 m to the border). The anisotropy degree is not spatially organized across the dykes and varies from 1.01 to 1.101. A particular attention has to be paid to the variations of the shape parameter, especially along the Arradon dyke. The magnetic ellipsoid is prolate ($T < 0$) in the central part of the dyke and becomes oblate ($T > 0$) towards the borders, where the magnetic fabrics is therefore in agreement with the planar mineral preferred orientations (Figure 8). This spatial organisation of the shape parameter is not so clearly demonstrated in the Ile aux Moines dyke (Figure 8).

Table2: Results of AMS measurements from the Arradon and Ile aux Moines dykes

Site	Coordinates		N	K1				K3				BMS	P	T
	Lat. (°N)	Long. (°E)		Dec(°)	Inc(°)	α_{95} min	α_{95} max	Dec(°)	Inc(°)	α_{95} min	α_{95} max			
42	-2.8323	47.6143	6	131.5	4.2	2.7	6.1	241.4	77.8	2.8	8.0	38.2	1.035	-0.286
AS1	-2.8339	47.6131	4	113.0	16.8	8.7	35.7	9.5	37.8	15.7	41.1	55.3	1.006	-0.403
AS2	-2.8347	47.6128	7	315.2	9.4	3.9	12.5	53.3	40.2	4.2	13.7	45.9	1.036	-0.145
AS3	-2.8353	47.6128	6	305.6	9.0	3.6	5.7	46.0	48.8	2.1	18.0	26.7	1.026	-0.429
AS4	-2.8358	47.6128	7	327.2	9.7	3.1	14.8	83.6	69.0	4.2	6.7	31.0	1.054	0.344
AS5	-2.8356	47.6131	6	320.5	12.4	3.9	10.5	77.1	63.9	4.0	4.1	36.0	1.040	0.123
AS6	-2.8356	47.6131	6	316.1	12.6	2.6	5.6	73.4	64.0	2.7	9.3	33.3	1.048	0.062
AS7	-2.8350	47.6133	3	323.1	30.4	0.3	24.1	131.9	51.1	3.0	13.7	28.1	1.044	0.655
AS8	-2.8347	47.6139	6	136.9	3.4	1.9	6.9	28.9	79.1	1.9	4.5	44.5	1.080	0.352
AS9	-2.8356	47.6131	7	315.6	9.4	3.8	10.5	64.8	63.1	4.3	9.0	30.3	1.059	-0.054
AS10	-2.8350	47.6128	4	309.8	6.2	2.2	8.1	47.5	51.1	2.8	10.2	30.0	1.045	-0.311
AS11	-2.8342	47.6128	6	304.0	18.1	1.3	12.0	121.3	71.8	2.3	11.9	50.4	1.043	0.040
AS12	-2.8336	47.6133	7	128.2	3.2	5.7	17.5	20.9	79.2	3.7	7.5	23.4	1.033	0.228
AS13	-2.8314	47.6142	6	252.1	21.6	13.1	57.0	37.0	64.1	5.4	25.7	31.9	1.011	0.657
IS54-56	-2.8389	47.6061	6	313.8	0.4	5.5	11.8	44.6	62.8	5.1	12.1	38.0	1.056	0.106
IS57-60	-2.8389	47.6061	5	138.6	4.7	6.4	9.4	39.9	61.2	5.9	9.4	37.7	1.056	0.218
IS61-65	-2.8389	47.6060	5	317.3	0.6	0.7	5.9	48.0	51.9	1.4	4.6	50.0	1.069	-0.081
IS66-69	-2.8389	47.6058	5	134.1	3.5	4.2	11.0	39.5	52.1	4.3	11.8	54.3	1.067	-0.054
IS70-74	-2.8388	47.6058	6	301.4	12.6	7.0	28.7	50.1	55.1	1.8	19.2	56.3	1.068	-0.174
IS75-79	-2.8388	47.6058	5	305.1	1.0	0.5	12.6	36.8	59.1	1.3	5.2	56.4	1.104	0.347
IS80-83	-2.8387	47.6058	6	296.0	7.7	1.6	16.4	39.9	60.5	2.4	8.7	61.3	1.087	0.167
IS84-86	-2.8387	47.6072	5	303.0	8.4	0.9	3.1	45.8	56.2	0.9	5.8	52.6	1.081	0.105
IS87-89	-2.8387	47.6057	6	308.8	8.5	4.4	18.1	49.7	51.8	2.5	4.6	52.7	1.083	0.478
IS90-93	-2.8386	47.6056	6	298.4	14.4	3.1	6.8	52.2	57.5	2.9	9.3	53.9	1.076	-0.013
IS94-98	-2.8383	47.6056	5	304.6	18.7	3.2	7.1	66.0	56.9	3.7	16.3	55.6	1.070	-0.163
IS99-103	-2.8383	47.6058	5	310.0	17.6	3.9	13.5	52.2	33.7	3.3	15.8	53.7	1.067	-0.305
IS104-108	-2.8389	47.6075	5	298.8	1.7	2.0	7.2	29.9	33.9	2.6	13.9	54.0	1.089	-0.191
IS109-112	-2.8388	47.6075	5	118.3	2.8	4.5	13.9	27.0	24.6	10.2	53.0	28.5	1.041	-0.594
IS113-117	-2.8383	47.6050	5	132.2	2.7	12.7	17.4	234.0	76.9	4.1	23.8	46.4	1.038	-0.038
IS118-121	-2.8381	47.6044	7	281.3	5.2	2.5	26.7	182.6	59.0	2.8	6.2	51.9	1.044	0.354
IS17	-2.8397	47.5997	11	30.4	21.4	5.4	41.0	164.1	60.4	5.0	16.9	111.0	1.104	0.882
IS18	-2.8475	47.5983	9	303.2	3.8	6.0	10.1	35.2	27.9	6.4	11.2	40.9	1.053	0.031
22-E1	-2.8527	47.5954	5	116.6	5.4	4.2	5.2	217.4	63.0	1.6	7.3	35.5	1.067	0.223
22-E2	-2.8527	47.5954	3	185.1	20.2	4.0	11.6	287.0	29.2	0.9	6.8	34.4	1.035	0.525
22-E3	-2.8521	47.5957	7	291.3	14.5	3.6	10.8	97.9	75.1	4.3	10.9	54.6	1.048	-0.071
22-E4E5	-2.8521	47.5963	5	281.8	28.3	4.8	8.8	98.0	61.7	1.4	45.6	86.3	1.031	-0.352
22-E6	-2.8523	47.5970	6	77.7	10.4	3.8	8.2	179.7	48.7	4.1	17.7	40.9	1.049	-0.006

Lat. : Latitude, Long. : Longitude; N : number of specimens; Dec, Inc, α_{95} min, α_{95} max are declination, inclination, Jelinek's statistic confidence at 95% level (Jelinek, 1981) in degrees, respectively; Km : Meanbulk magnetic susceptibility, Pj: Corrected anisotropy degree, and T: Anisotropy shape parameter (Jelinek, 1981).

4 Gravity study of the Carnac complex

In order to document the shape and possible feeder zones of the Carnac pluton, the dykes geometry, and the structural relationships between the pluton and the dyke swarm, we carried out a gravity study. The gravity coverage of the Morbihan area available from the “Banque Gravimétrique de la France” (BGF) was not sufficient to perform a detailed gravity modelling

with respect to the complicated cartographic shape of the Carnac complex. Therefore, 243 new gravity stations have been surveyed, leading to an average coverage of one gravity measurement per square kilometre on an area enclosing the Carnac complex within 3 to 4 km of surrounding host rocks. The stations location is displayed on Figure 9d. The gravity measurements were concentrated to the west of the Golfe du Morbihan, where the pluton and the dyke swarm of the Carnac complex are both well developed. In addition, a high resolution gravity transect was measured across the Ile aux Moines dyke and surrounding migmatite, perpendicularly to its NNE-SSW direction. Along the transect, gravity stations were measured every 200 m, and even with a higher resolution of 1 station every 100 m at the narrowest part and within the dyke (Figure 9d).

4.1 Gravity data acquisition and positioning

Measurements were collected using a Scintrex CG3-M microgravimeter previously calibrated at the “Bureau International des Poids et des Mesures” (BIPM). In the field, the measurements were tied to the CGF 65 French gravity base network. For the gravity stations measured in the pluton, the stations were positioned on IGN geodesic bench marks, with a vertical accuracy better than one metre. For the gravity transect across the Ile aux Moines dyke, the stations were positioned using differential GPS, with a vertical accuracy better than 0.5 m.

The gravity anomaly was reduced to the Hayford-1930 ellipsoid. The complete Bouguer anomaly was obtained after successively performing the free air, plateau and terrain corrections. A Bouguer reduction density of 2.6 (i.e. close to a typical granite density) was used. On the field, inner terrain corrections were estimated up to 50 m, using Hammer (1939) charts. Additional terrain corrections, out to a distance of 167 km, were computed using Geosoft in three zones of increasing radius 50 m-3 km, 3 – 10 km and 10 – 167 km using three DEM gridded at 50 m, 250 m and 1 km respectively. Taking into account the accuracy of the network (0.1 mGal), the repeatability of the gravity measurements (0.015 mGal), the vertical positioning (0.2 mGal – or 0.1 mGal on the detailed profile across the dyke), and the error on terrain corrections (0.1 mGal), the total RMS error on the complete Bouguer anomaly is 0.25 mGal (or 0.17 mGal across the Ile aux Moines dyke). Our new gravity data were then integrated to the available gravity data from the BGF and interpolated on a 300m regular grid using a standard minimum curvature algorithm, yielding to the complete Bouguer anomaly map of Figure 9b.

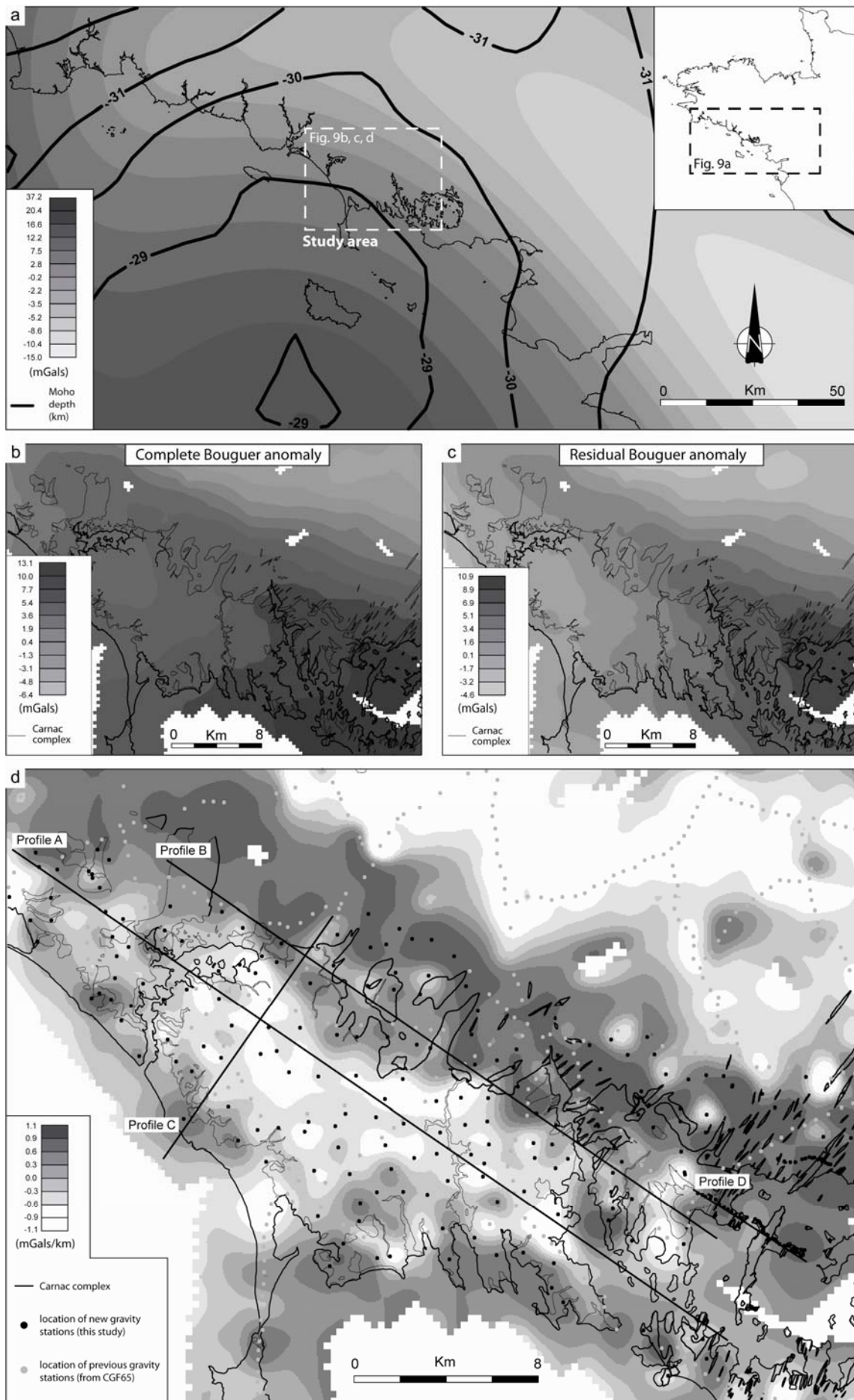


Figure 9. Main results of the gravity survey. (a) In grey levels, the regional Bouguer anomaly, compared to the regional Moho undulations (black thick lines); (b) Complete Bouguer anomaly of the study area resulting from the combination of our new gravity data and the available gravity data from the BGF French gravity database; (c) resulting residual Bouguer anomaly, mostly influenced by the density heterogeneities located in the first kilometres below the topography. Given are the profile locations of Figure 10. Black dots correspond to our gravity measurements, grey dots come from the BGF.

4.2 Residual Bouguer anomaly

In order to highlight the gravity anomaly related to the Carnac complex, and since the short wavelengths of the gravity anomaly result from shallower bodies (down to a few kilometres), the long wavelengths of the gravity anomaly, have been removed from the complete Bouguer anomaly. At the scale of the entire French Massif Armoricaire, a regional Bouguer anomaly has been computed from the BGF French gravity database. After several trials, the long wavelengths of the gravity anomaly, produced by deep structures, such as the Moho interface, have been extracted using a 150 km Butterworth low-pass filter. Figure 9a shows the filtered regional Bouguer anomaly, which approximately matches the regional Moho depth variations, in particular in our study area. Removing the regional field to the complete Bouguer anomaly results in the residual Bouguer anomaly of Figure 9c, which thus mainly reflects the density heterogeneities located in the first kilometres below the topography.

To the first order, the negative anomalies can be correlated to the granitic bodies, namely the S^{te}-Anne d'Auray magmatic complex and the Carnac complex in the northeast and in the southwest of the study area, respectively (Figure 9c). The gravity study of the S^{te}-Anne d'Auray magmatic complex is beyond the scope of this survey, therefore hereafter our discussion will focus on the Carnac complex. The negative anomaly associated to the Carnac complex exhibits an asymmetric shape elongated along the WNW-ESE trend. The western part of the complex displays the highest negatives anomalies suggesting thickening of the Carnac granite to the west than to the east (Figure 9c). Positive anomalies can be correlated to the presence of migmatite. The WNW-ESE elongated migmatite domain located between the Carnac complex and the S^{te}-Anne d'Auray magmatic complex, and to the east, the Golfe du Morbihan migmatitic area are both outlined by strong positive anomalies (Figure 9c).

In order to emphasize the contact between the Carnac complex and the migmatitic host rock, the vertical gradient of the residual Bouguer anomaly was computed. The negative gradients can be correlated to the presence of granite; conversely, the positive gradient can be correlated to the presence of migmatite. To the south of the Carnac complex, despite the presence of the sea, preventing the acquisition of additional gravity data far away from the complex, several gravity stations constrain the location of the southern boundary between the Carnac complex and the migmatite host rock. In general, this boundary exhibits well defined gradients which suggest steep contacts between the two geological formations. Details of the Carnac complex geometry such as the NNE-SSW trending indentations in the northern part of the complex are reflected in the map of the vertical gradient (Figure 9d). It is worth to note that the gravity anomalies are not located directly above the indentations but are rather shifted westward, suggesting a westward dip of the NNE-SSW striking Carnac complex borders.

4.3 -2D gravity modelling of the Carnac complex

4.3.1 Modelling constraints

In order to propose the most realistic gravity model, forward modelling of the gravity data was performed, taking into account the geological field observations, the available geological maps, and density measurements of the formations encountered in the study area.

A particular attention has been paid on the determination of representative densities for all the geological formations. Densities were determined by the double-weighing method. Results of density measurements are summarized in Figure 10. An average density of the Carnac granite was obtained using 6 samples taken within the pluton and the dyke swarm. The average calculation clusters around 2.64 g/cm^3 , with quite similar densities for the 6 samples, showing that the density is very constant along the Carnac complex. Moreover there is no density difference between the pluton and the dyke swarm. At the scale of the study area, a calculation of a representative average density for the migmatite is complicated by the lithological heterogeneity of the protolith. However, the sampling of migmatite for density calculation was done with respect to the relative proportion of the different migmatitic rock-types encountered in the field. Then, a weighed average density of 2.72 g/cm^3 was obtained for the migmatite.

The relatively high density contrast between the two main geological formations (i.e. Carnac complex and migmatite) gives a good confidence in the modelling of the granite. Modelling tests show that uncertainties of 0.01 to 0.02 g/cm³ on the density contrast between the Carnac granite and migmatite shifts the bottom interface of the granite of less than 500 m, without changing its overall shape.

4.3.2 -2D modelling

The 2D models were performed across the Carnac complex along WNW-ESE and ENE-SSW trending profiles. A high resolution modelling of the Ile au Moines dyke was also performed. Location of the profiles is displayed on Figure 9d. The models were computed in “2.5D”, which means that extension of the bodies perpendicularly to the profiles can be controlled. In order to avoid edge effects, the models were extended about 20 km on each end of the profiles to take into account the influence of nearby geological formations.

The WNW-ESE trending A and B profiles are parallel to the direction of the Carnac complex elongation, and also to the regional stretching, and perpendicular to the dyke direction. Profile A provides an overall image of the Carnac complex depth variations from west to east, already suggested by the residual Bouguer anomaly. Profile B aims to model the geometry of the NNE-SSW trending indentations. Profile C trends NNE-SSW perpendicular to the elongation of the complex and was modelled in order to better constrain the other profiles. Profile D aims to characterize the shape, dip, and vertical extent of the Ile aux Moines dyke.

The most striking feature of our 2D models is the thickness variation of the Carnac complex (Figure 10). Gravity models along the WNW-ESE trending A and B profiles both underline an overall eastward thinning of the Carnac complex, which complies with the eastward decrease of the gravity anomaly (Figure 9c). Furthermore, several deepening zones can be outlined on both profiles. In profile A, the depth of these deep zones ranges from ~5 km to the west to ~2.5 km to the east, which is in the range of the thickness obtained for the deep zones on the west of the profile B. Profile B shows a general picture of the NNE-SSW indentation geometry displayed on the northern boundary of the Carnac complex. To the east of the profile, the deep zones are shallower than to the west, and dip to the west, parallel to the dykes exposed at the surface. In both profiles, the deep zones and the indentations located to the SE are slightly dipping westward. The NNE-SSW trending profile C shows rather important thickness variations of the Carnac complex. Along this profile, the deep zones are

vertical. On profile D, the Ile aux Moines dyke dips 50 to 60° to the west, with a width around 500 m and a maximum depth around 1.5 km.

Despite the relatively smooth amplitude variations of the measured anomaly, significant thickness variations of the Carnac complex are necessary to fit the gravity anomaly. This “crenulated” geometry is recognized in all the gravity profiles constructed in the Carnac complex (Figure 10). The models show a good agreement between the modelled and measured gravity data, except in profile D for the positive anomaly located east of the Ile aux Moines dyke (Figure 10, profile D). In this area, we know from field observations that the protholite of the migmatites contains high density minerals (i.e. garnet with a density of 3.5-4.3 g/cm³), which locally gives to the migmatite a density higher than the average value of 2.72 g/cm³. However, the extent of these rocks is ill-known due to poor outcropping conditions, and therefore we chose not to individualize them in our modelling. In conclusion, whether simplified (with respect with the spacing of gravity data), our models agree with field observations and density measurements; they are certainly non-unique but can be considered as a realistic framework for the following discussions.

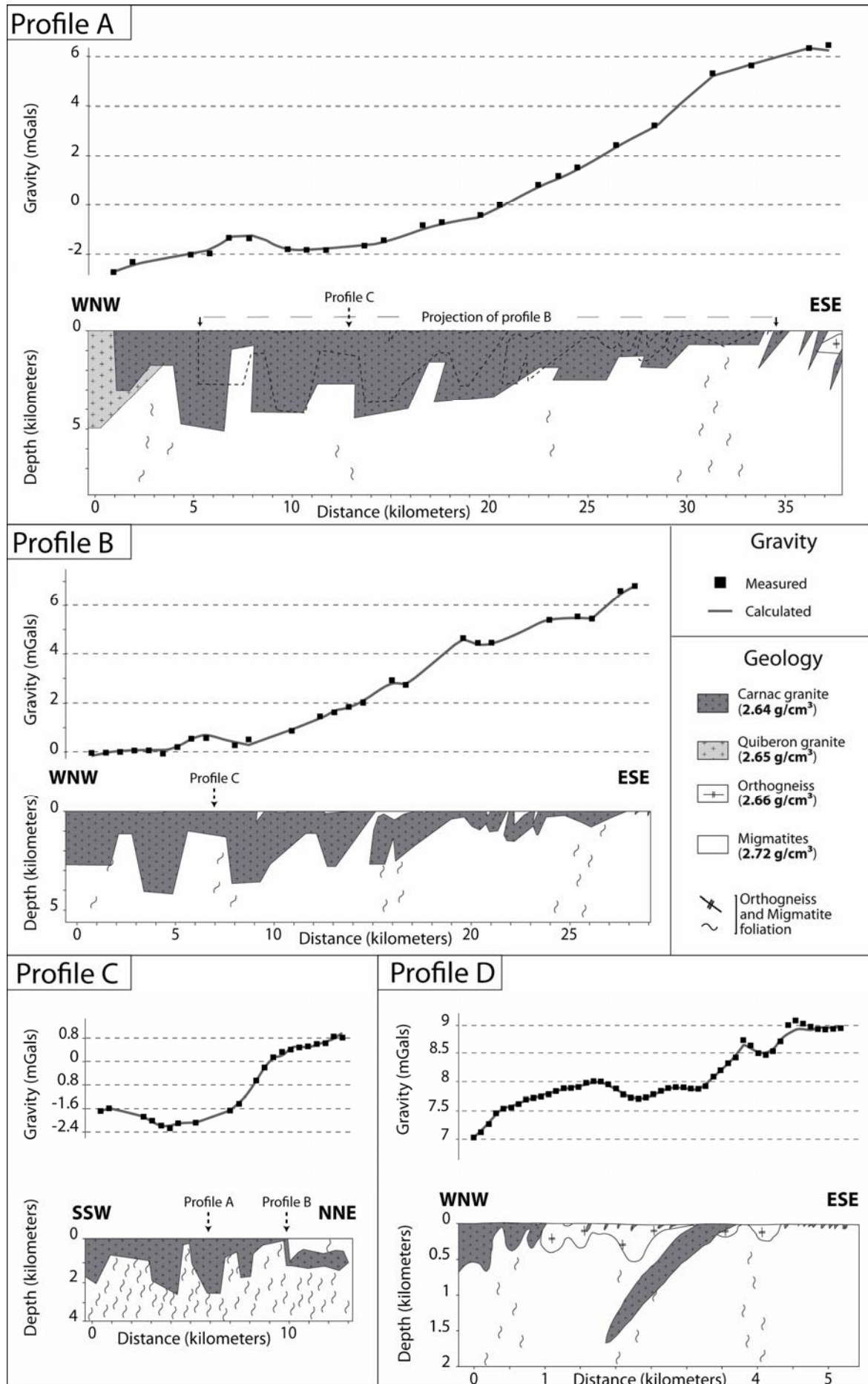


Figure 10. Forward 2.5D gravity modelling of the Carnac complex along WNW-ESE and NNE-SSW cross-sections showing the typical geometry of the Carnac complex with several deep zones interpreted as feeder zones of the pluton. Modelled density values are provided.

5 Discussion

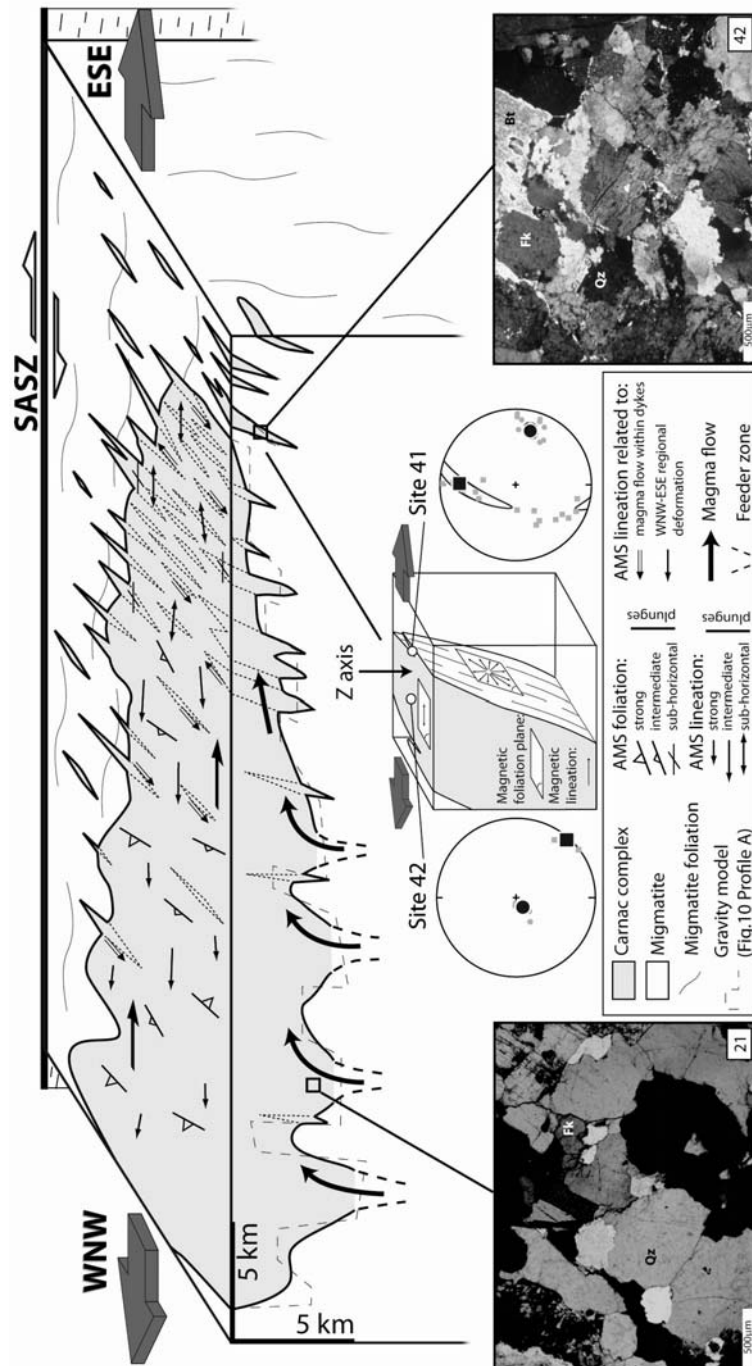


Figure 11. Three dimensional schematic representation of the Carnac complex showing the main structural features inferred from AMS and gravity surveys, microstructural observations of the Carnac granite and dyke (numbers refer to AMS sites). The close up is a block diagram illustrating the magnetic fabric within a dyke in which two representative AMS data sites located at the dyke centre and margin are depicted. The NNE-SSW trending indentations of

the Carnac pluton are lateral equivalent of the dykes widespread to the east of the Carnac complex. Thick arrows represent interpreted magma flow during the Carnac pluton emplacement.

5.1 Significance of the magnetic fabric

According to the magnetic mineralogical investigations, the magnetic fabrics measured within the Carnac complex and the related dykes can be directly correlated to the magmatic fabrics since biotite is the main carrier of the magnetic susceptibility. Within the Carnac complex the magnetic lineation distributes around two perpendicular directions (Figure 6b). Taking into account the regional consistency of the AMS lineation with the regional WNW-ESE stretching structures (Figure 1b), the WNW-ESE magnetic lineation likely developed during the regional deformation. On the contrary, the NNE-SSW orientated lineation is parallel to the dyke trend, thus the acquisition of this magnetic linear fabric cannot be interpreted as a response to a WNW-ESE stretching, but rather to magnetic flow during dyke emplacement.

These two sets of magnetic lineation directions are also highlighted by the detailed AMS study across the Arradon and Ile aux Moines dykes (Figures 7 and 8). In the core of the dykes, the AMS prolate fabrics are dominated by a WNW-ESE lineation interpreted also as the result of the regional stretching. Within 20 m of the dyke margins, the shape of AMS ellipsoid becomes oblate, and the magnetic foliation becomes parallel to the margin (Figure 8). Moreover, when approaching the dyke borders, the mean magnetic lineation show an orientation close to NNE-SSW, i.e. parallel to the dyke trend, but with a variable dip (Figures 7 and 8).

It has been previously acknowledged that the larger face of the platy magnetic minerals orients parallel to the dyke borders during the magmatic filling of a dyke (e.g. Ellwood, 1978; Rochette et al., 1991; Raposo, 1997; Herrero-Bervera et al., 2001). Site 41, located in a ~15-m-thick dyke, illustrates well such a magnetic pattern (Figure 11). It shows a typical oblate fabric with well grouped K3 and largely variable K1. Being consistent with margin geometry, its vertical foliation may suggest that the magnetic fabric was acquired during the dyke filling, and thus controlled rather by the magmatic flow along the border than by the regional deformation (Figure 11). These results are also consistent with previous AMS studies from mafic dykes (Geoffroy et al., 2002; Callot et al., 2003). Following this view, the NNE-SSW trending magnetic lineations measured within the Carnac complex could be interpreted as the

evidence of the presence of dykes within the Carnac pluton, even if they are not mapped due to poor outcropping conditions (Figure 11). Moreover, on the Ile aux Moines and Arradon dykes, the representative AMS foliation within dykes is flat-lying with a low dip lineation (Figure 7). The presence of sub-horizontal fabrics within the Carnac pluton does not preclude the existence of dykes, even if these bodies are not recognized in the field.

5.2 Interpretation of the gravity models

As already suggested by the geological map (Figure 1b), the gravity study shows that the well developed pluton in the western part of the Carnac complex (Figure 10 profiles A and B), evolves towards a dyke swarm well exposed in its eastern part (Figure 10 profile B). The residual Bouguer anomaly (Figure 9c) shows that the Carnac complex presents an overall eastward thinning. This is supported by the gravity models, showing that the pluton thickness decreases from ~5 km to ~1km from west to east, respectively. In these models, the pluton floor is irregular and adopts a “crenulated” geometry, highlighting several deep zones characterized by a high angle westward dip.

As indicated by the projection of profile B on profile A, in the western part of the Carnac complex (Figure 10), the deep zones displayed on both profiles can be laterally correlated. Again the Carnac pluton floor consists of an irregular surface made by the alternation of several deep and shallow zones elongated along the NNE-SSW direction. The NNE-SSW trending profile also shows important depth variations of the Carnac pluton floor (Figure 10, profile C). This suggests that the deep zones are not straightly aligned along the NNE-SSW direction but undulated. Whatever their exact geometry, these deep zones are interpreted as the feeder zones of the pluton.

5.3 Architecture of the Carnac complex

The new gravity and AMS results constrain the Carnac complex overall shape at depth, and allow to determine with better precision the relative proportion, and the spatial extent of the pluton and of the dyke swarm from west to east of the complex.

In the west of the Carnac complex, the geologic map (Figure 1b) suggests that the dykes are rare, the steeply dipping WNW-ESE magnetic lineation is well developed there (Figure 6b).

This magnetic fabric pattern, which is spatially correlated with the deep zones outlined by the gravity models, is consistent with the existence of the pluton feeder zones in the western part of the Carnac complex (Figure 11). Such evidence of steep lineations, associated with a deepening of the pluton floor, is classically interpreted as significant of the presence of feeder zones (e.g. Guillet et al., 1985; Vignerresse, 1995; Améglio and Vignerresse, 1997; Vignerresse and Bouchez, 1997).

The northwest margin of the Carnac complex shows NNE-SSW indentations that can be interpreted as either apexes of the pluton or dykes (Figure 1b). In map view, the NNE-SSW indentations are comparable to the largest dykes outcropping eastward in the Golfe du Morbihan area (Figure 9). Related to these indentations, a steep westward dip of the granite-migmatite interface may be suggested by the vertical gradient map of the residual Bouguer anomaly (Figure 9d), which is similar to the Ile aux Moines dyke dip attitude (profile D in Figure 10). Based on these observations, the NNE-SSW indentations are interpreted as dyke contributions. Therefore, the central part of the Carnac complex might be constituted by the merging of a pluton and NNE-SSW trending dykes (Figure 11). This presence of dykes in the central part of the Carnac complex was also characterized by the AMS survey that shows numerous NNE-SSW trending magnetic lineations within the pluton (Figure 6b). The structural and chronological relationships between the pluton and the dykes will be discussed later.

To the east, where the Carnac complex gets thinner (Figures 9c and 10), the AMS fabric observations suggest the presence of a great amount of dykes, since the magnetic linear fabric show low dip attitude (Figure 6b). This assumption is supported by the gravity modelling along the eastern part of the profile B (Figure 10). There, the Carnac complex might be constituted by the coalescence of numerous NNE-SSW oriented dykes, rather than by a single pluton (Figure 11). Due to poor outcropping conditions, the dykes are not mapped, however, more to the east, towards the Golfe du Morbihan, dykes progressively become individualized, as shown in the geological map (Figure 1b).

5.4 Syntectonic emplacement model for the Carnac complex

As described above, the microstructures of the Carnac granitic complex formed under subsolidus (i.e. magmatic) to post-solidus conditions. Magmatic microstructures are widespread in places where feeder zones of the pluton have been identified by the gravity and AMS

surveys (Figures 2 and 11). Thus, in the feeder zones, the magnetic fabric which is consistent with a regional WNW-ESE stretching, likely developed during a magmatic flow. Within the dykes, the magnetic fabrics are also consistent with a regional WNW-ESE stretching, but conversely to the pluton, the dykes experienced a solid state deformation. This microstructural study is consistent with field structural observations, showing that some dykes are penetratively deformed, with a WNW-ESE mineral elongation, which is interpreted as the result of a ductile stretching (Turrillot et al., 2010, submitted).

Based on the AMS and gravity modelling, and field structural and microscopic observations, an emplacement model can be proposed for the Carnac complex (Figure 11).

During the regional tectonics, large extensional fractures, forming the feeder zones of the Carnac pluton, opened perpendicular to the WNW-ESE regional maximum stretching. From a metamorphic study of the Golfe du Morbihan migmatites, Brown and Dallmeyer (1996) proposed that the Carnac complex emplaced at a maximum of ~4.5 kbar and 700-750°C. Since the feeder zones deepen to ~5 km from the present exposed level, the paleo-depth of the feeder zones can be estimated at ~15 km. The stretching of the crust solved the “room problem” (Bowen, 1948) and allowed a large volume of magma to raise through the feeder zones from a ~15 km deep level. From these injection zones, the magma gathered to give rise to the Carnac pluton (Figure 11). A similar mechanism of pluton construction has been proposed by D’Eramo et al. (2006) to account for the formation of the El Hongo pluton in the Sierras Pampeanas of Argentina in an extensional tectonic setting. The westward steep dip of the magnetic lineation that developed during a magmatic flow, and the overall westward steeply dipping attitudes of the feeder zones suggest that the magma spreads eastward during the pluton formation (Figure 11). This eastward spreading might be explained by an early top-to-the-ESE pervasive shearing of the crust. Thus, the Carnac granite while still in a magmatic state (i.e. not completely crystallized) “flowed” in response to the regional deformation, and did not yet experienced a solid state deformation. The overall cooling of the Carnac granite and surrounding migmatites, favoured by the coeval exhumation of the Lower Unit (Brown and Dallmeyer, 1996), induced a change in the crust rheology. Then, the WNW-ESE regional stretching was accommodated, in more brittle conditions, by the opening of crustal-scale “tension gashes” coevally infilled by the Carnac granite, which resulted in the formation of a widespread dyke swarm. Strain, pervasively accommodated by the ductile deformation of the entire crust, concentrated into the dykes during and after the crystallisation of the granite, leading to the solid state deformation microstructures and sub-horizontal magnetic fabric acquisition within the dykes.

5.5 Regional tectonic implications

The South Armorican Domain experienced an orogen-parallel extensional tectonics in response to the gravitational collapse of the thickened Variscan crust. The WNW-ESE trending South Armorican Shear zone may have played the role of a transfer-fault that guided the tectonic escape of the South Armorican Domain (Figure 11). The WNW-ESE extensional tectonics is regarded as responsible for the formation of ductile shear zones (i.e. QSZ and SSZ in Figure 1b) that favoured the rapid exhumation of the Lower Unit (Gapais, 1993; Brown and Dallmeyer, 1996; Turrillot et al., 2009). Previously to the top-to-the-ESE ductile shearing along the SSZ, the emplacement of the Carnac complex, dated at ca. 319 ± 6 Ma, took place in this regional tectonic setting (Turrillot et al., 2009, Augier et al., 2010 in press). The WNW-ESE elongated shape of the Carnac complex is consistent with a regional WNW-ESE stretching likely coeval with its emplacement since this direction can be recognized at the sub-solidus state in the Carnac granite, in the host rock as controlling the opening of the dykes, and in the mylonites along the SSZ (Turrillot et al., 2009). The overall shape of the Carnac complex is similar to that of the Variscan Saint-Sylvestre leucogranitic pluton in the French Massif Central. It has been shown that this ~5 km thick pluton is a syntectonic body characterized by a NW-SE stretching lineation, and several NE-SW feeder zones. The pluton shape and internal fabrics argue for its emplacement coeval with a regional late-orogenic extensional tectonic setting (Faure and Pons, 1991; Faure, 1995).

In the Carnac complex, the sub-horizontal planar fabric is consistent with an overall WNW-ESE extensional tectonics characterized by a vertical maximum shortening axis (Z-axis of the finite strain ellipsoid, Figure 11). The emplacement of the Carnac complex dyke swarm can be considered as the earliest increment of the orogen-parallel extensional tectonics highlighted in the Morbihan area.

6 Conclusion

The Carnac complex, which consists of a pluton associated to a well developed dyke swarm emplaced in the Late Carboniferous during the late-orogenic extensional tectonics of the European Variscan belt. The AMS survey of the Carnac complex documents the relationships

between the regional extension and the magmatic fabrics. It also outlined the magnetic fabrics inferred from magmatic flow processes within the dykes and the pluton. The gravity study provided a model of the overall shape of the Carnac complex displaying a clear eastward thinning. These two geophysical approaches allowed us to describe from west to east an overall architecture of the Carnac complex. At depth several deep zones interpreted as the pluton feeder zones have been highlighted in the western part of the complex, whereas in the eastern part, the Carnac complex seems to be constructed by the coalescence of numerous dykes. The magmatic fabric as well as the microstructure characteristic of the pluton and dykes led us to propose an emplacement model of the Carnac complex. Within a WNW-ESE stretching context, the Carnac pluton emplaced and spread eastward within the crust in response to possible top-to-the-ESE pervasive shearing. Within an extensional tectonics setting, and coeval with the overall cooling of the crust, the magma rise was channelized along crustal-scale tension gashes. The overall shape of the Carnac complex and its internal fabrics are consistent with a coeval WNW-ESE stretching of the crust. The Carnac complex emplacement then appears to be the earliest insight of the Variscan extensional tectonics highlighted in the Morbihan area. This study provides a new example of the complex pluton-dyke relationships emplaced in a late orogenic setting.

Acknowledgments :

Gravimètre de l'IPGP.

Figures/ modèles gravimétriques réalisés avec Geosoft / GM-SYS.

Conclusions principales et remarques complémentaires

Dans la zone du Golfe du Morbihan, la mise en place du complexe granitique de Carnac, formé d'un pluton principal à l'Ouest associé à un large un réseau filonien d'orientation NNE-SSO. La datation du granite a d'ailleurs permis de préciser l'âge de cette phase, interprété comme la marque des premiers stades de l'étirement ONO-ESE de la croûte durant le contexte tectonique extensif tardi-carbonifère. Les données de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM), « récoltées » au sein du pluton et des filons montrent que cet étirement est clairement enregistré dans la fabrique magnétique du granite alors qu'il n'est pas encore complètement cristallisé. Ces données permettent également de mettre en évidence les modalités de mise en place du magma dans la croûte. Nous suggérons que dans la partie ouest, le pluton soit le résultat de la coalescence de nombreux filons, dont les orientations NNE-SSO sont compatibles avec cet étirement. L'analyse de la gravimétrie permet de contraindre la géométrie globale de ce complexe granitique en profondeur. A l'Est, les racines du pluton, mises en évidence par la gravimétrie, sont interprétées comme des zones d'alimentation du magma granitique. Ces zones, orientées NNE-SSO, sont compatibles avec l'étirement régional ONO-ESE. Elles sont assimilées à des fentes de tension de grande échelle.

Cette étude géophysique fournit ainsi un nouvel exemple de mise en place d'un pluton et de son réseau filonien dans un contexte extensif tardi-orogénique. Des études géophysiques similaires combinant ASM et gravimétrie, ont été réalisées dans le Nord du Massif Ibérique sur le granite de Guitiriz (Aranguren et al., 1996). Elles montrent que la mise en place de ce pluton tardi-orogénique est contrôlée par un système extensif N-S local, synchrone d'un serrage général E-O. Aranguren et al. (1996) montrent par leur étude gravimétrique que les zones d'alimentation du pluton sont assimilables à des fentes de tension orientée globalement E-O compatibles avec le système extensif N-S. Dans le cas du complexe granitique de Carnac nous proposons le même type d'interprétation pour la mise en place. En revanche, dans le pluton de Guitiriz, la direction subméridienne de la foliation magnétique est en accord avec un contexte de mise en place compressif. Cette caractéristique est très différente de nos conclusions puisque la foliation magnétique du pluton de Carnac s'accorde d'avantage avec un contexte extensif que compressif.

1 La Zone de Cisaillement de Quiberon (QSZ)	202
1.1 Structure et cinématique de la QSZ et de ses prolongements latéraux	204
1.1.1 Zone de la presqu'île de Quiberon	206
1.1.2 Prolongement occidental : le granite de Ploemeur	214
1.1.3 Prolongement oriental : l'île de Houat	221
1.1.4 Conclusions sur la QSZ	226
1.2 Age de mise en place des granites de Ploemeur Quiberon et Houat	228
1.2.1 Description macroscopique des échantillons	230
1.2.2 Description microscopique des grains analysés	230
1.2.3 Résultats isochrones des datations chimiques U-Th/Pb sur monazite	232
1.2.4 Interprétation des résultats et conclusions	244
1.3 Age du refroidissement et de la déformation du granite de Quiberon (collaboration R. Augier / M. Bellanger)	247
1.3.1 Stratégie d'échantillonnage	247
1.3.2 Résultats	251
1.3.3 Interprétation des résultats	254
2 Le Cisaillement Sud Armoricaïn (CSA), nouvelles contraintes géochronologiques de la déformation ductile.	255
2.1 Description des caractéristiques structurales du Cisaillement Sud Armoricaïn	255
2.2 Age de la déformation ductile le long du CSA (collaboration R. Augier / M. Bellanger)	257
2.2.1 Stratégie d'échantillonnage pour la datation du CSA	257
2.2.2 Résultats	258
2.2.3 Interprétation des résultats	261
3 L'exhumation de l'Unité Inférieure dans la zone du Morbihan	262
3.1 Les principaux résultats sur la QSZ et la SSZ	262
3.2 Histoire tectonique et géochronologique de l'exhumation de l'Unité Inférieure	263
3.3 La place du CSA dans le régime extensif tardi-orogénique	266
3.4 Proposition d'un chemin Pression-Température-temps-déformation pour l'Unité Inférieure dans la zone du Morbihan.	266

**CHAPITRE IV : NOUVELLES CONTRAINTES
GEOCHRONOLOGIQUES DANS LEUR CONTEXTE
TECTONIQUE A L'OUEST DE LA ZONE DU GOLFE DU
MORBIHAN**

Par la suite nous appellerons « zone du Morbihan » la zone géographique située au Sud du Cisaillement Sud Armoricaïn, qui comprend la zone du Golfe du Morbihan et son environnement occidental proche (Figure IV.1).

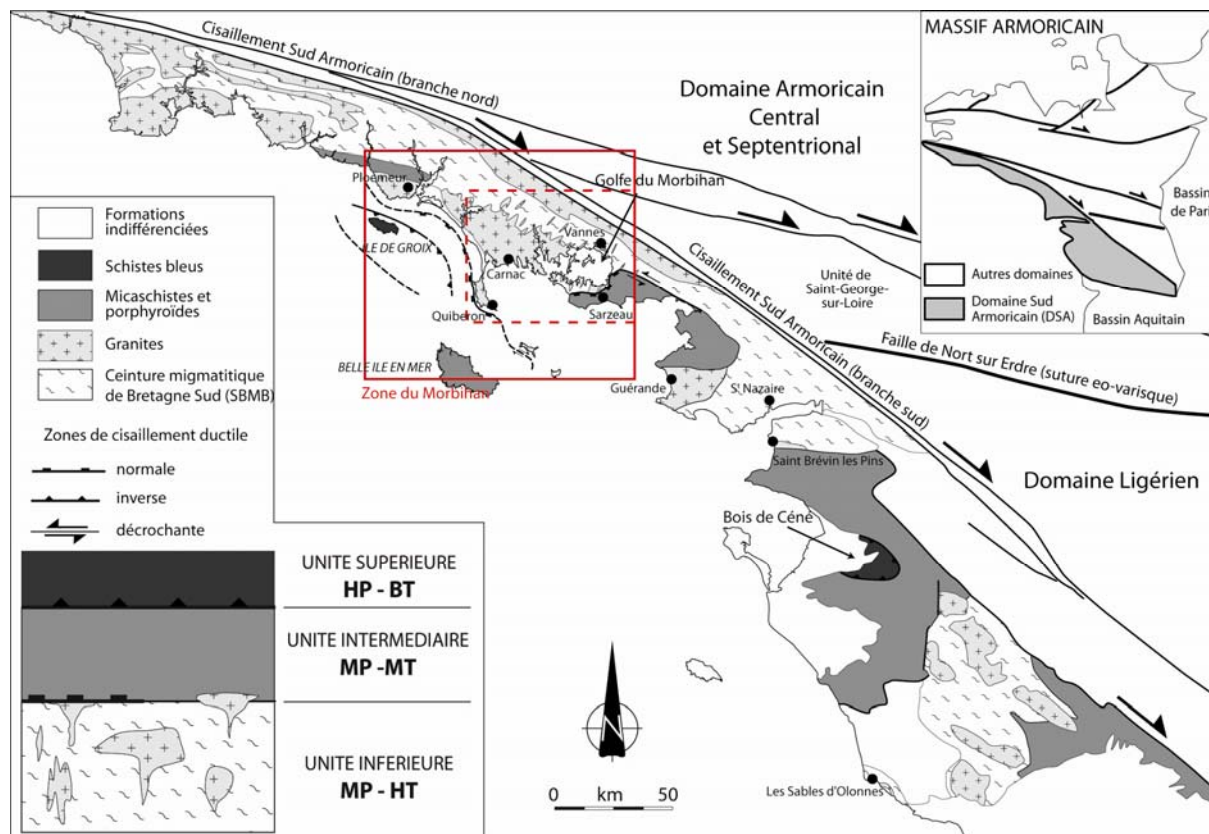


Figure IV.1 : Localisation de la zone du Morbihan (carte structurale du Domaine Sud Armoricaïn modifiée d'après Gapais et al. (2009)).

Les études pluridisciplinaires que nous avons présenté dans les deux chapitres précédents, permettent de reconstruire l'histoire tardi-orogénique de la zone du Golfe du Morbihan. Nous avons caractérisé dans le temps et dans l'espace tous les stades d'un continuum de déformation extensive contemporains de l'exhumation des unités de haut grade. Ce continuum est en effet reconnu sur le terrain depuis des stades magmatiques, pendant la mise en place du complexe granitique de Carnac, en passant par des stades de déformation ductile pendant lesquels fonctionne la zone de cisaillement extensive de Sarzeau, et jusqu'aux stades tardifs fragiles caractéristique de conditions froides.

L'Unité Inférieure exhumée est, dans sa disposition actuelle, limitée à l'Est par la zone de cisaillement de Sarzeau (Figure IV.2) dont l'âge des derniers incréments du mouvement cisailant du haut vers l'OSO a été daté à $\sim 302-298$ Ma. Cette zone de cisaillement

accommoder l'exhumation de l'Unité Inférieure. Situées dans l'environnement direct de la zone du Golfe du Morbihan deux zones de cisaillement majeures, la zone de cisaillement de Quiberon (QSZ) et la branche Sud du Cisaillement Sud Armoricaïn (CSA), constituent les bornes occidentale et septentrionale de l'Unité Inférieure (Figure IV.2). L'étude structurale, cinématique et géochronologique de ces deux zones de cisaillement paraît indispensable dès lors que l'on s'intéresse à l'exhumation de l'Unité Inférieure.

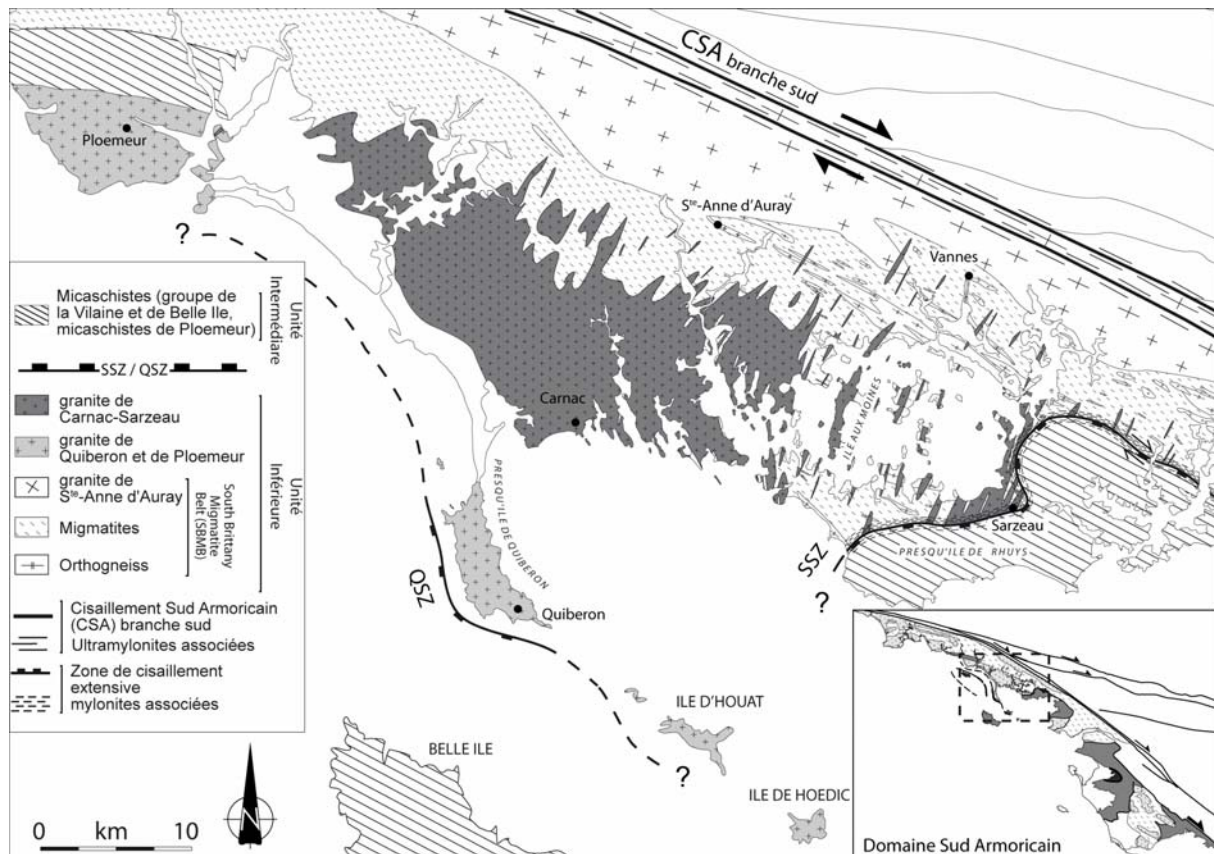


Figure IV.2 : Carte géologique simplifiée de la zone du Morbihan représentant la limite orientale (SSZ), septentrionale (CSA), et occidentale (QSZ) de l'Unité Inférieure.

Sur la base d'une étude structurale, Gapais et al. (1993) ont reconnu la QSZ comme une zone de cisaillement extensive responsable de l'exhumation de l'Unité Inférieure. L'unique âge disponible pour la déformation ductile associée à la QSZ, est estimé entre 312 et 300 Ma (Ruffet inédit dans Le Hébel, 2002). En revanche, cette gamme d'âge est non publiée, et les échantillons datés ne sont pas localisés. Plus important encore, aucune information n'est donnée sur ce qui a été réellement daté, alors que l'on sait qu'à l'échelle d'une micro-texture de roche déformée ductilement, les âges sont susceptible de varier fortement (voir discussion

de l'article 2). Par conséquent le fonctionnement de la QSZ ne peut pas être replacé dans le contexte de l'histoire tardi-orogénique du Domaine Sud Armoricaïn.

En ce qui concerne le CSA, il s'agit d'une zone de cisaillement très connue, puisqu'elle est historiquement le site de la première description de fabriques ductiles de type S-C (Berthé et al., 1979). Cette zone de cisaillement majeure à l'échelle de la chaîne varisque Ouest Européenne a été largement étudiée et sa cinématique décrochante dextre est reconnue depuis longtemps. Un âge approximatif du mouvement dextre le long du CSA a d'abord été obtenu de façon indirecte par la datation à ~327 Ma de la mise en place des granites syn-cinématiques (Plaine et al., 1984) qui jalonnent cette zone de cisaillement. Par ailleurs, il existe des données concernant l'âge du mouvement cisailant ductile, estimé alors entre 308 et 298 Ma (Ruffet inédit dans Le Hébel, 2002). A l'instar des âges obtenus sur la QSZ, ceux-là sont également difficiles à intégrer dans la reconstitution structurale et géochronologique du CSA, étant donné qu'aucune information n'est donnée ni sur la nature, ni sur la localisation de la roche datée, ni sur l'intensité de la déformation que l'échantillon a subi. Aussi, faute de connaissances précises sur l'âge de la déformation ductile le long du CSA, le rôle de cette zone de cisaillement dans le contexte tectonique du Domaine Sud Armoricaïn est difficile à discuter. Ce rôle est d'ailleurs rarement abordé dans la littérature.

Dans le contexte tardi-orogénique, comment peut-on expliquer la coexistence des zones de cisaillement extensives (QSZ et SSZ) et du décrochement ductile (CSA)? Ces zones de cisaillement sont-elles synchrones ? Afin de répondre à ce genre de question, et de discuter des modalités de l'exhumation de l'Unité Inférieure de la zone du Golfe du Morbihan, il apparaît maintenant important d'étudier la QSZ et le CSA. C'est donc à partir d'une étude structurale détaillée de la zone de cisaillement de Quiberon et de ses prolongements latéraux, ainsi que grâce à des datations des mylonites associées à la QSZ et au CSA, que nous proposerons dans ce chapitre un schéma « exhumation-temps-déformation » de l'Unité Inférieure dans la zone du Morbihan. Ce modèle tiendra compte des âges et de la cinématique des trois zones de cisaillement qui limitent cette portion de croûte de haut grade. Il sera discuté dans le contexte de l'histoire tardi-orogénique caractéristique du Domaine Sud Armoricaïn.

1 La Zone de Cisaillement de Quiberon (QSZ)

Sur la côte occidentale de la presqu'île de Quiberon, la zone de cisaillement de Quiberon (QSZ) a été décrite (Gapais et al., 1993) comme étant une zone de cisaillement ductile extensive située au niveau du contact entre l'Unité inférieure de haute température et l'Unité intermédiaire de plus bas degré métamorphique. Elle est constituée d'une zone de mylonite de type S-C, dont la fabrique indique un cisaillement normal du haut vers l'ONO. La QSZ déforme ductilement des granites carbonifères qui se mettent en place au niveau du contact entre les unités Inférieure et Intermédiaire (Gapais et al., 1993). La formation de la QSZ est interprétée comme un des résultats de la tectonique extensive tardi-orogénique du Domaine Sud Armoricain (Gapais et al. 1993 ; Brown, 2005).

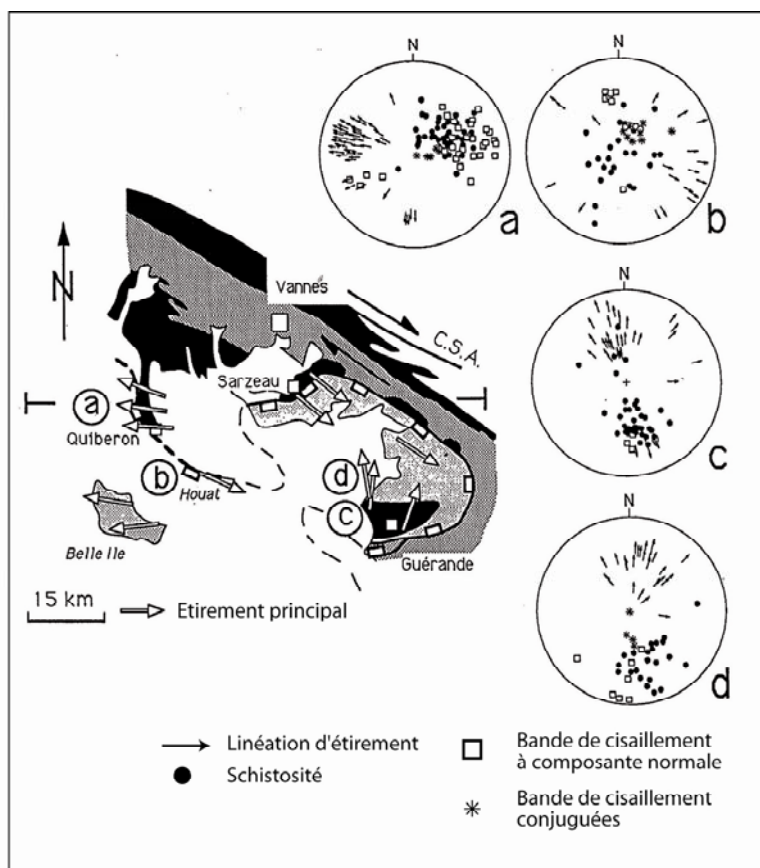


Figure IV.3 : Données structurales de la région de Quiberon et du Golfe du Morbihan (Gapais et al., 1993). Les directions moyennes d'étirement reportées sur la carte sont déduites du travail de Gapais et al. (1993) (Quiberon-Houat et Guérande), Bouchez et al. (1981) (Guérande), et Audren (1987) (Sarzeau, nord Guérande et Belle Ile) ; a, b, c et d localisent les stéréogrammes (projection de Schmidt, hémisphère inférieure).

L'étude structurale et cinématique de la QSZ est une synthèse structurale régionale. Bien que fournie en données structurales sur la presqu'île de Quiberon et sur l'île de Houat, cette

synthèse ne contraint pas en détail la structure de la QSZ et de ses prolongements occidentaux et orientaux (Gapais et al., 1993). Vers l'Ouest, la continuité de la QSZ, masquée par la mer, n'a jamais été décrite et le sud du massif de Ploemeur n'a fait l'objet d'aucune étude structurale publiée. Par ailleurs, selon Gapais et al. (1993), sur l'île de Houat cette zone de cisaillement est caractérisée par une cinématique du haut vers l'ESE et une direction d'étirement parallèle à celle de la SSZ (Figure IV.3 b). Des cinématiques de direction opposées sur la même zone de cisaillement (Figure IV.3 a et b) posent un problème géométrique qu'il paraît nécessaire de résoudre pour comprendre le fonctionnement de cette zone de cisaillement.

Outre l'étude structurale de la QSZ qui nécessite donc d'être approfondie, l'âge de la déformation ductile associée à la QSZ mérite d'être établi de façon plus précise, afin de resituer le fonctionnement de cette zone de cisaillement ductile dans le contexte tectonique extensif tardi-orogénique. Le granite de Quiberon est décrit par Gapais et al. (1993) comme syn-cinématique. Dans l'hypothèse où le granite de Quiberon est bien syn-cinématique, ce qui par ailleurs aurait demandé à être testé, le fait de dater sa mise en place, permettrait de contraindre l'âge minimal des premiers incréments de la déformation ductile de long de la QSZ. La datation des premiers et derniers incréments permettrait ainsi de proposer une estimation de la durée du fonctionnement de la QSZ.

1.1 Structure et cinématique de la QSZ et de ses prolongements latéraux

La carte géologique à 1/250000 de la Marge continentale de Lorient (Thinon et al., 2008) permet d'avoir un bon aperçu de la trace cartographique du contact entre les unités Inférieure et Intermédiaire, autrement dit de l'allure générale de la zone de cisaillement de Quiberon (Figure IV.4). Cette carte tient en effet compte des nombreux échantillonnages de roche effectués en mer. Sur cette base cartographique ainsi qu'à partir des données fournies par l'étude de Gapais et al. (1993) nous proposons d'effectuer l'étude structurale de la QSZ et de sa continuité latérale selon trois zones (Figure IV.4). La première zone concerne la presqu'île de Quiberon, la deuxième zone comprend le prolongement occidental de la QSZ vers le massif de Ploemeur et la troisième zone est ciblée sur le prolongement oriental de la QSZ vers l'île de Houat et l'île de Hoëdic.

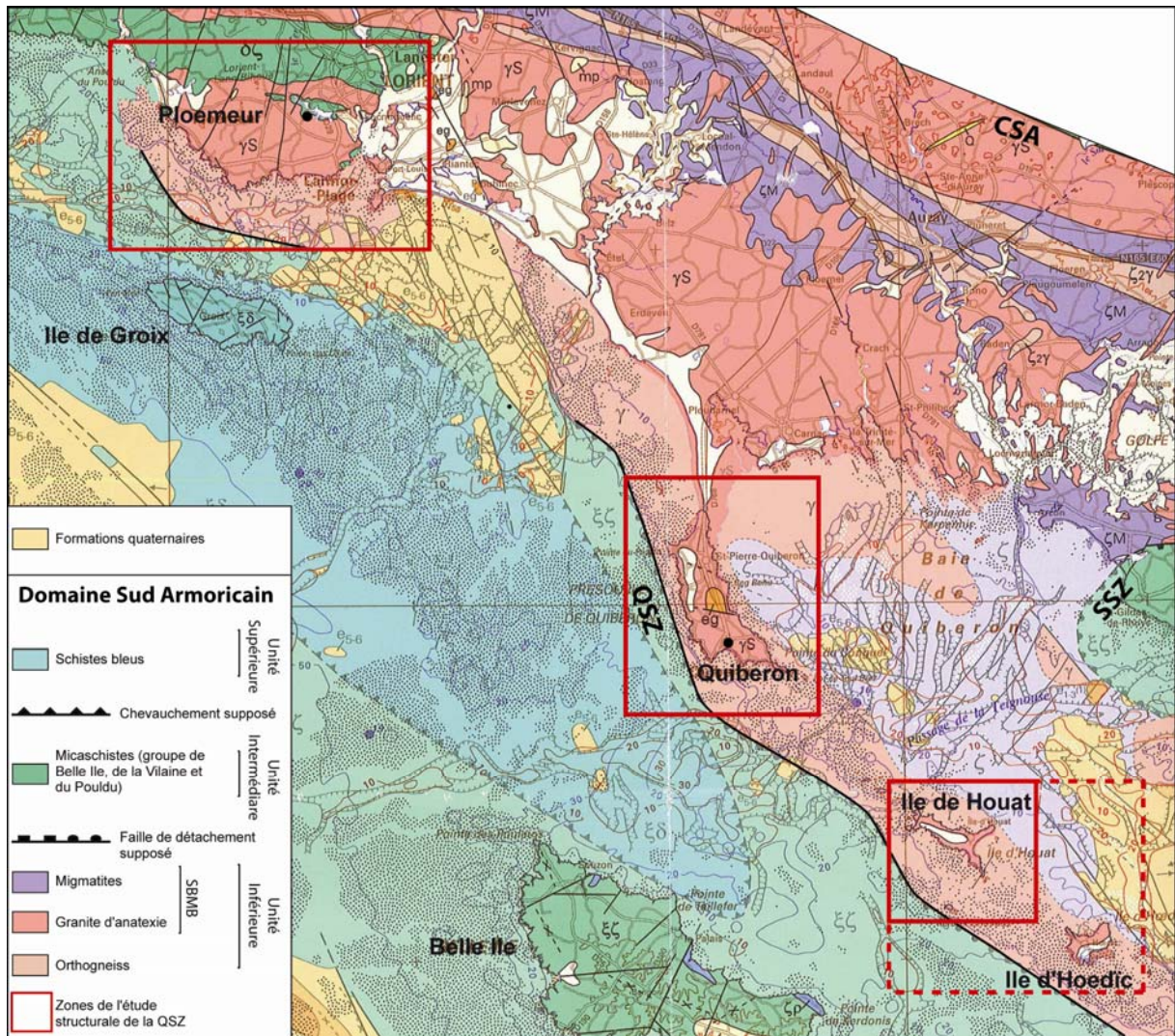


Figure IV.4 : Carte géologique à 1/250000 de la Marge continentale de Lorient (Thinon et al., 2008). Cette carte montre la trace présumée de la QSZ (d'après Thinon et al. (2008) et la localisation des trois zones de notre étude structurale.

Pour chaque zone, l'étude structurale a été organisée en sites microtectoniques. Un site microtectonique est défini ici comme un affleurement continu sur lequel sont observés, identifiés, et mesurés le plus grand nombre de structures ductiles et/ou fragiles afin d'obtenir une bonne compréhension de leur géométrie et de leur caractéristique structurale.

Concernant les sites pour lesquels des structures ductiles ont été identifiées, les plans de cisaillement et des linéations associées ont été mesurés afin d'en dégager des directions moyennes représentatives. Pour chaque site, le sens de cisaillement a été déterminé grâce à des critères cinématiques tels que les fabriques de type S-C caractéristiques des mylonites observées (Passchier et Trouw, 1996). Toutes les mesures de plan de foliation, de

cisaillement, et les linéations associées, ont été projetées en hémisphère inférieure à l'aide du logiciel Tector (Angelier, 1990).

Concernant les sites pour lesquels des structures fragiles ont été identifiées, les plans de faille ainsi que les stries associées et les plans de fentes de tension ont été également mesurés de façon systématique. Le mouvement relatif des failles a été déterminé sur le terrain à partir de critères cinématiques tels que des décalages de niveau repères ou à partir de structures observés sur les plans de faille eux même. Toutes les mesures de plans fragiles et des éventuelles stries associées ont été projetées en hémisphère inférieur à l'aide du logiciel Tector (Angelier, 1990). Le logiciel Tector permet par ailleurs, selon certaines conditions Angelier (1984, 1990, 1994), la caractérisation du paléo-tenseur de contrainte. Cette caractérisation a en effet été possible pour certains sites fragiles dont les axes principaux des contraintes ont alors été projetés en hémisphère inférieur à l'aide du même logiciel (Angelier, 1990).

1.1.1 Zone de la presqu'île de Quiberon

1.1.1.1 Description des structures

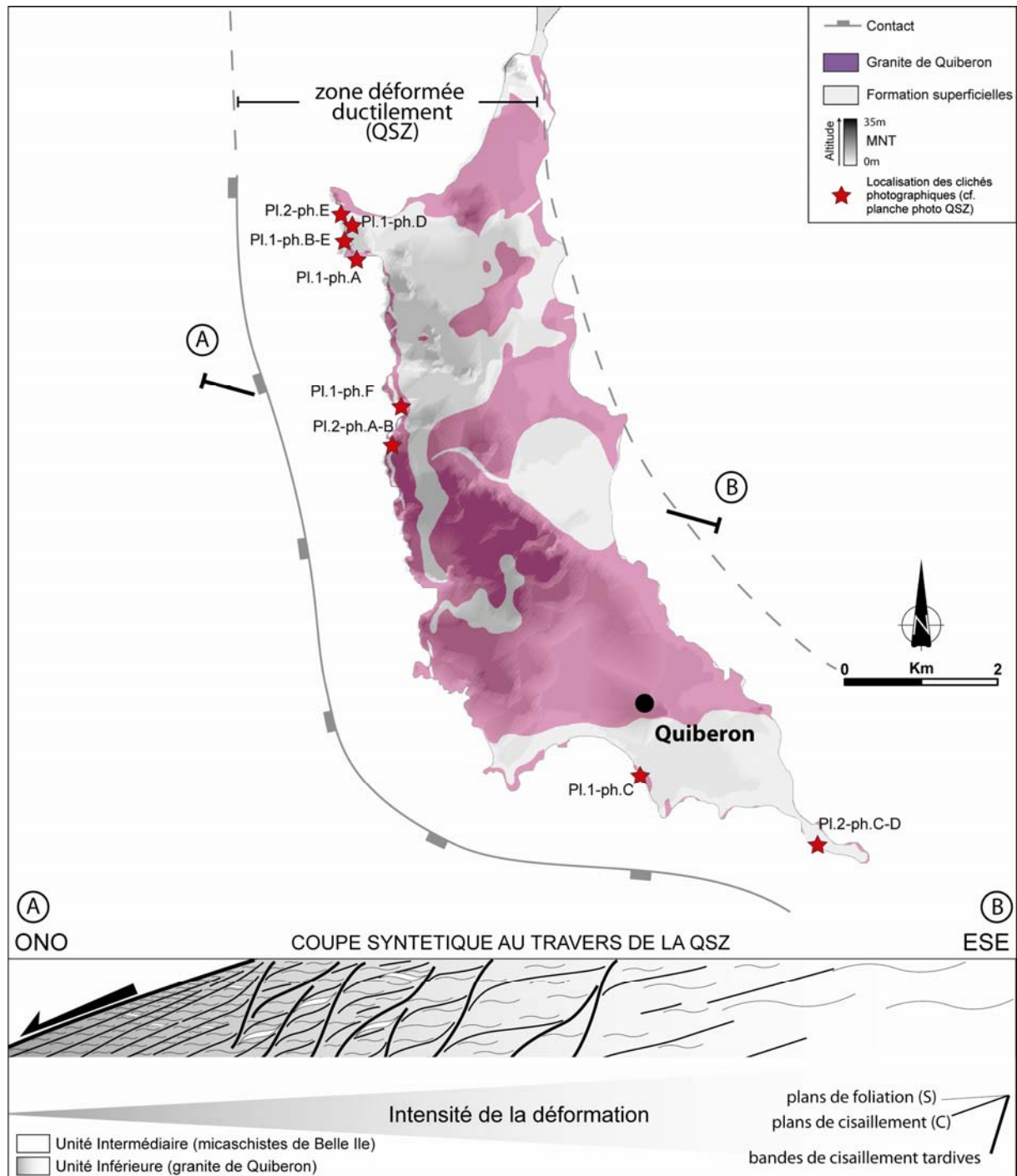


Figure IV.5 : Carte géologique de la presqu'île de Quiberon avec la localisation des clichés présentés en Figure IV.6 (Pl.1 : Planche1 ; Pl.2 : Planche2 ; ph. : photo) ; une coupe interprétative des structures ductiles observées sur la presqu'île est également donnée. Cette coupe montre un accroissement de l'intensité de la déformation ductile d'E en O au Nord et du NE au SO au Sud.

Sur la côte ouest de la presqu'île de Quiberon, l'affleurement continu de granite est le lieu d'une déformation ductile omniprésente dont les structures s'expriment de façon spectaculaire (Figure IV.6 planche 1 A). L'étude structurale met en évidence trois groupes de fabriques ductiles. Une fabrique de type S-C à cinématique inverse a été observée essentiellement au nord de la presqu'île de Quiberon (Figure IV.6 planche 1 encart de la photo D). Elle est définie par des plans de cisaillement faiblement pentés vers le SO ou parfois vers le NE portant une linéation orientée ONO-ESE, et des plans de foliation sub-horizontaux ou à pendage vers le SE. Une deuxième fabrique de type S-C, pénétrative et à cinématique normale cette fois-ci (Figure IV.6 planche 1 B et C), a été reconnue sur le reste de la presqu'île, dans le granite de Quiberon et dans les filons aplitiques et pegmatitiques qui le recoupent. Cette fabrique est définie par des plans de cisaillement faiblement penté vers le SO portant une linéation orientée ONO-ESE et des plans de foliation pour la plupart sub-horizontaux. Enfin des bandes de cisaillement tardives de faible épaisseur (quelques centimètres à quelques décimètres) dont la déformation a conduit à la formation d'ultramylonite ont été reconnues sur l'ensemble de la presqu'île (Figure IV.6 planche 1 D-E et planche 2 E). Ces bandes de cisaillement tardives sont caractérisées par une cinématique normale vers l'Ouest et déforment ductilement les fabriques structurales inverses et normales antérieures (Figure IV.6 planche 1 D-E et planche 2 E). Ces bandes de cisaillement tardives sont généralement à fort pendage mais peuvent s'horizontaliser localement. Elles s'organisent en un réseau hétérogène, s'anastomosant (Figure IV.6 planche 2 E) et isolant ainsi des lentilles de granite dont les géométries dessinent des sigmoïdes compatibles avec un mouvement normal.

L'existence de cette fabrique inverse est surprenante dans le contexte de cisaillement extensif de la QSZ. Sa caractérisation précise et sa place dans la cinématique normale, n'a pas été précisément établie, faute de temps sur le terrain.

Le long de la côte Ouest de la presqu'île de Quiberon, de nombreuses enclaves de micaschistes appartenant au groupe de Belle Ile, ont pu être observés. Ces enclaves elles-mêmes déformées ductilement dans la QSZ, sont injectées de filons de granite de Quiberon dont les géométries boudinées et asymétriques montrent une cinématique générale du haut vers l'ONO (Figure IV.6 planche 1 F).

Localement, des failles normales fragiles sub-horizontales ont également été observées, comme sur la pointe sud de la presqu'île de Quiberon. Ces failles présentent une forte concentration en tourmaline massive (1 à 4 cm de tourmalinite) et en quartz (quelques

centimètres) (Figure IV.6 planche 2 A et B). La strie visible sur le plan de faille, se traduit par l'étirement des minéraux de quartz et par l'alignement de cristaux de tourmaline. Elle adopte une direction ONO-ESE parallèle à la linéation portée par les plans de cisaillement dans le granite (Figure IV.6 planche 2 A). Au sein de la tourmalinite, on peut également observer des fentes de tension remplies de quartz d'épaisseur millimétrique et orientées perpendiculairement à la strie (Figure IV.6 planche 2 B). Les caractéristiques structurales et texturales de ces failles à faible pendage suggèrent qu'elles résultent d'une déformation ductile-fragile.

Par ailleurs, sur le terrain un certain nombre de structures strictement fragiles ont pu être observées : failles striées (Figure IV.6 planche 2 C et D), joints ou fentes de tension. Ces structures recoupent les fabriques ductiles du granite. Cette déformation fragile est accompagnée par la circulation de fluides responsables de la cristallisation de quartz et de tourmalines à la fois sur les plans de faille et dans les fentes de tension. Quelques affleurements présentent aussi des failles normales fragiles conjuguées à fort pendage. Les plans de failles conjugués sont en moyenne orientés N-S et leur pendage est compris entre 45° et 70°. Les cristaux de tourmaline qui cristallisent sur les plans de failles, sont alignés dans la direction de la strie. Des critères cinématiques portés par les plans de faille définissent un jeu normal. Ces failles sont nombreuses mais dispersées tout le long de la presque île.

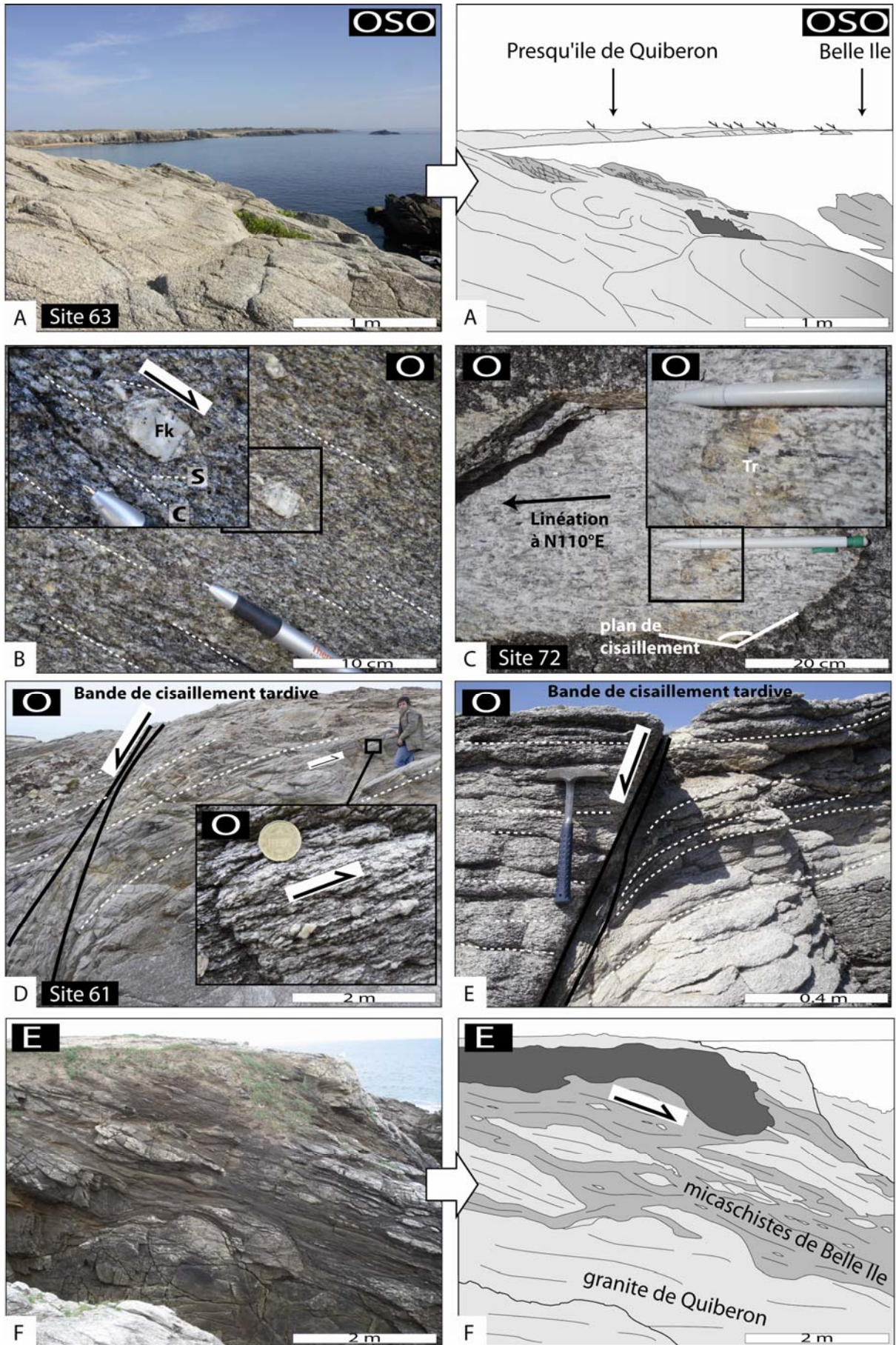


PLANCHE 1

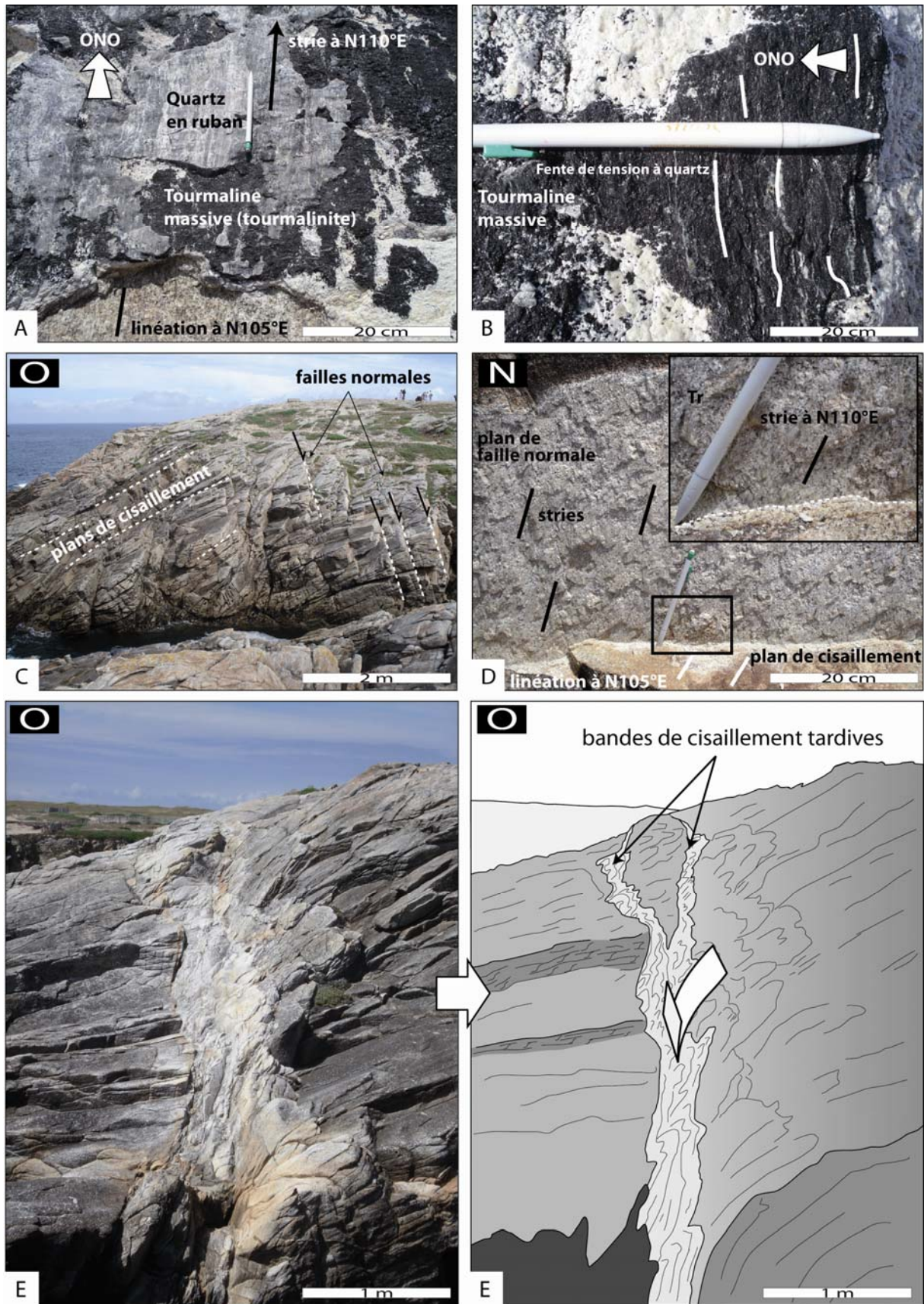


PLANCHE2

Figure IV.6 : Planche 1 et 2 : photographies des structures ductiles et fragiles reconnues sur la

presqu'île de Quiberon, voir explication dans le texte. Les numéros des sites microtectoniques correspondants sont indiqués sur les clichés.

1.1.1.2 Résultats

17 sites microtectoniques jalonnent du Nord au Sud la côte occidentale de la presqu'île de Quiberon. Les mesures se sont concentrées sur la fabrique pénétrative normale dominante, et ont permis de caractériser l'orientation et la cinématique générale de la QSZ. Quelques sites ont été réalisés au Nord permettant de caractériser la fabrique inverse. Chaque site correspond en moyenne à 29 mesures de plan de cisaillement et de linéation associée. En raison de la déformation ductile intense qui affecte le granite, les plans de foliation et les linéations d'étirement associées n'ont jamais pu être mesurés. Le résultat des mesures est représenté sur la Figure IV.7.

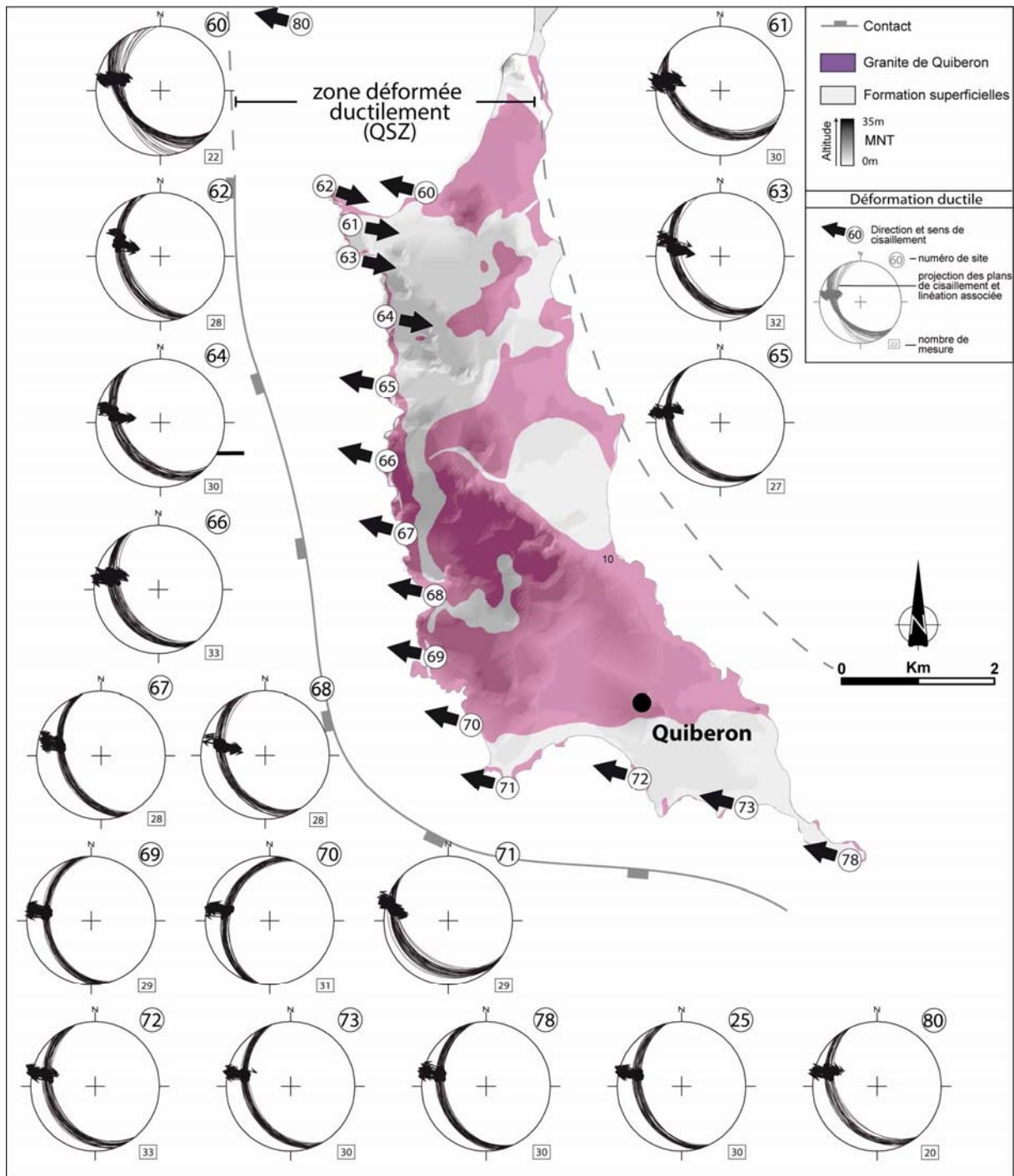


Figure IV.7 : Résultats de l'étude structurale réalisée sur la presqu'île de Quiberon.

La direction de la linéation associée aux plans de cisaillements appartenant à la fabrique normale, montre une direction très constante orientée $\sim N105^\circ E$. Les plans de cisaillement ont une orientation variable allant de $N128^\circ E$ à $N27^\circ E$, avec un pendage de 15° à 50° toujours orienté vers l'Ouest.

La fabrique inverse limitée à une zone située au nord de la presqu'île de Quiberon est difficile à interpréter. Malgré une cinématique opposée, les sites microtectoniques effectués dans cette

zone montrent que la direction de la linéation associée aux plans de cisaillement est très constante, orientée N105°E parallèle à celles associées à la fabrique normale.

Ces résultats caractérisent de façon plus précise la déformation ductile associée à la QSZ. Au niveau de la presqu'île de Quiberon, la QSZ est globalement une zone de cisaillement ductile extensive à cinématique du haut vers l'Ouest, la direction de mouvement est orienté ONO-ESE. Les plans de cisaillement ont des orientations variables du Nord au Sud de la presqu'île, mais la direction de la linéation qui y est associée reste extrêmement constante. Cette étude met aussi en évidence une fabrique ductile inverse que l'on interprète difficilement dans le contexte de déformation extensive de la QSZ. Au regard de la géométrie de cette fabrique inverse, nous pouvons difficilement l'interpréter comme une zone de cisaillement conjuguée. Une explication possible mais peu satisfaisante, serait de considérer qu'il existe au toit et au mur de cette zone à cinématique inverse des mouvements normaux de vitesse différente.

La QSZ déforme ductilement le toit du granite de Quiberon. Les relations structurales intimes du granite et des enclaves de micaschistes appartenant à l'Unité Intermédiaire observés au sein de cette zone de cisaillement ductile indique la proximité du contact entre ces deux unités, mais suggère également que le granite se soit mis en place au niveau du contact entre les unités Inférieure et Intermédiaire, à la base des micaschistes de Belle Ile.

1.1.2 Prolongement occidental : le granite de Ploemeur

Description des structures et résultats

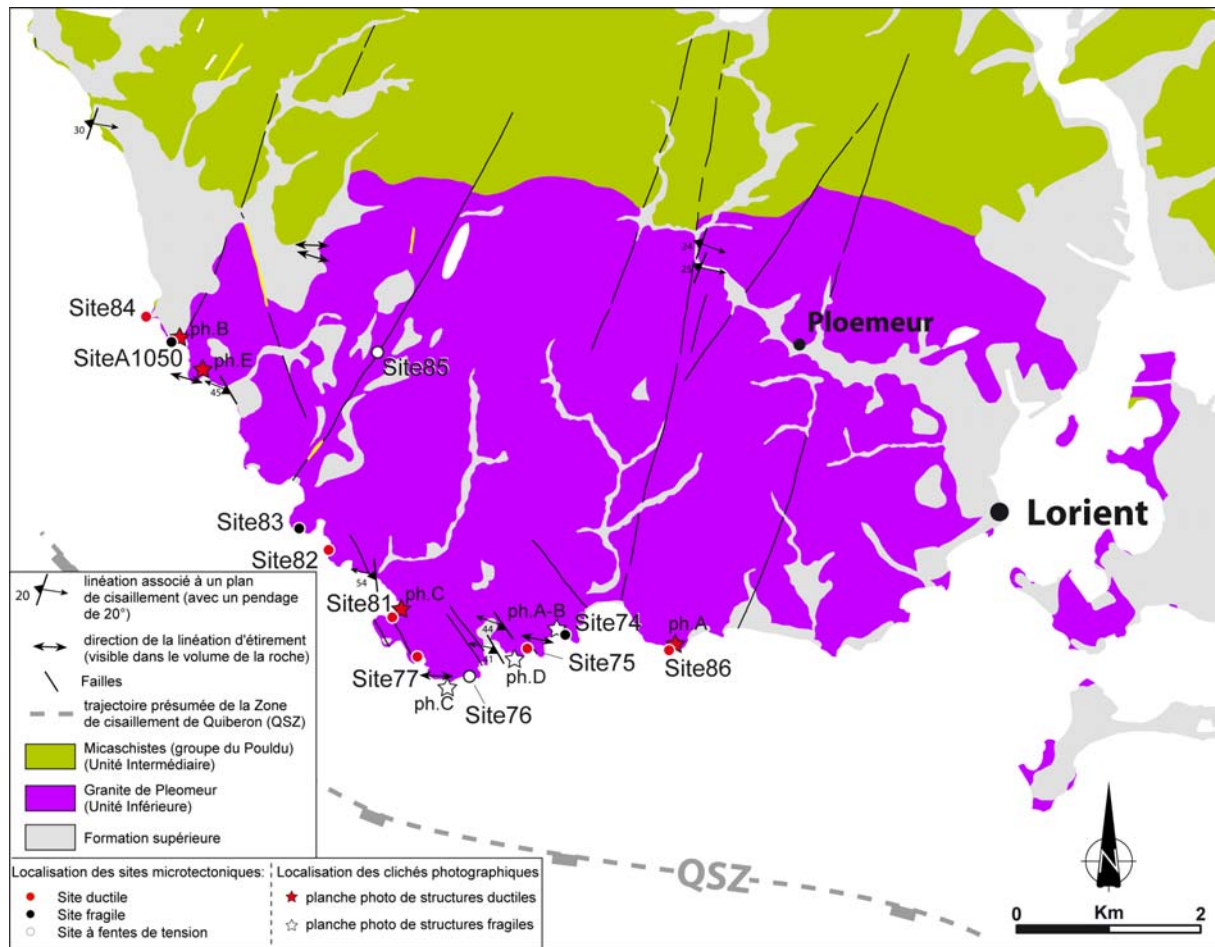


Figure IV.8 : Carte géologique simplifiée du granite de Ploemeur et de son encaissant (extrait de la carte harmonisée du Morbihan : Cagnard, communication personnelle). Sur la carte sont figurées : la localisation des clichés situés Figure IV.9, les mesures ponctuelles de structures ductiles (voir discussion dans le texte), et la localisation des sites microtectoniques réalisés dans cette zone.

Selon la carte harmonisée de la marge continentale de Lorient (Thinon et al., 2008) le prolongement occidental de la QSZ se situe vraisemblablement au Sud du granite de Ploemeur, dans la mer (Figure IV.4). Les affleurements de bonne qualité de la côte méridionale du granite de Ploemeur concentrent la majorité de nos observations structurales.

La limite géologique septentrionale du granite de Ploemeur n'a pu faire que l'objet d'observations ponctuelles. Cette limite met en contact le granite de Ploemeur, appartenant à l'Unité Inférieure et une unité de micaschistes (micaschistes de Ploemeur ou micaschistes du Pouldu) appartenant à l'Unité Intermédiaire. Ce contact n'est pas jalonné par une zone de cisaillement ductile orientée parallèlement au contact, ce qui est par ailleurs fortement suggéré

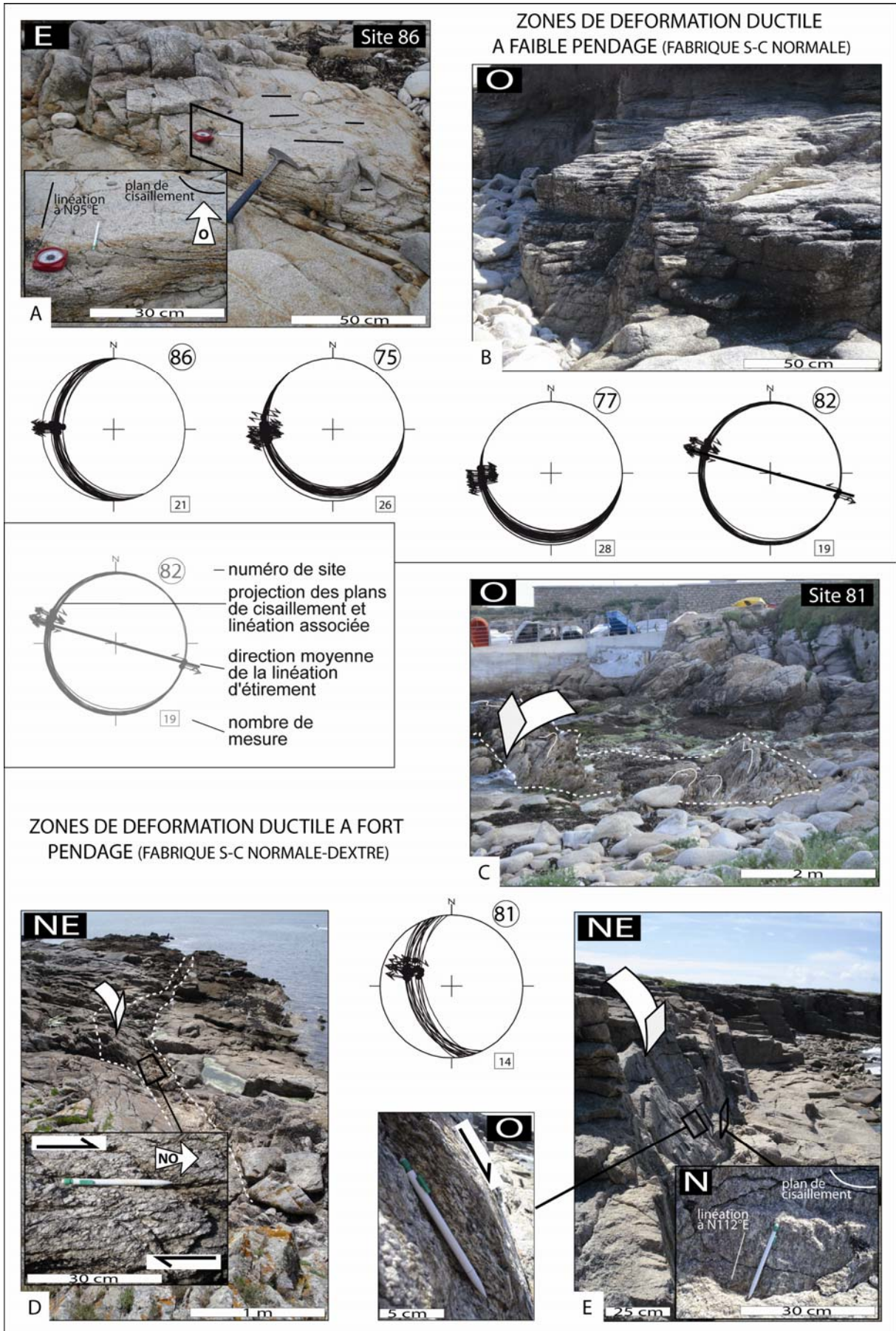
par sa géométrie en carte (Figure IV.8). L'histoire de la mise en place de cette unité de micaschistes ne fait pas l'objet de cette étude.

Un certain nombre de structures ductile et fragiles ont été mis en évidence par l'analyse structurale principalement au niveau de la côte méridionale du granite de Ploemeur. Les relations entre ces structures et la zone de cisaillement de Quiberon seront discutées ultérieurement.

Le granite de Ploemeur semble être caractérisé de façon assez ubiquiste par une anisotropie linéaire orientée globalement E-O (Figure IV.8) marquée par l'alignement de muscovites de taille millimétrique. Le granite est également affecté localement par une fabrique ductile plate de type S-C (Figure IV.9 A et B). Les plans de cisaillement caractérisés par un pendage faible vers le Sud ou vers l'Ouest portent une linéation orientée O-E. Bien que la foliation soit parallèle aux plans de cisaillement, les critères cinématiques observés au sein de cette fabrique montrent un mouvement du haut vers l'Ouest. Par ailleurs, une autre fabrique ductile, distribuée le long d'un grand nombre de couloirs cisailant de quelques cm à 1m d'épaisseur a été observée sur le terrain (Figure IV.9 C, D et E). Ces couloirs, généralement orientés NNO-SSE, sont constitués par des bandes de mylonite caractérisées par une fabrique de type S-C. Ces structures ont fait l'objet de mesures ponctuelles des plans de cisaillement et des linéations associée (Figure IV.8) plutôt que de sites microtectoniques. Les plans de cisaillement ont un pendage de 40° à 60° vers l'Ouest et portent une linéation orientée globalement E-O. La déformation intense qui caractérise ces couloirs peut avoir pour effet de paralléliser les plans de cisaillement et les plans de foliation (Figure IV.9 E). Néanmoins ces structures ductiles montrent systématiquement une cinématique décrochante dextre à normale suivant leur orientation.

Le granite de Ploemeur est également affecté par une déformation fragile, marquée par des failles striées orientés en moyenne NNO-SSE et à fort pendage (40° à 80°) vers l'Ouest (Figure IV.9 F et G). Les stries portées par les plans de failles ont une direction moyenne ONO-ESE, et ces failles ont une cinématique décrochante dextre à normale suivant l'orientation du plan de faille, marquée par différents critères tels que des marches dans des minéralisations à quartz visibles sur les plans de failles ou le décalage de niveaux repères. On observe souvent sur le terrain une relation géométrique étroite entre les failles fragiles et les couloirs de déformation ductile (Figure IV.9 F). Cette déformation fragile tardive peut en effet se localiser sur des plans de cisaillements ductiles préexistants.

Un important réseau de fentes de tension orienté NNE-SSO présentant une minéralisation à quartz a été reconnu sur la côte méridionale du granite de Ploemeur et dans les terres (Figure IV.9 H et I). A l'échelle cartographique, le témoin majeur de ce réseau est représenté par des filons de quartz orientés N30°E, caractéristiques des carrières de kaolin de Ploemeur et dans laquelle a été réalisé le site 85 (voir position Figure IV.8). En effet la carrière de kaolin présente un dense réseau de fentes de tension à quartz d'épaisseur très variable (millimétrique à métrique), les cristaux de quartz cristallisant dans de magnifiques géodes. Ce réseau de fentes de tension recoupe les structures ductiles et apparaît donc tardif dans l'histoire de la déformation de cette zone.



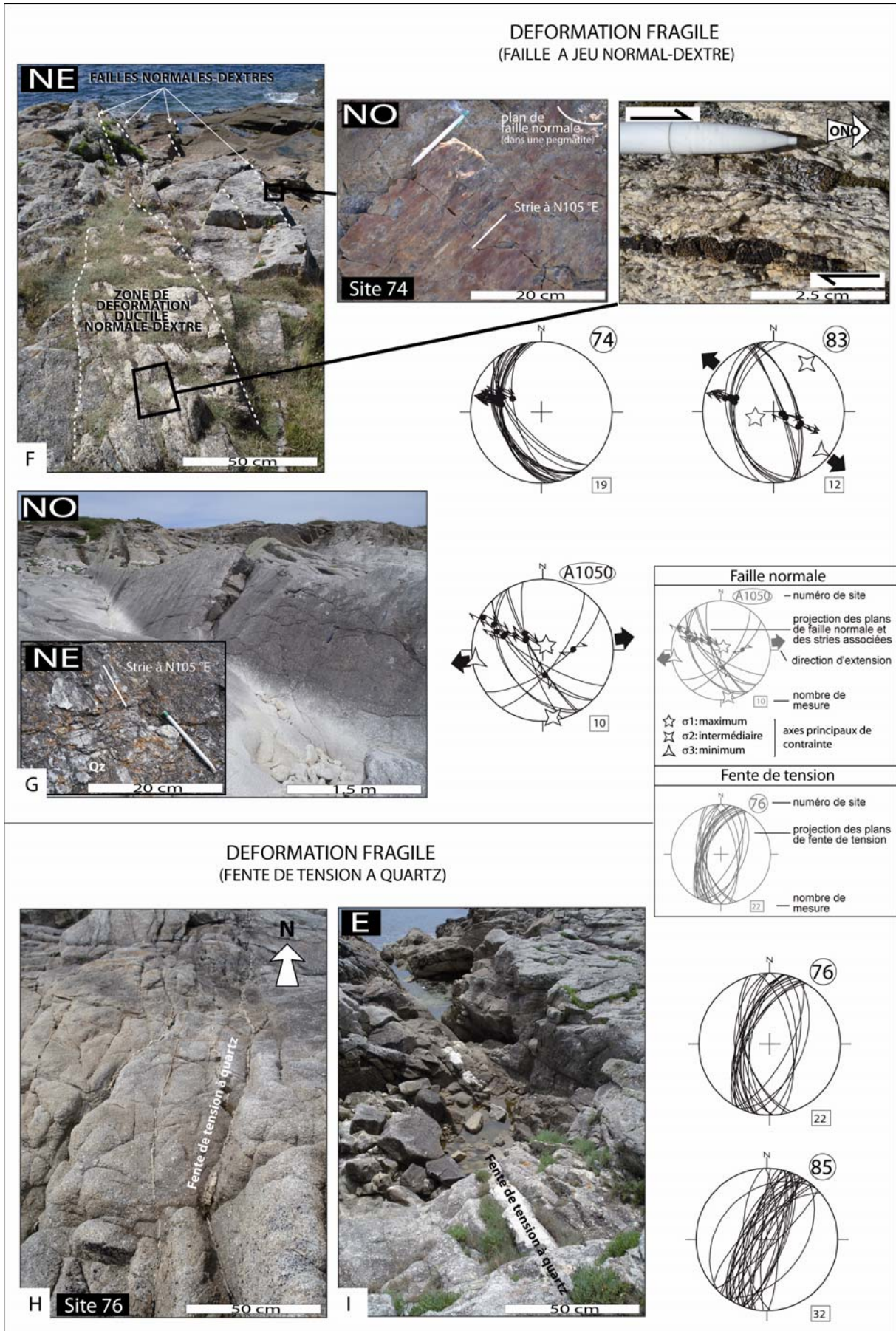


Figure IV.9 : Planches photographiques des différentes structures ductiles et fragiles observées. Les numéros des sites microtectoniques correspondants sont indiqués sur les clichés. Les résultats des mesures structurales sont donnés pour chaque type de structure.

A la lumière de cette étude, les structures ductiles observées sur la côte Sud du granite de Ploemeur sont caractérisées par une cinématique en accord avec celle de la QSZ décrite sur la presqu'île de Quiberon. Ces structures peuvent être interprétées comme l'expression du prolongement occidental de la zone de cisaillement de Quiberon. Dans cette zone, la déformation ductile a tendance à se localiser le long de zones de cisaillement plates de faible épaisseur. Par ailleurs, le mouvement général du haut vers l'Ouest, caractéristique de la QSZ, semble être accommodé par de nombreux couloirs ductiles à cinématique normale-dextre ayant également pour effet de localiser la déformation. Ces couloirs disposés en échelons orientés NO-SE ont une géométrie compatible avec un étirement ONO-ESE de la croûte. La déformation ductile est ensuite relayée par une déformation fragile accommodée par la formation de failles normales-dextres parallèles aux couloirs ductiles normaux-dextres, et par le développement d'un réseau de fentes de tension dont l'orientation NE-SO est en accord avec une tectonique extensive ONO-ESE (Figure IV.10).

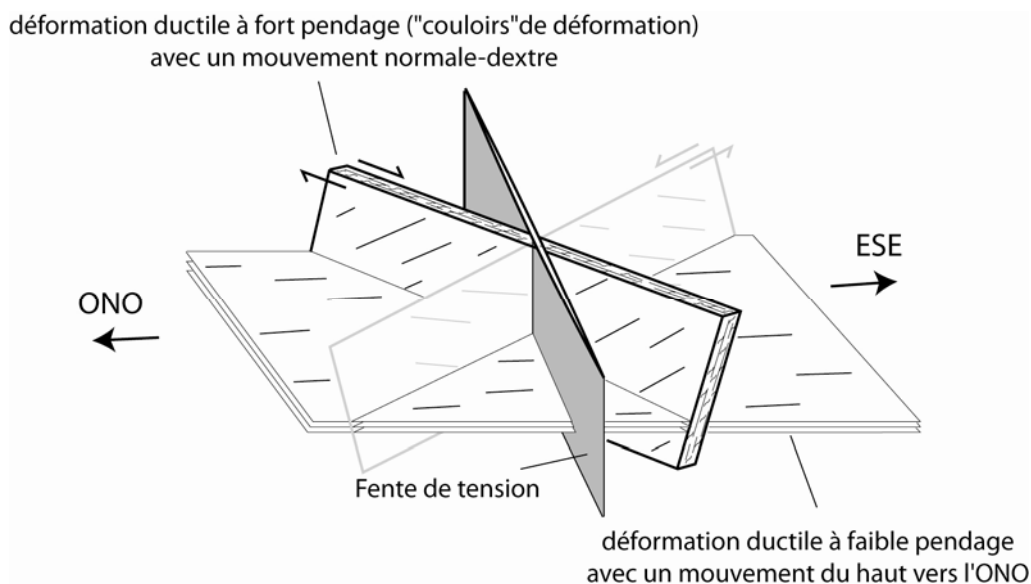


Figure IV.10 : Schéma conceptuel expliquant les relations structurales entre les zones de déformation ductile à faible pendage, celles à fort pendage et la déformation fragile tardive, dans un contexte d'étirement ONO-ESE.

1.1.3 Prolongement oriental : l'île de Houat

L'île de Houat se situe à environ 10 km au SE de la presqu'île de Quiberon. Elle fournit le long de sa côte un affleurement continu de granite sur lequel s'est concentré l'essentiel de nos observations. Les quelques îles situées entre la presqu'île de Quiberon et l'île de Houat étant difficile d'accès, n'ont fait l'objet d'aucune observation de notre part.

1.1.3.1 Description des structures

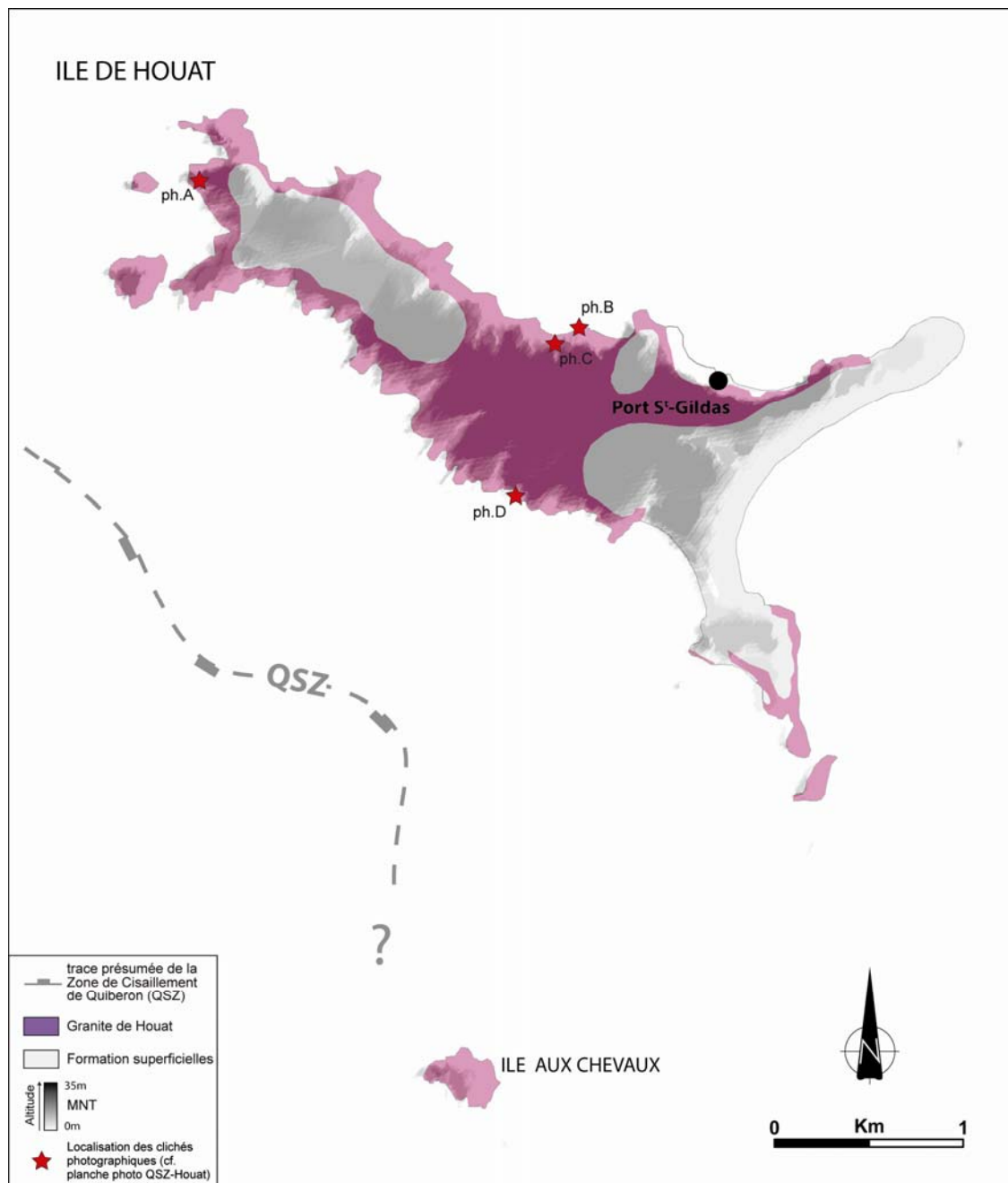


Figure IV.11 : Carte géologique simplifiée de l'île de Houat, et localisation des clichés présentés en Figure IV.13.

Si la zone de Ploemeur ne reflète pas le style et l'intensité de la déformation ductile observée sur la presqu'île de Quiberon, le prolongement oriental de la QSZ que l'on observe sur l'île de Houat s'en rapproche en revanche beaucoup plus (Figure IV.13 A). En effet, le granite de Houat peut être affecté par une déformation ductile pénétrative caractérisée par une fabrique mylonitique de type S-C (Figure IV.13 B). Sur la partie occidentale de l'île, les plans de cisaillement ont une direction variant de NO-SE à E-O. Alors que dans la partie centrale de l'île leur direction est plutôt N-S voir NE-SO. La linéation portée par les plans de cisaillement (Figure IV.13 A) adopte en revanche une direction ONO-ESE très constante. La cinématique de cette zone de cisaillement est marquée par les structures S-C des mylonites qui montre un mouvement du haut vers l'ONO (Figure IV.13 B), impliquant un jeu normal-décrochant passant à inverse-décrochant suivant la direction des plans de cisaillement. Dans la partie Ouest de l'île, la déformation ductile ne se distribue pas de manière homogène. En effet il est possible de trouver sur la côte Nord de l'île de Houat des portions de granite de grande taille (quelques dizaines de mètres) exemptes de déformation ductile. A l'instar de la côte occidentale de la presqu'île de Quiberon, des lentilles de micaschistes ont pu être observées en enclave dans le granite.

A l'échelle de l'île entière, la déformation ductile ne semble concerner que la moitié occidentale de l'île. Aucune déformation ductile n'est d'ailleurs observée sur l'île de Hoëdic située à l'Est de l'île de Houat. Ce constat peut facilement s'expliquer par le changement brutal des directions adoptées par les plans de cisaillement (alors orientés N-S) que l'on peut observer dans la partie médiane de l'île. La trace de cette zone de cisaillement se perd ainsi dans la mer.

L'île aux Chevaux constituée du même granite que celui de l'île de Houat, est située à environ 3 km au sud de Houat (Figure IV.11). Cette petite île de ~250 m de large et de ~500 m de long n'a malheureusement pas été accostée. Néanmoins sur la base de l'étude de la photo aérienne de l'île, il semble que le granite de l'île aux Chevaux soit fortement structuré et puisse être affecté par une déformation ductile équivalente à celle observée dans la partie occidentale de l'île de Houat (voir photo aérienne interprétée de la Figure IV.12).



Figure IV.12 : Photographie aérienne interprétée de l'Ile aux Chevaux. Le cliché est pris depuis de NO de l'île. Le granite présente une forte structuration comparable en termes de géométrie avec celle observée sur l'île de Houat.

En ce qui concerne les structures fragiles, quelques failles normales striées à fort pendage ont pu être observées sur l'île de Houat (Figure IV.13 D). Quelques fentes de tension ont été mesurées sur l'île de Houat et sur l'île d'Hoëdic. Sur les deux îles les plans de fentes de tension montrent une direction très homogène orientée NE-SO.

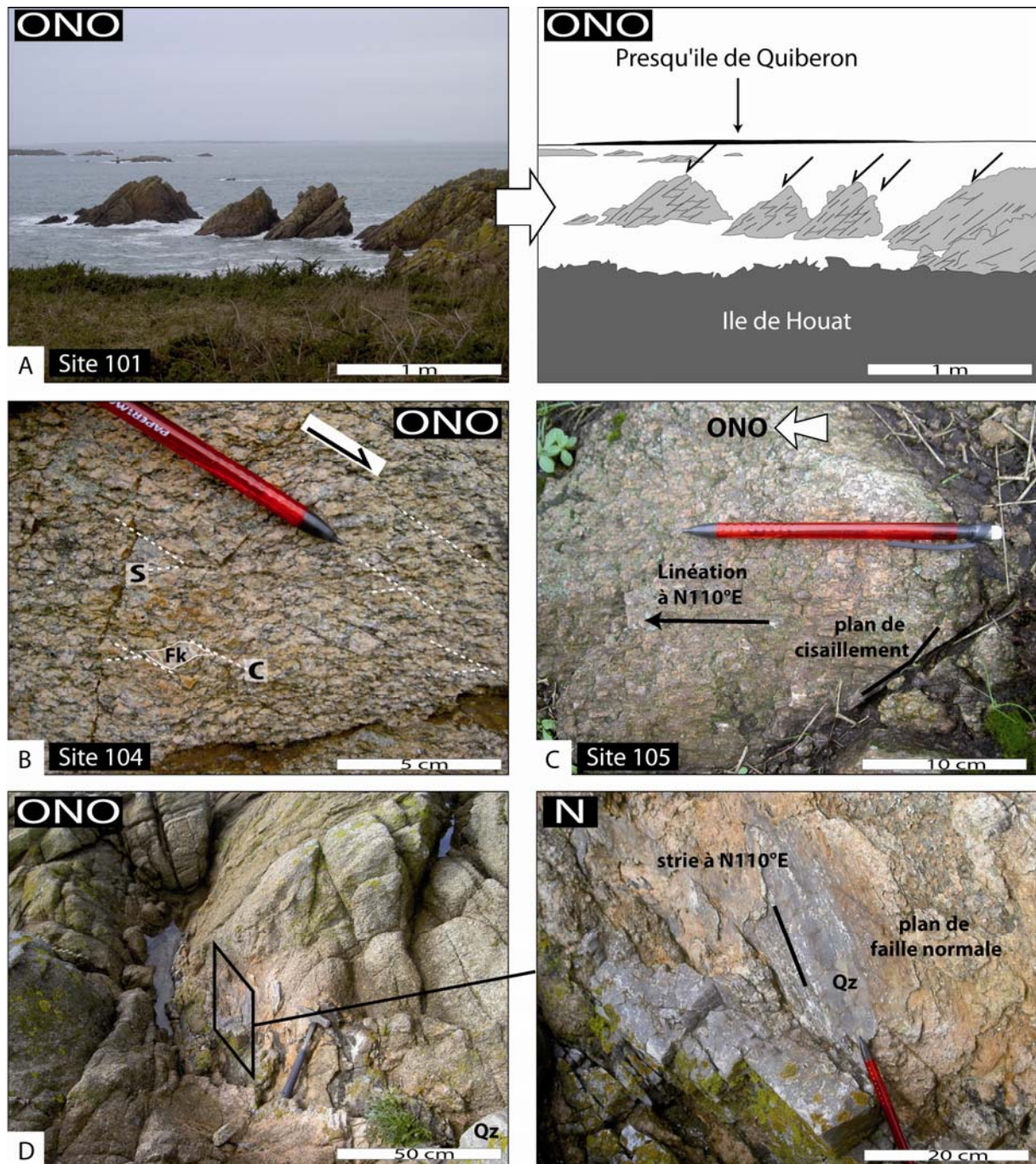


Figure IV.13 : Planche photographique des structures ductiles et fragiles rencontrées sur l'île de Houat.

1.1.3.2 Résultats

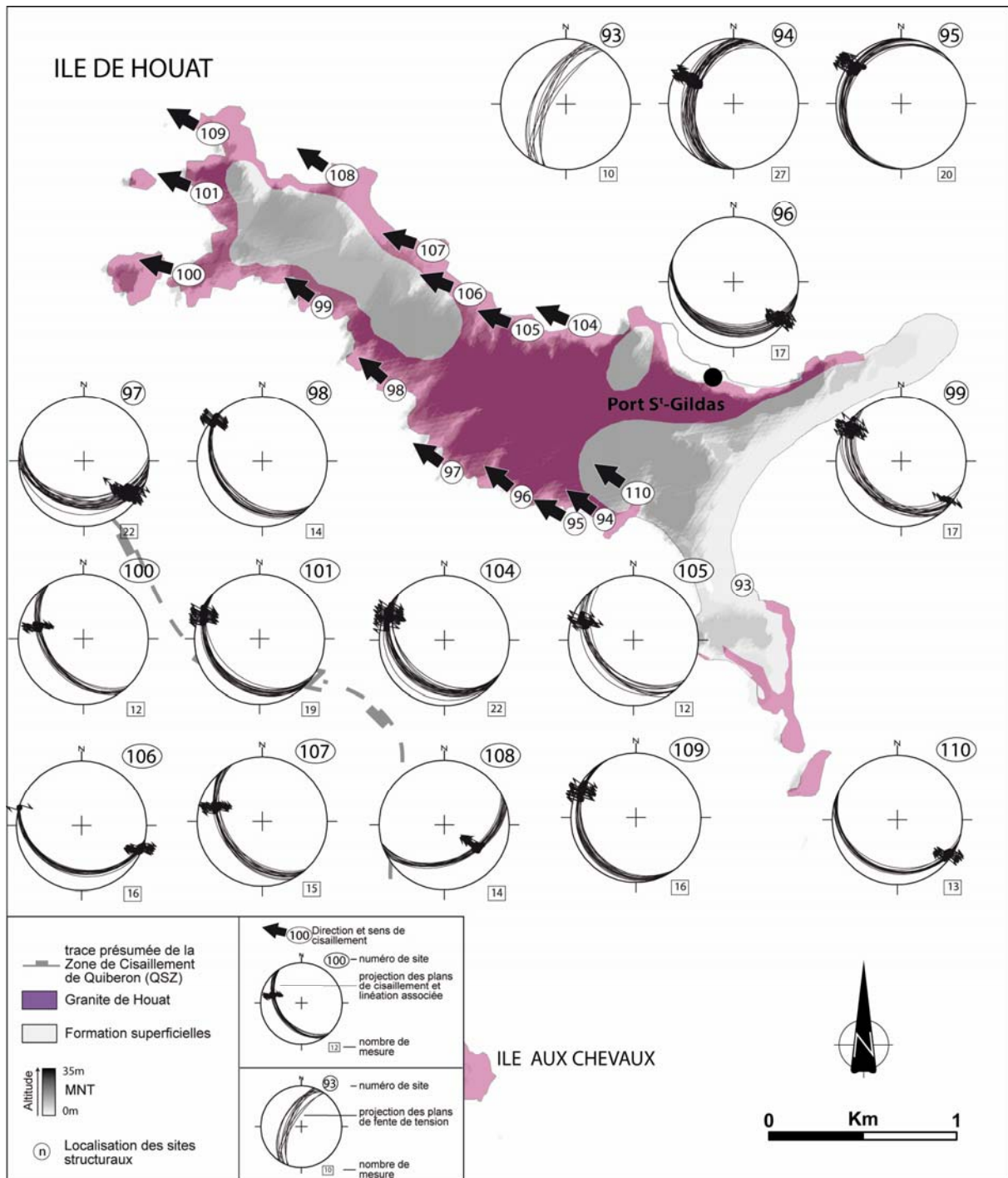


Figure IV.14 : Résultats de l'étude structurale réalisée sur l'île de Houat.

Au total, 15 sites microtectoniques montrant une déformation ductile pénétrative ont été étudiés majoritairement sur la partie occidentale de l'île de Houat. Ces sites ont permis de déterminer la distribution et les caractéristiques générales de la déformation ductile de ce prolongement occidental de la QSZ. Chaque site comprend en moyenne 17 mesures de plan de cisaillement et de linéation associée. Le résultat des mesures est représenté sur la Figure IV.14.

La linéation associée aux plans de cisaillements montre une direction très constante orientée \sim N115°E. Les plans de cisaillement ont des orientations très variables, avec un pendage de 10° à 60° toujours orienté vers l'Ouest ou le Sud. La cinématique en revanche reste pour tous les sites du haut vers l'ONO. Le granite de l'île de Houat est donc bien déformé ductilement par le prolongement oriental de la QSZ qui adopte à ce niveau une direction générale ONO-ESE impliquant ainsi une cinématique décrochante-dextre. En revanche la déformation n'y est tout de même pas aussi intense, et se distribue de façon non homogène dans les parties occidentales, laissant de larges portions de granite exemptes de déformation ductile. Sur l'île de Houat la déformation ductile associée à la QSZ semble donc perdre de son intensité.

1.1.4 Conclusions sur la QSZ

Les études structurales réalisées dans les zones de Quiberon de Ploemeur et de Houat-Hoëdic ont permis non seulement de déterminer en détail les caractéristiques de la QSZ telle qu'elle a été préalablement reconnue par Gapais et al. (1993), mais également de déterminer la nature de ses prolongements occidentaux et orientaux. Par ailleurs nous sommes dorénavant en mesure de proposer une nouvelle géométrie pour cette zone de cisaillement (Figure IV.15). Ainsi contrairement à ce qui a été proposé par Thinon et al. (2008), nous proposons que la QSZ ne se prolonge pas jusqu'à l'île d'Hoëdic, mais qu'elle se perde en mer vers le Sud de l'île de Houat.

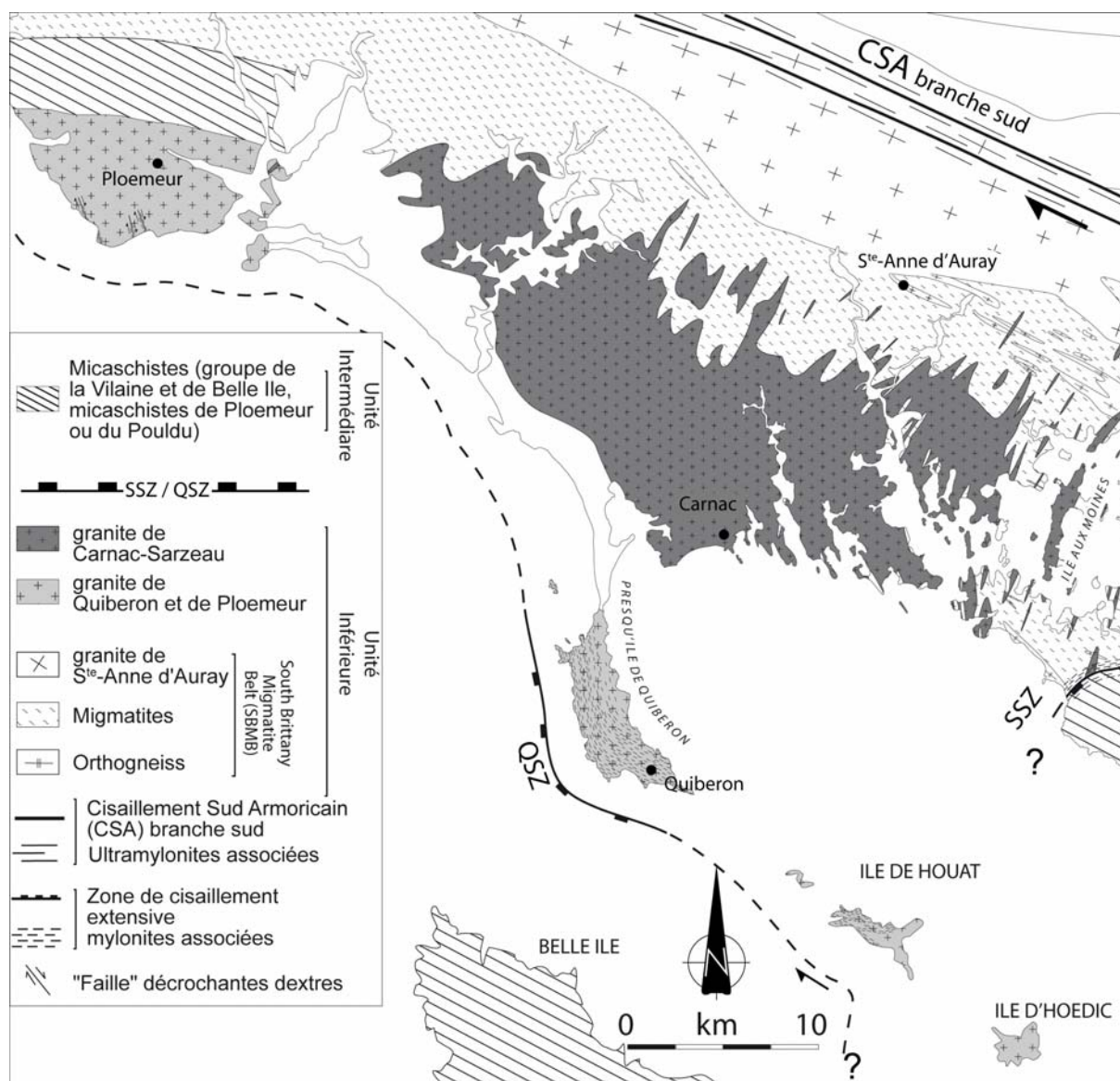


Figure IV.15 : Carte géologique simplifiée des parties occidentales de la zone du Golfe du Morbihan, et situation géographique de la QSZ et de ses prolongements présumés. La cinématique sur l'île de Houat est donc compatible avec une cinématique du haut vers l'ONO.

Sur la presqu'île de Quiberon, la QSZ montre du mur au toit de la zone déformée, une évolution de l'intensité de la déformation, la déformation étant plus intense au toit du granite (Figure IV.5 coupe au travers de la QSZ). Vers ces zones les plus déformées, une succession d'événements ductiles est mise en évidence. De façon postérieure à la formation de la fabrique normale ductile de type S-C, la déformation ductile a tendance à se localiser au cours de son expression la plus tardive. Cette localisation de la déformation peut être interprétée comme le reflet de conditions de déformation plus froides. La QSZ telle qu'elle peut se présenter sur la presqu'île de Quiberon n'est pas reconnue au sud du granite de Ploemeur. En

effet, dans son prolongement occidental la QSZ semble plutôt être relayée par des bandes de cisaillement localisées disposées en échelons et qui montrent une cinématique identique à celle de la QSZ, c'est-à-dire du haut vers l'ONO, s'inscrivant parfaitement dans le contexte de déformation extensive régionale ONO-ESE. En revanche la QSZ se poursuit vers l'Est puisqu'elle est clairement identifiée sur l'île de Houat. Le cisaillement ductile s'y exprime malgré tout de manière légèrement différente. Plutôt que d'être ubiquiste la déformation ductile a tendance à devenir de moins en moins intense vers l'Est de l'île. Que ce soit au niveau de la presqu'île de Quiberon ou au niveau de son prolongement occidentale et orientale cette zone de cisaillement garde une cinématique et une direction de cisaillement très constante.

La QSZ est donc une zone de cisaillement ductile extensive située au niveau du contact des unités Inférieure et Intermédiaire, qui s'inscrit parfaitement dans la tectonique tardi-orogénique extensive du Domaine Sud Armoricaïn. Elle déforme ductilement les granites de Ploemeur de Quiberon et de Houat, que l'on peut alors imaginer être issus du même épisode de mise en place. Exprimée de façon spectaculaire au toit du granite de Quiberon cette zone de cisaillement ductile est relayée latéralement de façon progressive par une déformation ductile plus localisée située aux toits des granites de Ploemeur et de Houat. Le jeu normal générale de cette zone de cisaillement a pour effet la remontée relative de l'Unité Inférieure par rapport à l'Unité Intermédiaire entraînant ainsi l'exhumation des migmatites de la SBMB.

1.2 Age de mise en place des granites de Ploemeur Quiberon et Houat

Les granites plus ou moins déformés de façon ductile par la Zone de Cisaillement de Quiberon (i.e. d'W en E les granites de Ploemeur de Quiberon et de Houat) sont pétrologiquement similaires. Les granites de Quiberon et de Houat sont d'ailleurs reconnus comme appartenant au même massif granitique dans la notice explicative de la carte de « Belle Ile en Mer Iles Houat et Hoëdic » (Audren et Plaine, 1986). Ces trois massifs sont constitués par des leucogranites à grain moyen, à deux micas, et de composition minéralogique relativement homogène à l'échelle de chaque massif. On note dans les faciès les plus déformés, notamment sur la côte ouest de la presqu'île de Quiberon, une réduction générale de la taille de grain et l'apparition de muscovite secondaire de taille millimétrique à plurimillimétrique, située dans les plans de cisaillement, et dont la cristallisation est interprétée comme engendrée par les processus de déformation ductile.

Le granite de Quiberon a été décrit comme un granite syn-cinématique (Gapais et al., 1993). Suivant cette hypothèse, la datation de la mise en place de ce granite, permettrait alors de contraindre l'âge minimal des premiers incréments de la déformation ductile extensive localisée le long de la QSZ. Des datations des massifs de Ploemeur et de Houat ont été entreprises afin d'appréhender le caractère synchrone de la mise en place de ces trois leucogranites déjà suggéré par leur ressemblances pétrologiques et par les similitudes structurales.

Pour chacun des massifs, des échantillons ont été prélevés afin de déterminer l'âge de mise en place des granites par la méthode de datation chimique U-Th/Pb sur monazite. Les cristaux de monazite ont été analysés à la microsonde électronique après séparation des grains de monazite par broyage, ou analysés de façon *in situ* sur les lames minces polies réalisées à partir des échantillons de roche prélevés sur le terrain. Le protocole expérimental de cette méthode ainsi que la méthode de calcul sur laquelle elle repose est décrit en grand détail dans les travaux de Gloaguen (2006). La position des échantillons prélevés est présentée sur la carte de la Figure IV.16.

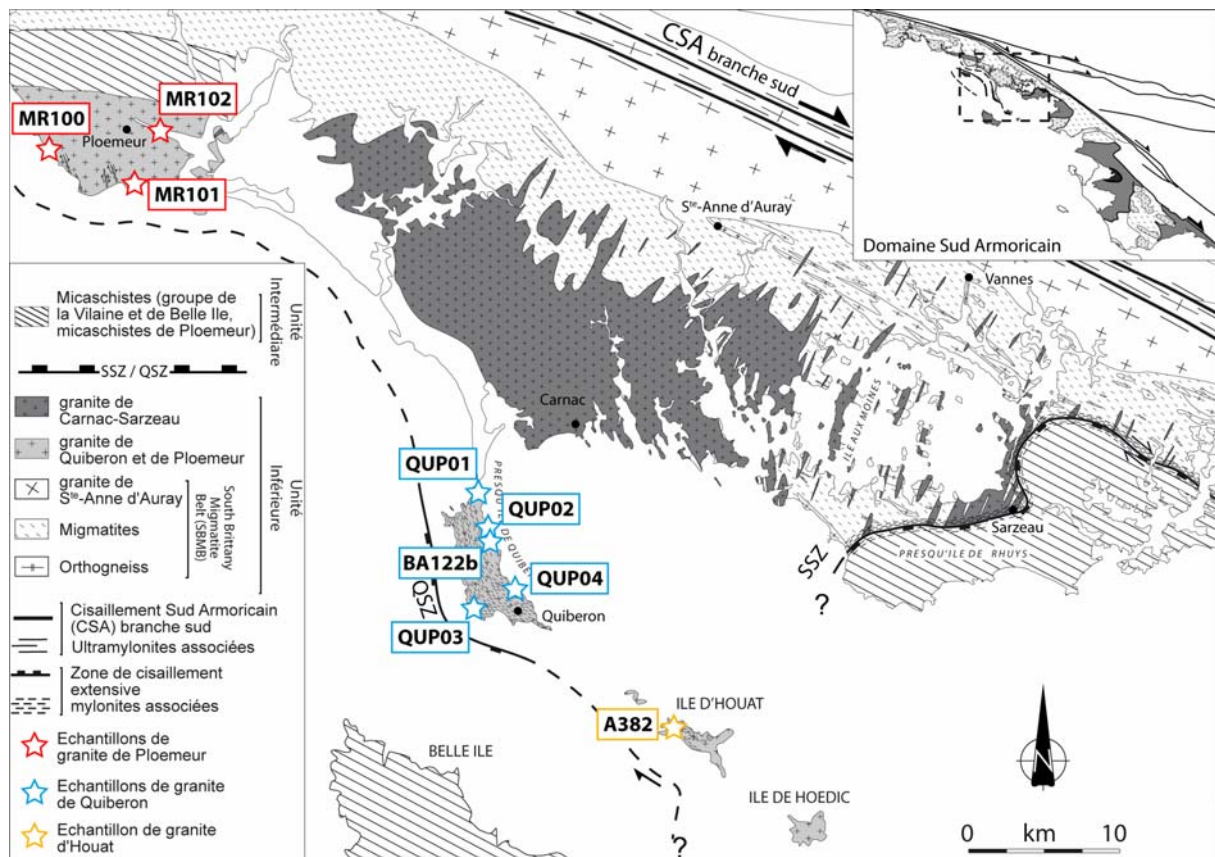


Figure IV.16 : Carte géologique simplifiée de la zone du Morbihan avec la localisation géographique des échantillons prélevés dans le cadre de la datation de la mise en place des granites de Ploemeur, Quiberon et Houat.

1.2.1 Description macroscopique des échantillons

Pour le massif de Ploemeur, trois échantillons ont été prélevés (Figure IV.16). L'échantillon MR102 est un granite mylonitisé. Il a été prélevé à proximité de la bordure nord du massif. Les échantillons MR100 et MR101 proviennent d'affleurements de granite faiblement structuré situés sur la côte sud du massif. Pour chacun des trois échantillons, les monazites ont été séparées et montées sur sections polies.

Pour le massif de Quiberon, quatre échantillons ont été prélevés. Les échantillons QUP01, QUP02 et QUP04 proviennent d'affleurements de granite faiblement déformé situés sur la côte est de la presqu'île de Quiberon. L'échantillon QUP03 provient d'un affleurement de granite déformé situé au sein de la QSZ sur la côte ouest de la presqu'île de Quiberon. Pour chacun des quatre échantillons, les monazites ont été séparées du reste de la roche et montées sur sections polies. L'échantillon supplémentaire BA122b a été prélevé sur un affleurement de granite faiblement déformé à proximité de l'échantillon QUP02. Les monazites de cet échantillon ont été analysées cette fois ci de façon *in situ* sur lame mince polie, procurant de ce fait une information sur la position structurale et texturale des monazites dans le granite.

En ce qui concerne le massif de Houat, un seul échantillon (A382) a été prélevé. Il se situe au niveau d'un affleurement de granite déformé ductilement situé au sein du prolongement oriental de la QSZ. Les monazites de l'échantillon A382 ont été analysées de façon *in situ* sur lame mince polie.

1.2.2 Description microscopique des grains analysés

L'échantillon MR102 contient des monazites de grande taille (excédant parfois 200 μ m) ne présentant aucune zonation chimique visible au MEB (Figure IV.17). Les monazites des échantillons MR100 et MR101 sont plus petites (80 μ m à 150 μ m) et ne présentent pas non plus de zonation chimique visible au MEB (Figure IV.17).

Les monazites extraites des quatre échantillons de granite de Quiberon (QUP01, QUP02, QUP03 et QUP04) sont généralement de très grande taille, excédant souvent 300 μm . Alors que les monazites de l'échantillon QUP03 ne présentent au MEB que des textures homogènes (Figure IV.19), celles contenues dans les échantillons QUP01, QUP02 et QUP04 sont caractérisées assez systématiquement par une texture de type cœur-bordure (Figure IV.20a, Figure IV.21a et Figure IV.22a). La cartographie en Ce réalisée à la microsonde électronique sur le grain M1 de l'échantillon QUP02 illustre bien cette zonation. Il montre un cœur riche en Ce contrastant avec une bordure relativement pauvre en Ce. Les monazites de l'échantillon BA122b situées en joint de grain de quartz et de feldspath sont de taille moyenne (30 μm à 80 μm) et ne présentent au MEB que des textures homogènes (Figure IV.19).

Les analyses ponctuelles multiélémentaires réalisées au moyen de la microsonde électronique sur les monazites de l'échantillon MR100, MR102, QUP03, BA122b et A382 ne montrent aucune variation chimique significative inter et intra grain.

En ce qui concerne l'échantillon MR101, malgré une texture homogène observée au MEB, la quantification des éléments U, Pb, Nd, Ca, P, Th, Gd, Ce, Si, Sm, La, Y et Pr a permis de discriminer des populations chimiques différentes au sein des grains de monazite correspondant systématiquement à des domaines de cœur et de bordure de grain. La variation de la quantité en CaO (% poids d'oxyde) entre des domaines de cœur et de bordures est donnée à titre d'exemple pour le grain M4 de cet échantillon (Figure IV.18a).

La quantification des éléments U, Pb, Nd, Ca, P, Th, Gd, Ce, Si, Sm, La, Y et Pr des monazites des échantillons QUP01, QUP02 et QUP04 a permis de discriminer des populations chimiques différentes au sein des grains de monazites. Ces populations chimiques correspondent systématiquement aux domaines de cœur et de bordure des grains préalablement observées au MEB (Figure IV.20a, Figure IV.21a et Figure IV.22a). Pour l'échantillon QUP01, la variation de la quantité en CaO (% poids d'oxyde) entre le domaine de cœur et le domaine de bordure est donnée à titre d'exemple pour le grain M7 (Figure IV.20a). La variation de la quantité en CaO (% poids d'oxyde) entre le cœur et la bordure est donnée à titre d'exemple pour le grain M1 de l'échantillon QUP02 (Figure IV.21a). Enfin, pour l'échantillon QUP04, la variation de la quantité en CaO (% poids d'oxyde) entre le domaine de cœur et le domaine de bordure est donnée à titre d'exemple pour le grain M13 (Figure IV.22a).

1.2.3 Résultats isochrones des datations chimiques U-Th/Pb sur monazite

1.2.3.1 Age de l'échantillon MR102

Dans le diagramme isochrone ($\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$) (Figure IV.17), les rapports U/Pb et Th/Pb et leurs ellipses ont une distribution peu étalée mais permettent néanmoins une bonne contrainte tant de l'âge Th/Pb (315.4 +9.3 Ma -8.7 Ma) que de l'âge U/Pb (317.3 +31.7 Ma -33.5 Ma). Ces deux âges indépendants peuvent être considérés comme identiques au regard de leur barre d'erreur. La droite de régression calculée pour ces analyses est confondue avec l'isochrone théorique tracée pour un âge de 315.8 Ma. La valeur du MSWD (0.9 pour 99 analyses) montre que cet âge est statistiquement recevable. L'âge isochrone U-Th/Pb à 315.8 ± 4 Ma est interprété comme celui de la mise en place du massif de Ploemeur.

1.2.3.2 Age de l'échantillon MR100

Dans le diagramme isochrone ($\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$) (Figure IV.17), les rapports U/Pb et Th/Pb et leurs ellipses ont une distribution très étalée permettant une bonne contrainte de l'âge Th/Pb (332.8 +14.0 Ma -12.9 Ma) et de l'âge U/Pb (339.4 +30.8 Ma -32.9 Ma). Ces deux âges indépendants se recoupent nettement en tenant compte de leurs barres d'erreurs. La droite de régression calculée pour ces analyses est confondue avec l'isochrone théorique tracée pour un âge de 334.6 Ma. La valeur du MSWD (0.9 pour 65 analyses) montre que cet âge est statistiquement recevable. Cet âge isochrone U-Th/Pb à 334.6 ± 6 Ma est interprété comme l'héritage d'un événement métamorphique ayant affecté la source à l'origine du magma.

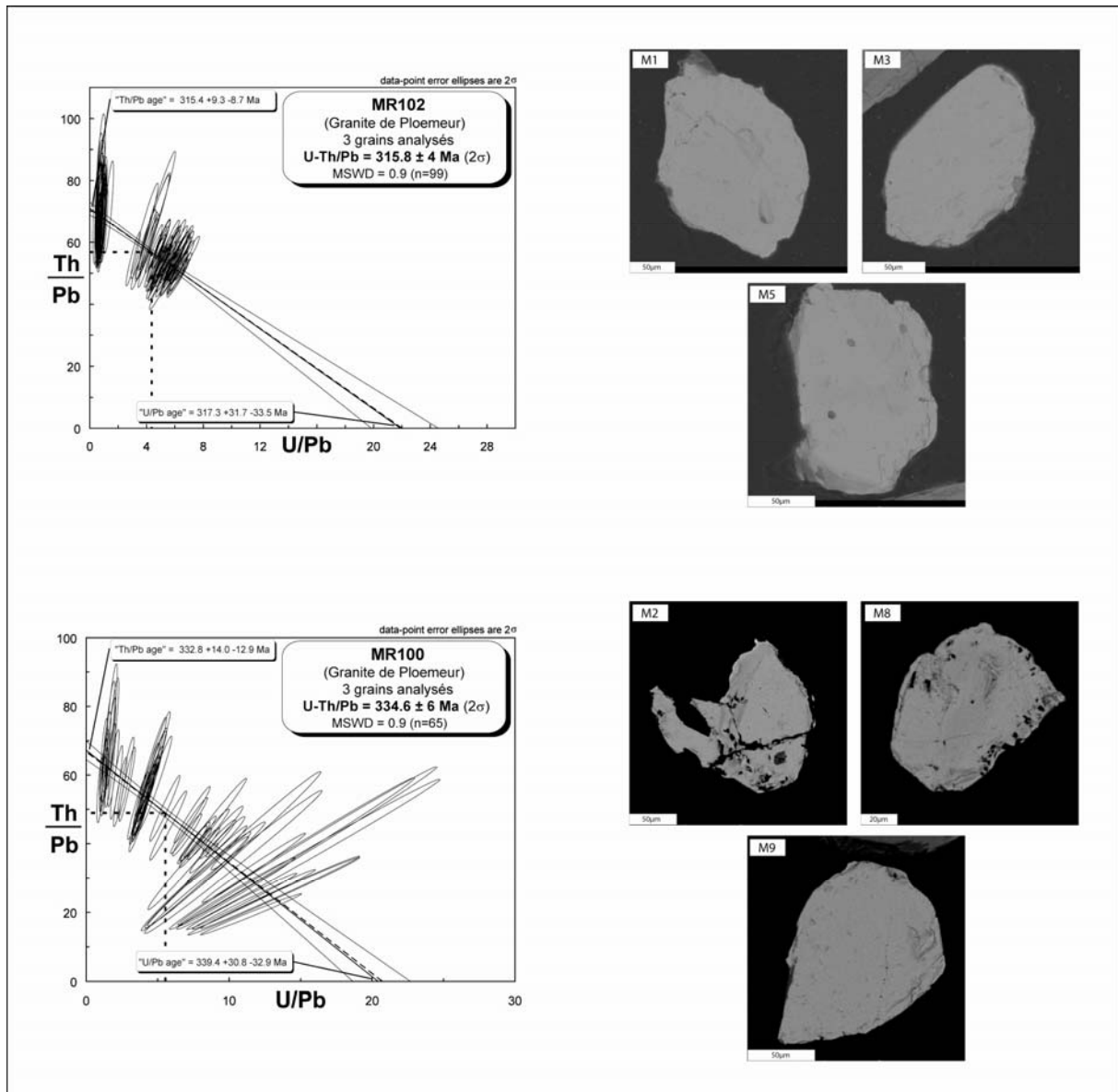


Figure IV.17 : Ages isochrones des échantillons MR102 et MR100 calculés par la méthode de datation chimique U-Th/Pb sur monazite. Les images MEB des textures représentatives des monazites datées sont reportées pour chaque échantillon.

1.2.3.3 Âge des domaines de bordure des monazites de l'échantillon MR101

Dans le diagramme isochrone ($\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$) correspondant aux domaines de bordure (Figure IV.18b), les rapports U/Pb, Th/Pb et leurs ellipses d'erreur ont une distribution relativement étalée. Les âges indépendants Th/Pb ($295.8 + 45.1 \text{ Ma} - 34.6 \text{ Ma}$) et U/Pb ($347.7 + 41.2 \text{ Ma} - 53.3 \text{ Ma}$) se recoupent nettement en tenant compte de leurs barres d'erreurs. La droite de régression calculée pour ces analyses est proche de l'isochrone théorique tracée pour un âge de 319.5 Ma. La valeur du MSWD (1.1 pour 34 analyses) montre que cet âge est

statistiquement recevable. L'âge isochrone U-Th/Pb à 319.5 ± 8 Ma des domaines de bordure des monazites de ce granite est interprété comme celui de la dernière cristallisation de monazite dans le granite, et donc comme celui de la mise en place du granite de Ploemeur. La valeur forte de la barre d'erreur associée à cet âge est probablement due au nombre limité de point d'analyse (34 analyses).

1.2.3.4 Âge des domaines de cœur des monazites de l'échantillon MR101

En ce qui concerne les domaines de cœur, les rapports U/Pb Th/Pb et leurs ellipses d'erreur ont une distribution groupée dans le diagramme isochrone ($\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$) (Figure IV.18b), pour des valeurs faibles du rapport U/Pb ne permettant pas de contraindre de manière optimale l'âge Th/Pb ($337.3 +13.8$ Ma -12.8 Ma). L'âge U/Pb ($303.7 +65.9$ Ma -71.0 Ma) est entaché d'une incertitude plus forte. Toutefois, ces âges se recoupent nettement en tenant compte de leurs barres d'erreurs. La droite de régression calculée pour ces analyses est proche de l'isochrone théorique tracée pour un âge de 332.6 Ma. La valeur du MSWD (1,0 pour 44 analyses) montre que cet âge est statistiquement recevable. L'âge isochrone U-Th/Pb à 332.6 ± 8 Ma des domaines de cœur des monazites de ce granite est interprété comme la trace d'un événement métamorphique ayant affecté la roche source du magma, même s'il est vrai qu'il chevauche l'âge des domaines de bordure (~ 2.5 Ma). Comme pour l'âge de bordure, la forte valeur de la barre d'erreur associée à cet âge est probablement induite par le nombre limité de point d'analyse (44 analyses).

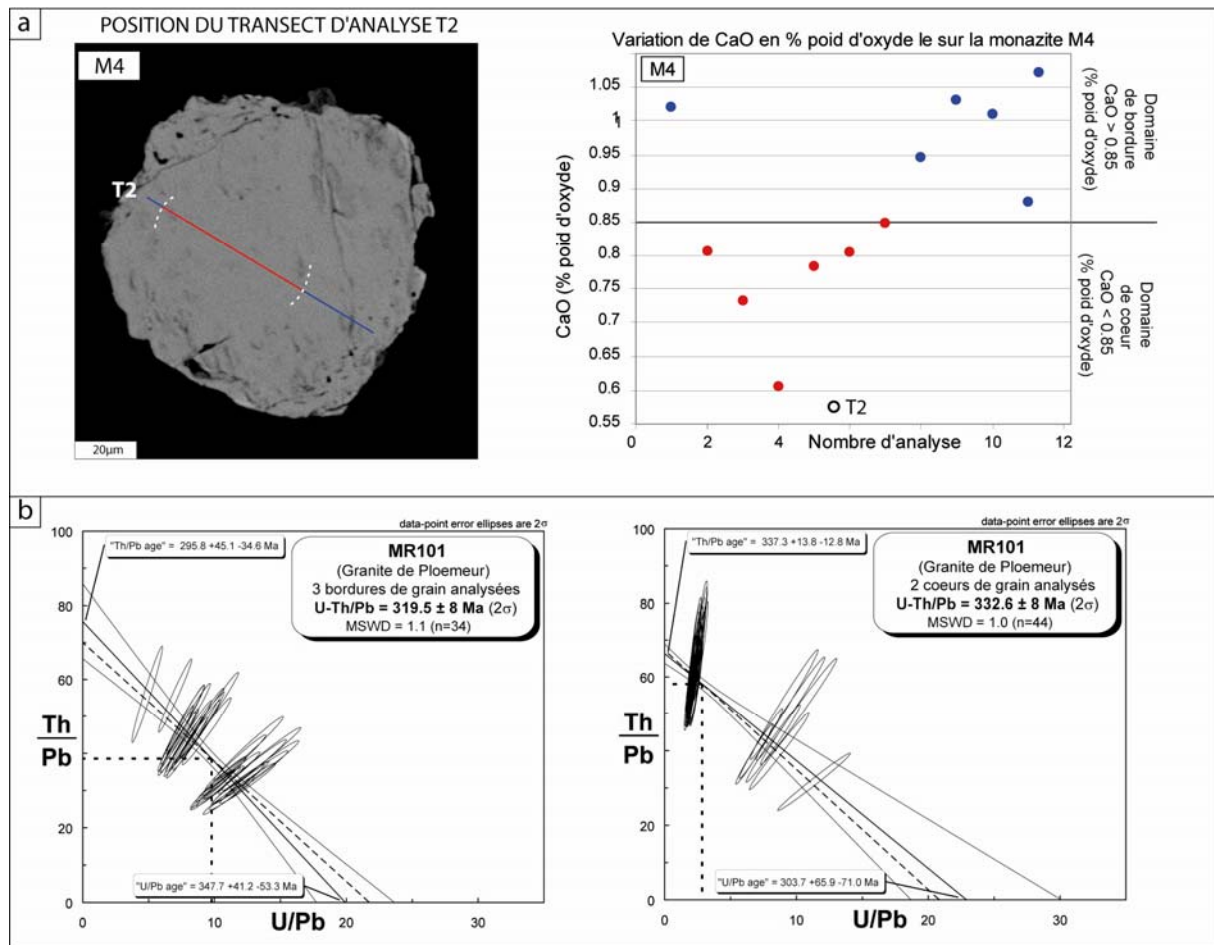


Figure IV.18 : (a) Image MEB du grain M4 dont la texture est représentative des monazites datées pour cet échantillon ; variations de quantité de CaO (% poids d'oxyde) le long du transect d'analyse T2. Deux populations chimiques peuvent être mises en évidence correspondant à un domaine de cœur et un domaine de bordure du grain. (b) calcul par la méthode de datation chimique U-Th/Pb sur monazite, des âges isochrones pour les domaines de bordure ainsi que pour les domaines de cœur de l'échantillon MR101.

1.2.3.5 Age de l'échantillon BA122b

Dans le diagramme isochrone ($\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$) (Figure IV.19), les rapports U/Pb et Th/Pb et leurs ellipses ont une distribution très étalée permettant une excellente contrainte de l'âge Th/Pb (321.5 ± 9.6 Ma -9.0 Ma) et de l'âge U/Pb (322.1 ± 5.2 Ma -11.8 Ma). Ces deux âges indépendants peuvent être considérés comme quasiment identiques, et se recoupent nettement dans leur barre d'erreur. La droite de régression calculée pour ces analyses est strictement confondue avec l'isochrone théorique tracée pour un âge de 320.0 Ma. La valeur du MSWD

(1.2 pour 130 analyses) montre que cet âge est statistiquement recevable. L'âge isochrone U-Th/Pb à 320.0 ± 3 Ma est interprété comme celui de la mise en place du massif de Quiberon.

1.2.3.6 Age de l'échantillon QUP03

Dans le diagramme isochrone ($\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$) (Figure IV.19), les rapports U/Pb et Th/Pb et leurs ellipses ont une distribution assez étalée permettant une bonne contrainte de l'âge Th/Pb ($335.4 +12.2$ Ma -11.3 Ma) et de l'âge U/Pb ($333.1 +11.0$ Ma -6.2 Ma). Ces deux âges indépendants peuvent être considérés comme quasiment identiques, et se recoupent nettement dans leur barre d'erreur. La droite de régression calculée pour ces analyses est confondue avec l'isochrone théorique tracée pour un âge de 335.0 Ma. La valeur du MSWD (0.9 pour 74 analyses) montre que cet âge est statistiquement recevable. L'âge isochrone U-Th/Pb à 335.0 ± 6 Ma est interprété comme la trace d'un événement métamorphique ayant affecté la roche source du magma.

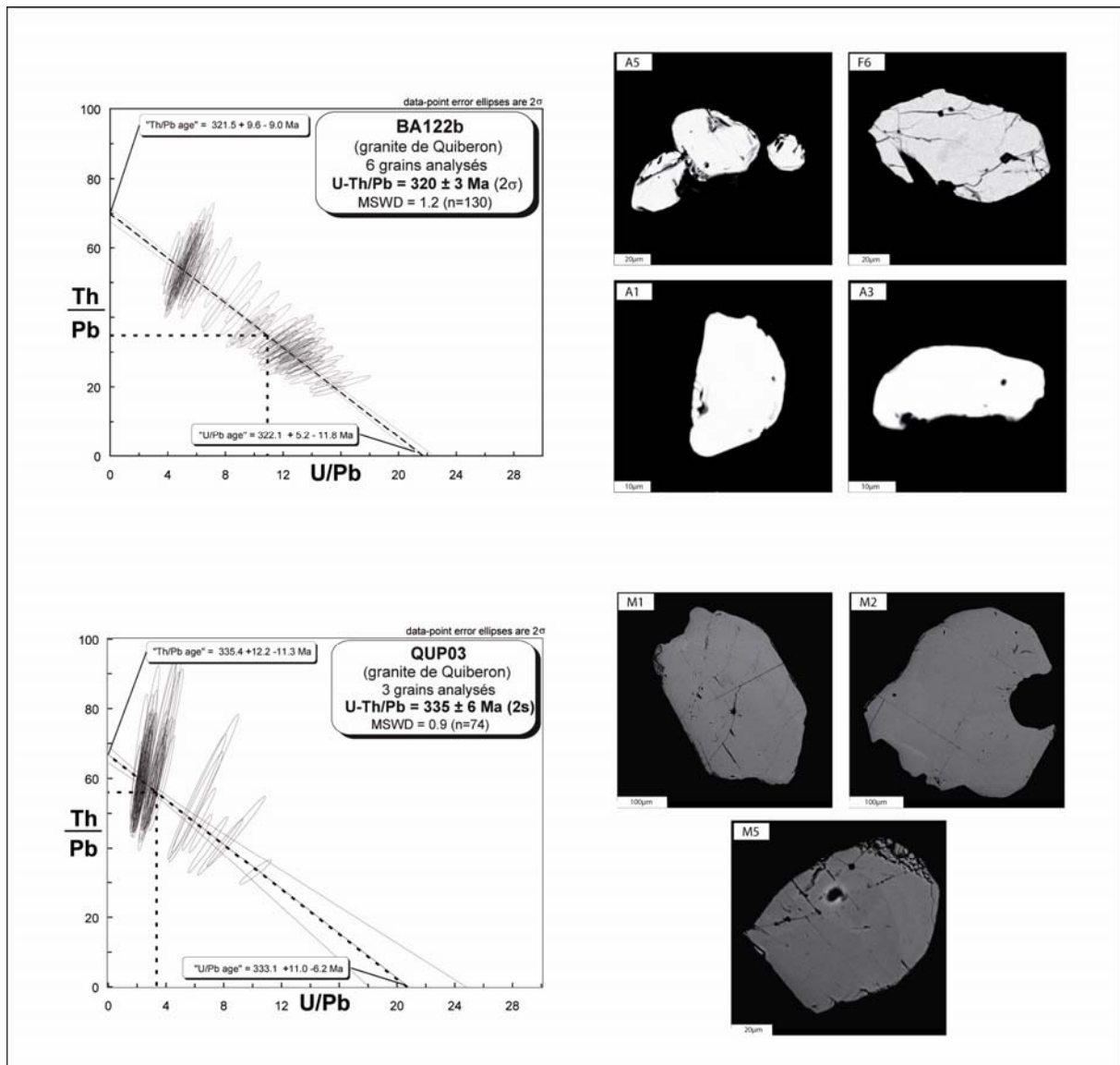


Figure IV.19 : Ages isochrones des échantillons BA122b et QUP03 calculés par la méthode de datation chimique U-Th/Pb sur monazite. Les images MEB des textures représentatives des monazites datées sont reportées pour chaque échantillon.

1.2.3.7 Âges des domaines de bordure des monazites de l'échantillon QUP01

Dans le diagramme isochrone ($\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$) correspondant aux domaines de bordure (Figure IV.20b), les rapports U/Pb Th/Pb et leurs ellipses ont une distribution relativement étalée. Les âges indépendants Th/Pb ($320.6 +41.3 \text{ Ma} - 32.9 \text{ Ma}$) et U/Pb ($326.8 +58.2 \text{ Ma} - 73.9 \text{ Ma}$) se recoupent nettement en tenant compte de leurs barres d'erreurs. La droite de régression calculée pour ces analyses est quasiment confondue avec l'isochrone théorique tracée pour un âge de 322.8 Ma. La valeur du MSWD (1.0 pour 39 analyses) montre que cet

âge est statistiquement recevable. L'âge isochrone U-Th/Pb à 322.8 ± 6 Ma des domaines de bordure des monazites de ce granite est interprété comme celui de la dernière cristallisation de monazite dans le granite, et donc comme celui de la mise en place du granite de Quiberon. La valeur forte de la barre d'erreur associée à cet âge est probablement due au nombre limité de point d'analyse (39 analyses).

1.2.3.8 Âge des domaines de cœur des monazites de l'échantillon QUP01

En ce qui concerne les domaines de cœur, les rapports U/Pb, Th/Pb et leurs ellipses ont une distribution très étalée dans le diagramme isochrone ($\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$) (Figure IV.20b). Cela permet une très bonne contrainte de l'âge Th/Pb ($330.9 +14.7$ Ma -13.5 Ma) et de l'âge U/Pb ($329.7 +16.3$ Ma -17.5 Ma). Ces âges se recoupent nettement en tenant compte de leurs barres d'erreurs. La droite de régression calculée pour ces analyses est confondue avec l'isochrone théorique tracée pour un âge de 330.4 Ma. La valeur du MSWD (1,1 pour 101 analyses) montre que cet âge est statistiquement recevable. L'âge isochrone U-Th/Pb à 330.4 ± 5 Ma des domaines de cœur des monazites de ce granite est interprété comme la trace d'un événement métamorphique ayant affecté la roche source à l'origine du magma, même s'il est vrai qu'il chevauche l'âge des domaines de bordure (~ 3 Ma).

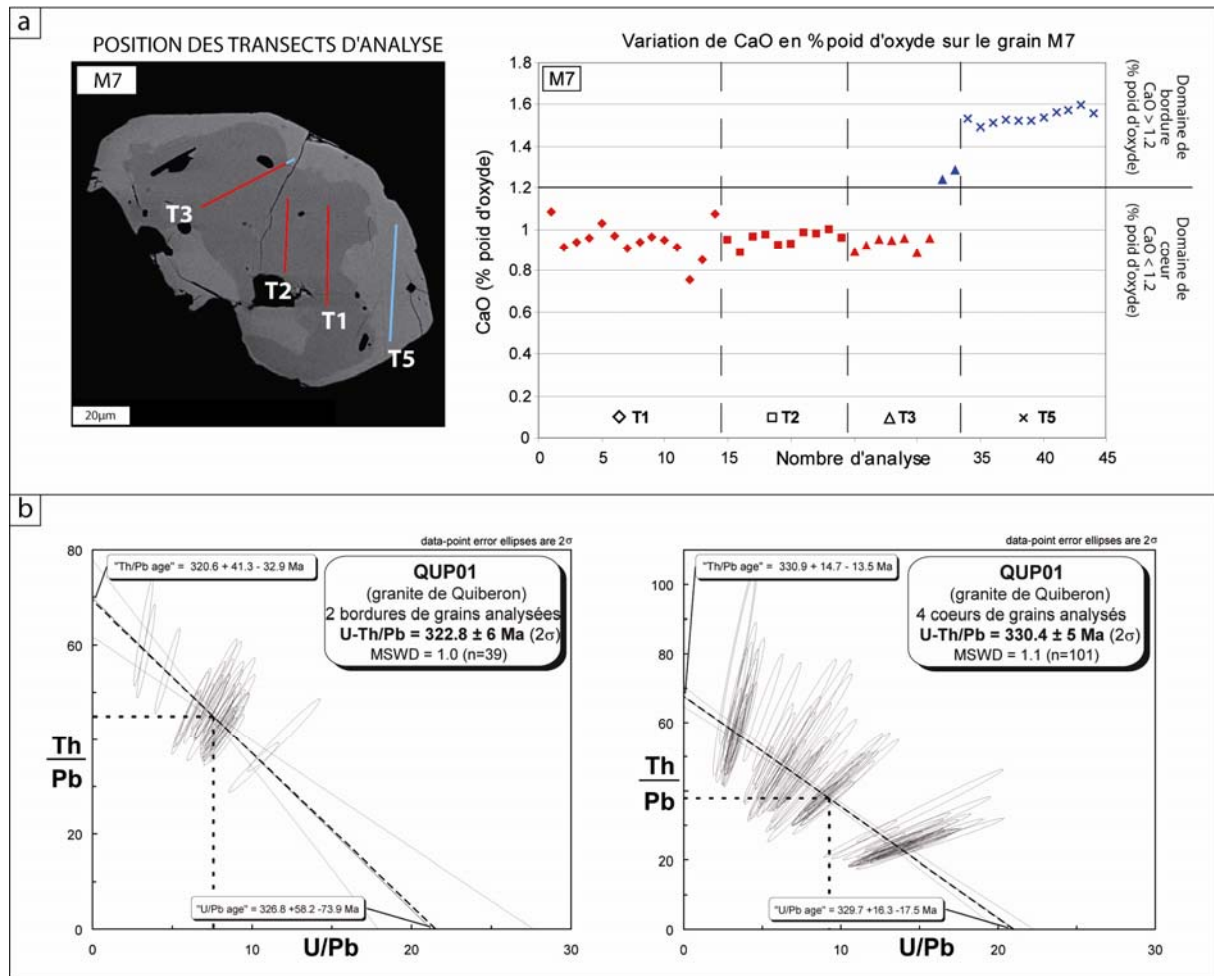


Figure IV.20 : (a) Image MEB du grain M7 dont la texture est représentative des monazites datées pour cet échantillon ; variations de quantité de CaO (% poids d'oxyde) le long des transects d'analyse effectués sur le grain M7. Deux populations chimiques peuvent être mises en évidence correspondant à un domaine de cœur et un domaine de bordure du grain. (b) calcul par la méthode de datation chimique U-Th/Pb sur monazite, des âges isochrones pour les domaines de bordure ainsi que pour les domaines de cœur de l'échantillon QUP01.

1.2.3.9 Âges des domaines de bordure des monazites de l'échantillon QUP02

Dans le diagramme isochrone ($\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$) des domaines de bordure (Figure IV.21b), les rapports U/Pb et Th/Pb et leurs ellipses ont une distribution relativement étalée, permettant une bonne contrainte des âges Th/Pb ($319.7 + 25.2$ Ma - 21.8 Ma) et U/Pb ($315.7 + 9.6$ Ma - 11.0 Ma). Ces âges indépendants se recoupent nettement en tenant compte de leurs barres d'erreurs. La droite de régression calculée pour ces analyses est quasiment confondue avec l'isochrone théorique tracée pour un âge de 316.9 Ma. La valeur du MSWD (1.4 pour 51 analyses) bien que élevée, montre que cet âge est statistiquement recevable. L'âge isochrone

U-Th/Pb à 316.9 ± 3 Ma des domaines de bordure des monazites de ce granite est interprété comme celui de la dernière cristallisation de monazite dans le granite, et donc comme celui de la mise en place du granite de Quiberon.

1.2.3.10 Âge des domaines de cœur des monazites de l'échantillon QUP02

En ce qui concerne les domaines de cœur, les rapports U/Pb, Th/Pb et leurs ellipses ont une distribution assez étalée dans le diagramme isochrone ($\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$) (Figure IV.21b). Cela permet une bonne contrainte de l'âge Th/Pb ($328.3 +17.0$ Ma - 15.4 Ma) et de l'âge U/Pb ($330.4 +33.8$ Ma - 37.2 Ma). Ces âges se recoupent nettement en tenant compte de leurs barres d'erreurs. La droite de régression calculée pour ces analyses est confondue avec l'isochrone théorique tracée pour un âge de 328.9 Ma. La valeur du MSWD (1,0 pour 78 analyses) montre que cet âge est statistiquement recevable. L'âge isochrone U-Th/Pb à 328.9 ± 5 Ma des domaines de cœur des monazites de ce granite est interprété comme la trace d'un événement métamorphique ayant affecté la roche source à l'origine du magma.

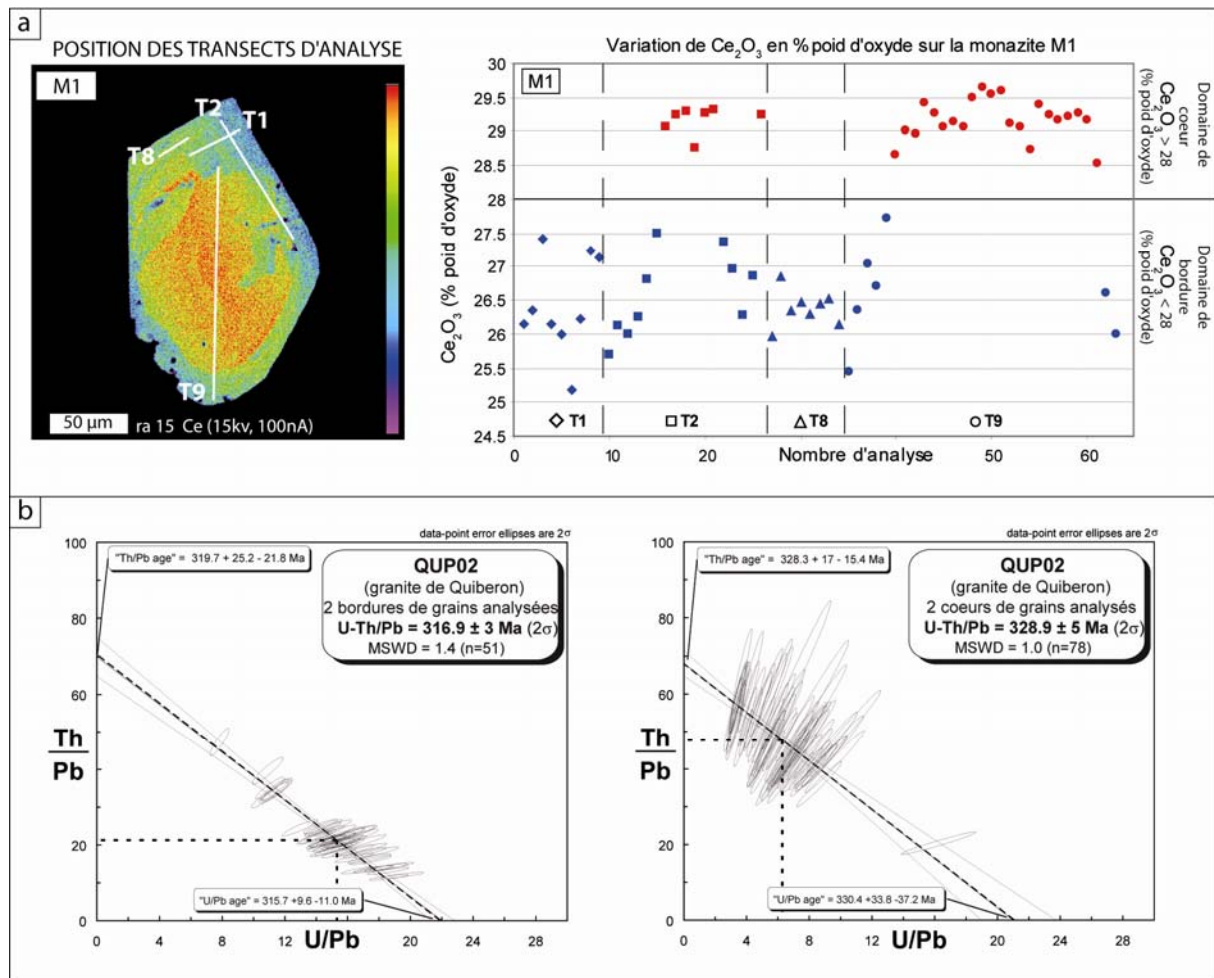


Figure IV.21 : (a) Cartographie de l'élément Ce du grain M1 et variation de la quantité de Ce_2O_3 (% poids d'oxyde) le long des transects d'analyse effectués sur le grain M1. Ce type de texture cœur-bordure, présenté ici à titre d'exemple, est représentatif des grains de monazite datés. Deux populations chimiques peuvent être mises en évidence correspondant à un domaine de cœur et un domaine de bordure du grain. (b) calcul par la méthode de datation chimique U-Th/Pb sur monazite, des âges isochrones pour les domaines de bordure ainsi que pour les domaines de cœur de l'échantillon QUP02.

1.2.3.11 Âges des domaines de bordure des monazites de l'échantillon QUP04

Dans le diagramme isochrone ($\text{Th}/\text{Pb} = f(\text{U}/\text{Pb})$) des domaines de bordure (Figure IV.22b), les rapports U/Pb et Th/Pb et leurs ellipses ont une distribution relativement étalée, permettant une bonne contrainte des âges Th/Pb (338.2 ± 26.1 Ma - 22.6 Ma) et U/Pb (305.0 ± 17.8 Ma - 20.5 Ma). Ces âges indépendants se recoupent nettement en tenant compte de leurs barres d'erreurs. La droite de régression calculée pour ces analyses est très proche de l'isochrone théorique tracée pour un âge de 316.9 Ma. La valeur du MSWD (1.2 pour 57 analyses) montre

que cet âge est statistiquement recevable. L'âge isochrone U-Th/Pb à 319.6 ± 4 Ma des domaines de bordure des monazites de ce granite est interprété comme celui de la dernière cristallisation de monazite dans le granite, et donc comme celui de la mise en place du granite de Quiberon.

1.2.3.12 Âge des domaines de cœur des monazites de l'échantillon QUP04

En ce qui concerne les domaines de cœur, les rapports U/Pb, Th/Pb et leurs ellipses ont une distribution assez étalée dans le diagramme isochrone ($\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$) (Figure IV.22b). Les âges Th/Pb ($323.0 +43.6$ Ma - 34.3 Ma) et U/Pb ($334.7 +45.5$ Ma - 57.9 Ma) se recoupent nettement en tenant compte de leurs barres d'erreurs. La droite de régression calculée pour ces analyses est quasiment confondue avec l'isochrone théorique tracée pour un âge de 328.0 Ma. La valeur du MSWD (1,0 pour 35 analyses) montre que cet âge est statistiquement recevable. L'âge isochrone U-Th/Pb à 328.0 ± 6 Ma des domaines de cœur des monazites de ce granite est interprété comme la trace d'un événement métamorphique ayant affecté la roche source à l'origine du magma. Il est vrai néanmoins que cet âge chevauche celui des domaines de bordure de ~ 1.5 Ma.

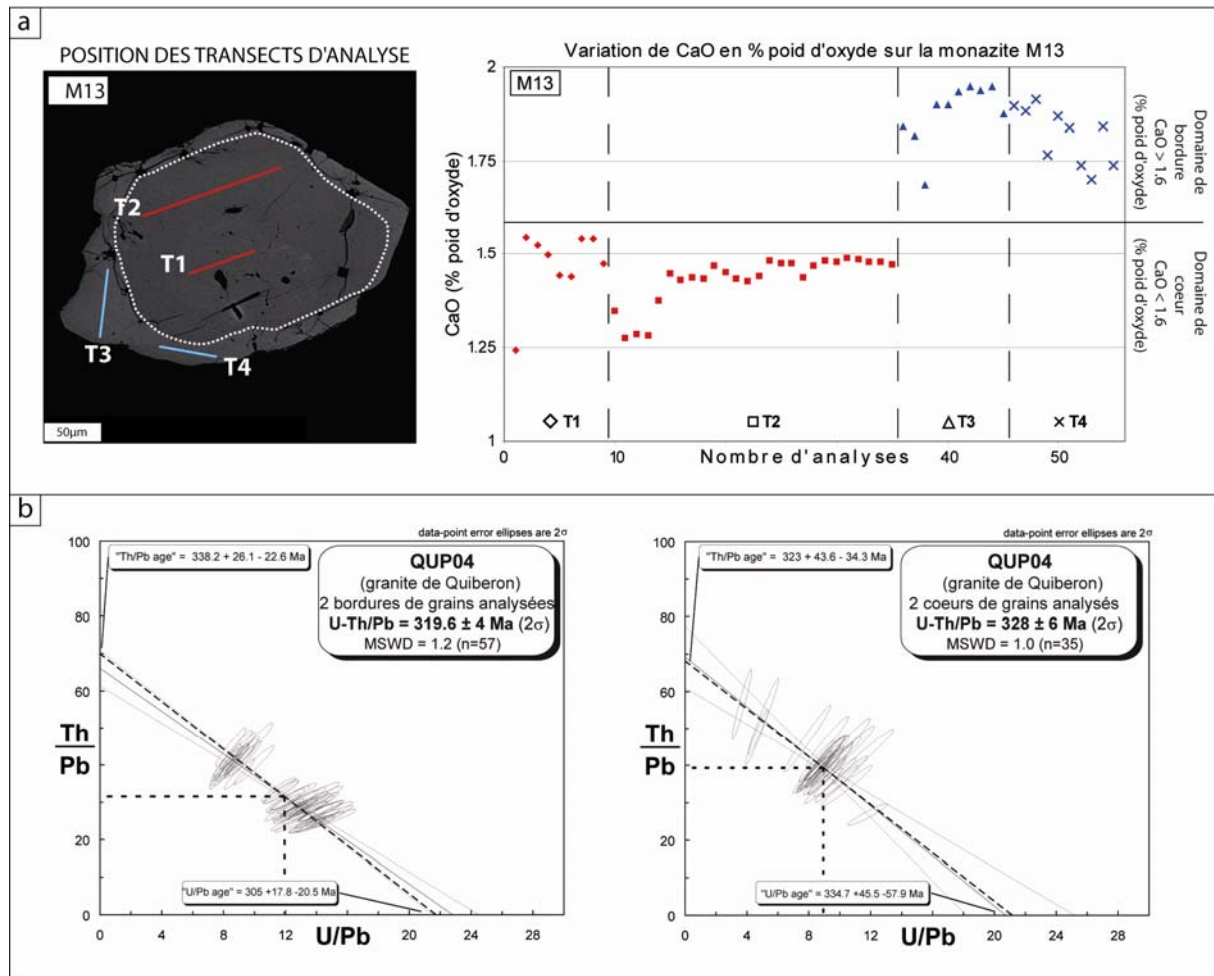


Figure IV.22 : (a) Image MEB du grain M13 dont la texture est représentative des monazites datées pour cet échantillon ; variations de quantité de CaO (% poids d'oxyde) le long des transects d'analyse effectués sur le grain M13. Deux populations chimiques peuvent être mises en évidence correspondant à un domaine de cœur et un domaine de bordure du grain. (b) calcul par la méthode de datation chimique U-Th/Pb sur monazite, des âges isochrones pour les domaines de bordure ainsi que pour les domaines de cœur de l'échantillon QUP04.

1.2.3.13 Age de l'échantillon A382

Dans le diagramme isochrone ($\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$) (Figure IV.23), les rapports U/Pb et Th/Pb et leurs ellipses ont une distribution assez étalée permettant une bonne contrainte de l'âge Th/Pb ($340.4 + 17.0$ Ma - 15.5 Ma) et de l'âge U/Pb ($330.0 + 43.1$ Ma - 46.6 Ma). Ces deux âges indépendants se recoupent nettement au regard de leur barre d'erreur. La droite de régression calculée pour ces analyses est quasiment confondue avec l'isochrone théorique tracée pour un âge de 337.9 Ma. La valeur du MSWD (1.3 pour 47 analyses) montre que cet âge est statistiquement acceptable. L'âge isochrone U-Th/Pb à 337.9 ± 9 Ma peut être interprété

comme la trace d'un événement métamorphique ayant affecté la source ayant produit le magma, si on considère que le granite de Houat et le granite de Quiberon appartiennent au même massif, et que l'âge de mise en place du granite de Quiberon est calculé autour de ~320 Ma.

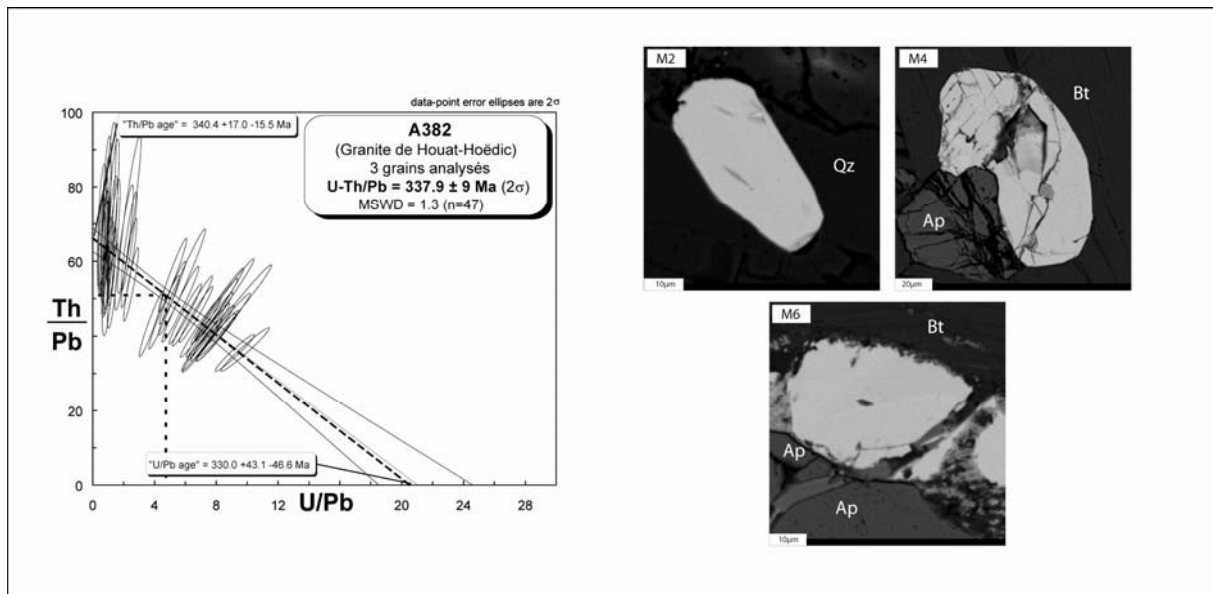


Figure IV.23 : Age isochrone de l'échantillon A382 calculé par la méthode de datation chimique U-Th/Pb sur monazite. Les images MEB des textures représentatives des monazites datées sont également reportées.

1.2.4 Interprétation des résultats et conclusions

Certains âges des domaines de cœur et de bordure de monazites se chevauchent, ne permettant pas de les distinguer. La légitimité de la distinction des ces âges sera discutée dans la discussion du chapitre V qui inclut la discussion des résultats présentés ici.

De la datation des échantillons de granite de Ploemeur se dégagent deux groupes d'âges (Figure IV.24 et Figure IV.25). Le premier groupe, le plus jeune, se situant vers ~320 Ma, peut être considéré comme l'âge de mise en place du granite, puisqu'il correspond pour l'échantillon MR101 à l'âge des domaines de bordure des monazites. On note que l'âge de l'échantillon MR102 à 316 ± 4 Ma, est légèrement plus jeune (même si il recoupe l'âge estimé à ~320 Ma dans la barre d'erreur). Cet âge de mise en place remet en question l'âge à

304 ± 6 Ma calculé par la méthode Rb-Sr sur roche totale pour ce massif (Bernard-Griffiths et al., 1985). Le deuxième groupe d'âge, situé aux alentours de ~335-330 Ma, est interprété comme l'âge d'un événement métamorphique ayant affecté la source qui a produit le magma. Les âges des échantillons de granite de Quiberon sont également répartis en deux groupes qui ne se recoupent pas non plus dans leur barre d'erreur. Le premier groupe est situé vers ~320 Ma. Les âges de ce groupe correspondent systématiquement à des domaines de bordure de grains (QUP01, QUP02 et QUP04), et reflètent le dernier épisode de cristallisation de monazite considéré comme contemporain de la mise en place du granite de Quiberon. On note que l'âge à 320 ± 3 Ma des monazites situées en joint de grain de quartz et de feldspath de l'échantillon BA122b appartient à ce groupe. Le deuxième groupe d'âge situé aux alentours de ~335-330 Ma correspond systématiquement à des domaines de cœur de grain, appuyant de ce fait l'hypothèse de monazite héritées dont la cristallisation serait issue d'un événement métamorphique ayant affecté la source qui a produit le magma. L'âge de l'échantillon de granite de Houat caractérisé par de fortes barres d'erreur, est vraisemblablement à classer parmi ces âges hérités, même si il apparait légèrement plus vieux.

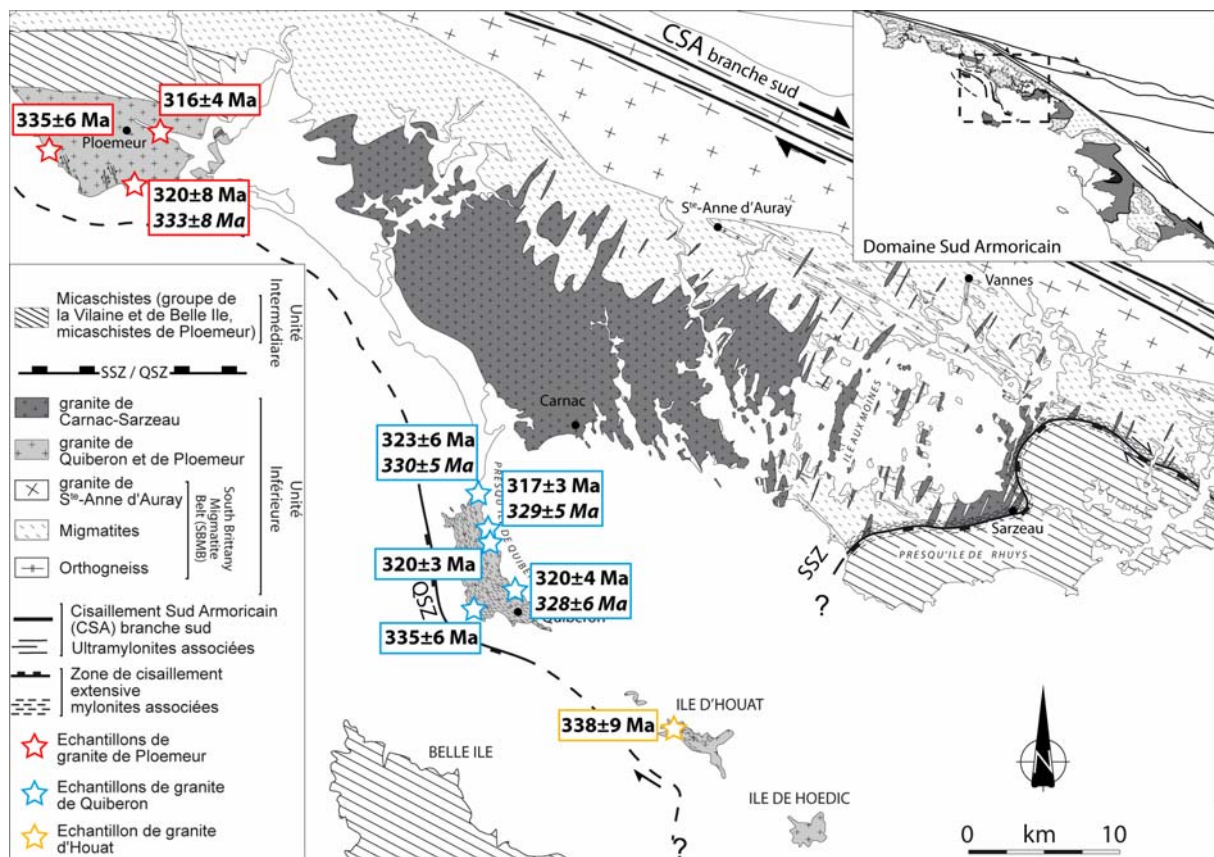


Figure IV.24 : Carte de résultat de l'étude géochronologique U-Th/Pb réalisée sur les massifs

de Ploemeur, de Quiberon et de Houat. Concernant les échantillons pour lesquels deux âges ont été calculés, l'âge considéré comme hérité (calculé au cœur de grain de monazite) est écrit en italique.

A la lumière de ces résultats aucune corrélation ne peut être faite entre l'intensité de la déformation des granites échantillonnés et les âges calculés. Les massifs de Ploemeur et de Quiberon ont un âge de mise en place comparable, qui est en faveur du synchronisme de la mise en place de ces deux plutons. Cet argument géochronologique, ajouté aux ressemblances pétrologiques qui existent entre ces massifs, suggère une histoire commune pour le granite de Ploemeur et de Quiberon. Ainsi, dans l'hypothèse où leur mise en place est syn-cinématique (Gapais et al., 1993), les deux granites se seraient mis en place au sommet de l'Unité inférieure, à l'interface avec l'Unité intermédiaire. Ils auraient subi, lors de leur cristallisation, une déformation ductile cisailante le long de la QSZ. L'âge de la mise en place de ces granites, fixé vers ~320 Ma reflèterait donc l'âge minimal des premiers incréments du jeu de la QSZ.

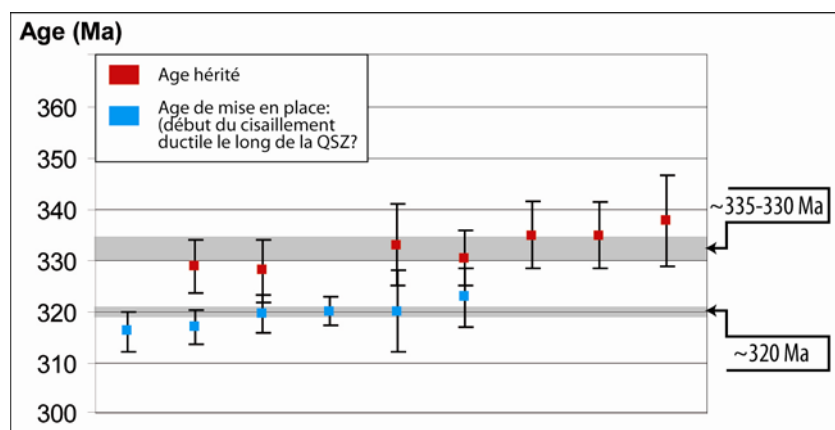


Figure IV.25 : Graphique d'âges obtenus pour les datations des granites de Ploemeur, Quiberon et Houat. Il met en évidence le caractère synchrone de leur mise en place à ~320 Ma, et l'événement métamorphique commun aux trois granites, mis en évidence par les âges hérités à ~335-330 Ma.

Les âges des monazites héritées, contenues dans les massifs de Ploemeur, de Quiberon et de Houat, sont équivalents entre eux et sont situés aux alentours de ~335-330 Ma. Ces massifs ont donc probablement une source commune, ou au minimum, des sources qui ont subi des événements métamorphiques de même âge. On note également que ces âges sont semblables aux âges hérités mis en évidence par la datation du massif de S^{te}-Anne et dans les migmatites

du Golfe du Morbihan. Enfin, le synchronisme de la mise en place de toutes ces formations géologiques est frappant. Il indique clairement un épisode de fusion crustale situé vers ~320 Ma dans ce secteur du Domaine Sud Armoricaïn.

1.3 Age du refroidissement et de la déformation du granite de Quiberon (collaboration R. Augier / M. Bellanger)

Hormis les âges Ar/Ar conventionnels (par palier de température) compris entre 312 et 300 Ma obtenus sur la presqu'île de Quiberon (Ruffet inédit dans Le Hébel, 2002), l'âge de mise en place du granite de Quiberon, parfois présenté comme syn-cinématique (Gapais et al., 1993), l'âge de son refroidissement et de sa déformation restent largement non explorés. En effet, ces âges restent difficilement interprétables du fait qu'aucune information n'est fournie concernant leur localisation structurale au sein de la QSZ ou, à plus petite échelle, au sein de la microtexture. Or comme nous l'avons vu au cours de l'étude de la QSZ, cette zone de cisaillement présente visiblement une succession d'événements ductiles identifiables sur le terrain, dont l'expression en termes d'âges reste à découvrir. Nous avons donc entrepris d'apporter de nouvelles contraintes géochronologiques pour le refroidissement et la déformation du granite de Quiberon, dans le but d'élargir la discussion. Ce travail auquel j'ai participé depuis l'échantillonnage jusqu'au calcul des âges est présenté ici de façon inédite et minimaliste, et fera prochainement l'objet d'une publication actuellement en préparation (Augier et al., en préparation).

1.3.1 Stratégie d'échantillonnage

L'expression la plus intense de la déformation ductile associée à la Zone de Cisaillement de Quiberon se situe à l'Ouest et au SO de la presqu'île de Quiberon. Notre étude géochronologie s'est donc logiquement concentrée sur cette zone, plutôt que sur les prolongements orientaux ou occidentaux.

L'étude structurale de la QSZ a mis en évidence sur la presqu'île de Quiberon un gradient de déformation ductile. En effet le long de la coupe A-B sub-parallèle à la linéation (Figure IV.26), cette évolution se traduit d'Est en Ouest de la presqu'île par un granite peu déformé mais possédant une orientation fruste, vers un faciès devenant progressivement très déformé.

Le toit du granite de Quiberon est en effet déformé ductilement, et présente un faciès mylonitique de type S-C (Figure IV.26). La déformation mylonitique est par ailleurs recoupée par des bandes de cisaillement ductiles tardives (Figure IV.26). Ces données permettent donc d'établir l'existence d'une succession d'événements ductiles, le but ici étant de proposer des âges pour chacun de ces événements ainsi que séparer les effets de la déformation de ceux du refroidissement global du bâti avec le choix d'un échantillon témoin situé au plus loin des zones déformées.

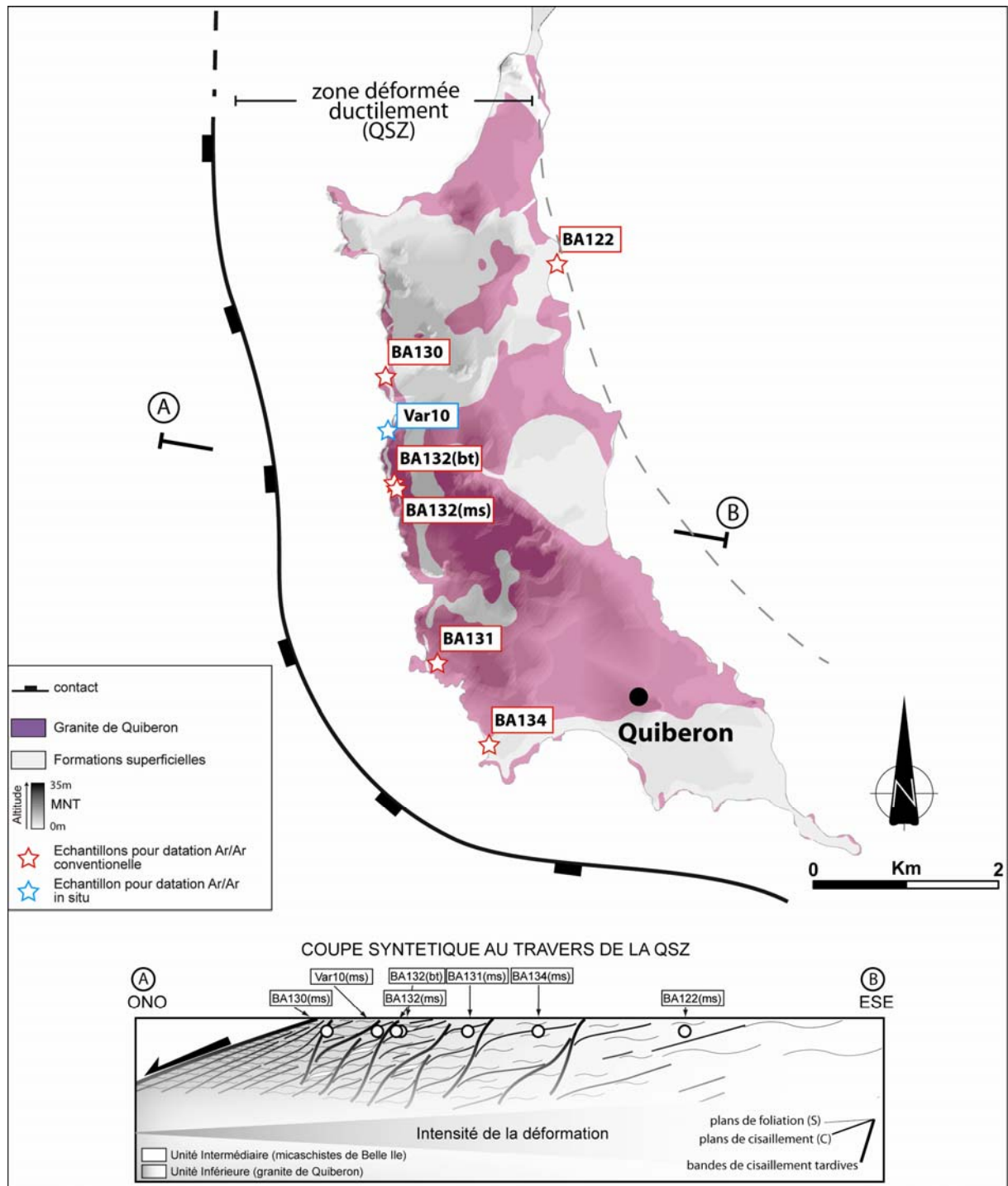


Figure IV.26 : Carte géologique simplifiée de la presqu'île de Quiberon et localisation des échantillons utilisés pour les datations Ar/Ar conventionnelles et *in situ* ; coupe A-B représentant le gradient de déformation ductile évoluant vers le toit du granite depuis un faciès peu déformé à l'Est vers un faciès très déformé à l'Ouest.

Sept échantillons ont été prélevés le long du gradient de déformation (Figure IV.26). Parmi eux, cinq échantillons ont été prélevés sur des affleurements présentant une fabrique ductile

de type S-C à cinématique normale que nous avons préalablement reconnue lors de l'étude structurale. Les échantillons BA134(ms) BA131(ms) et Var10(ms) sont des échantillons de granite de Quiberon mylonitisés, alors que les échantillons BA132(ms) et BA132(bt) proviennent d'un panneau de micaschistes (de Belle-Ile), en enclave mylonitisée, affleurant au toit du granite (voir étude structurale de la QSZ, zone de la presqu'île de Quiberon). L'échantillon BA130(ms) provient d'une bande de cisaillement tardive dont l'intensité de la déformation atteint quasiment le stade ultramylonite (Figure IV.26). L'échantillon BA122(ms) a été prélevé à l'Est de la presqu'île sur un affleurement de granite peu déformé (Figure XX coupe). La datation de cet échantillon vise à déterminer l'âge de refroidissement du granite de Quiberon dans un secteur très peu déformé structurellement sous la QSZ. Aucun échantillon représentatif de la fabrique inverse, mise en évidence au NO de la presqu'île de Quiberon, n'a été prélevé, cette fabrique restant encore largement incomprise.

A l'exception de l'échantillon Var10(ms), tous les échantillons ont été analysés selon la méthode Ar/Ar conventionnelle dont le protocole est détaillé dans le deuxième article. L'échantillon Var10(ms) a été analysé par la méthode Ar/Ar *in situ* par ablation laser (voir protocole décrit dans le deuxième article).

Pour les analyses Ar/Ar conventionnelles réalisées sur les échantillons de granite déformés ductilement, les minéraux analysés sont des clastes de muscovite (monograins) soigneusement extraits de la roche. Ils sont généralement de grande taille (3 à 5 mm) couchés dans le plan de foliation et cisailés à l'approche des plans de cisaillements (voir exemple de tels clastes sur la section de l'échantillon Var10(ms) Figure XX). Ces clastes sont des grains magmatiques, comparable au claste de muscovite extrait de l'échantillon BA122(ms) très peu déformé. En revanche, contrairement à ce dernier, ils sont déformés ductilement au cours du cisaillement ductile. L'échantillon BA130(ms) présente quant à lui une foliation complètement transposée dans les plans de cisaillement, les micas blancs étant alors de taille plus réduite.

Pour les analyses Ar/Ar conventionnelles réalisées sur les échantillons de micaschistes (BA 132(ms) et BA132(bt)) un claste de muscovite et un claste de biotite ont été extraits de la roche. Ces clastes, prélevés dans une enclave de micaschiste située au toit de la QSZ, sont cisailés à l'approche des plans de cisaillements, au même titre que les clastes extraits des échantillons de granite.

La méthode de datation Ar/Ar *in situ* par ablation laser permet de déterminer l'âge de différentes parties d'une même structure, la résolution spatiale du laser étant de l'ordre de 20µm à 30µm. Pour l'échantillon Var10(ms) il a donc été possible de réaliser des analyses sur

les parties du cœur de clastes de muscovite magmatique hérités situées dans les plans S (Figure IV.27), et sur les parties de ces mêmes clastes situés à l'approche d'un plan de cisaillement (Figure IV.27).

1.3.2 Résultats

Les âges Ar/Ar conventionnels et *in situ* ont été calculés à l'aide du logiciel Argon Integral. La description de ces âges s'attachera dans un premier temps aux résultats des analyses Ar/Ar conventionnelles données sous forme de spectres dans la Figure IV.27 suivi dans un second temps des résultats des analyses Ar/Ar *in situ* par ablation Laser. Les âges dont les barres d'erreur sont supérieures à 10 Ma ne sont pas considérés, étant donné qu'ils correspondent à des dégazages d'argon trop faibles et donc un calcul peu fiable.

Le résultat de l'analyse de l'échantillon BA122(ms) présente un spectre d'âges très peu perturbé mais ne permettant pas le calcul d'un âge plateau (un âge plateau peut être calculé si le spectre regroupe un certain nombre de critères détaillés dans l'article 2 : « $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ results »), certainement en raison de très faible barre d'erreur de l'ordre de 1Ma (Figure IV.27). Les âges du spectre présentent de très faibles variations et sont compris entre 309.1 ± 1.3 Ma et 312.7 ± 1.2 Ma. Ainsi, l'âge total moyen calculé à 311.0 ± 3.1 Ma peut être considéré comme très significatif. Par ailleurs cet âge est identique à l'âge isochrone calculé à 311.0 ± 2.9 Ma (Figure IV.27). Les résultats des analyses des échantillons BA131(ms) et BA134(ms) présentent des spectres d'âge permettant le calcul d'un âge plateau à 303.9 ± 3.2 Ma pour l'échantillon BA131(ms) et à 305.3 ± 3.4 Ma pour l'échantillon BA134(ms) (Figure IV.27). Pour ces deux échantillons les âges totaux moyens et isochrones sont par ailleurs identiques aux âges plateau. Pour l'échantillon BA132(ms), le spectre d'âges correspondant à l'analyse du claste de muscovite cisailé, (Figure IV.27) fournit des âges allant de 295.7 ± 7.5 Ma à 308.0 ± 1.1 Ma. Pour ce spectre, le calcul d'un âge plateau est impossible, un des âges ayant été calculé à partir d'un dégazage trop important de l'ordre de 50% de l'Ar³⁹ total dégazé (Figure IV.27). Pour cet échantillon l'âge total moyen calculé à 305.4 ± 2.9 Ma, identique à l'âge isochrone, sera considéré comme significatif de l'âge du claste de muscovite cisailé analysé. Le spectre d'âges correspondant à l'analyse du claste de biotite cisailé issu de l'échantillon BA132(bt) est caractérisé par une géométrie de type « perte » (Figure IV.27) ne permettant pas le calcul d'un âge plateau. Ce spectre de type « perte » peut être interprété comme une perte d'argon vers ~255 Ma postérieurement à une première fermeture du système

à ~305-300 Ma. Le spectre d'âges calculé pour l'échantillon BA130(ms) fournit un âge plateau à 302.4 ± 3.3 Ma (Figure IV.27), identique à l'âge total moyen ainsi qu'à l'âge isochrone.

Pour les analyses *in situ*, la localisation texturale des ablations laser et les âges correspondant sont indiqués sur le cliché de la section de mylonite analysée (Figure IV.27). On identifie clairement sur cette section les relations S-C de la mylonite. En dessous du cliché les âges correspondants aux analyses sont représentés sous forme de spectre. Dans ce spectre les âges sont classés du plus vieux au plus jeune et la position structurale de chaque âge y est renseignée (i.e. analyse sur claste de muscovite cisailé à l'approche d'un plan C vs. analyse sur claste de muscovite non cisailé situé dans un plan S). D'une manière générale les âges les plus vieux correspondent aux analyses réalisées dans les parties de claste de muscovite situées dans les plans S, dont le plus vieux est calculé à 311.9 ± 3.0 Ma (Figure IV.27). Les âges les plus jeunes sont eux représentatifs des analyses réalisées dans les parties des clastes situées à l'approche ou même dans les plans de cisaillement, dont les plus jeunes sont calculés en moyenne à ~300.6 Ma allant jusqu'à 295.8 ± 2.5 Ma (Figure IV.27).

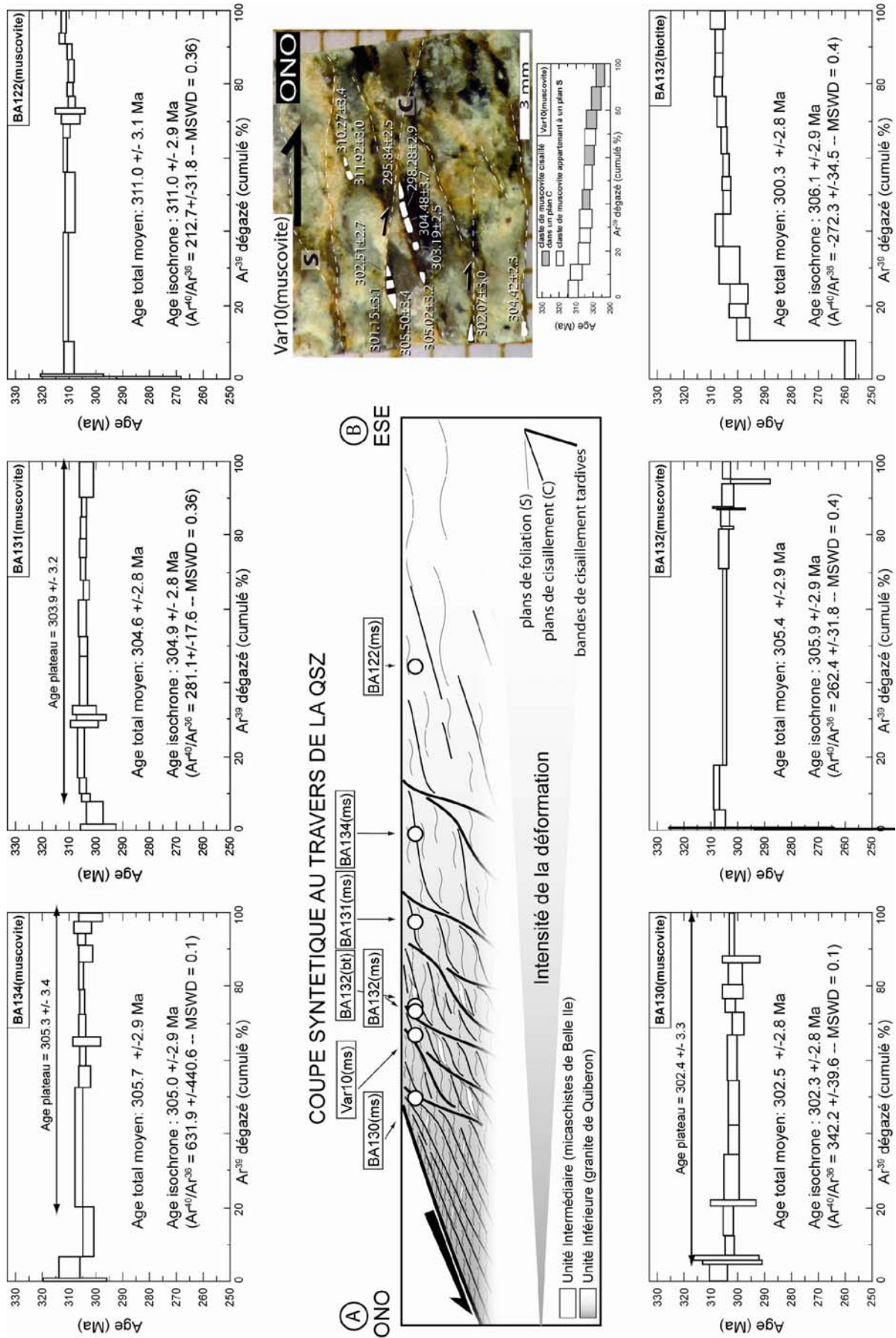


Figure IV.27 : Résultats de l'étude Ar/Ar conventionnelle et *in situ* réalisée sur la Zone de Cisaillement de Quiberon (voir discussion dans le texte). La position structurale respective de chaque échantillon est indiquée sur la coupe.

1.3.3 Interprétation des résultats

L'âge moyen de l'échantillon le moins déformé (BA122(ms)) calculé à 311.0 ± 3.1 Ma, est considéré comme l'âge du refroidissement du granite. Une interprétation particulière doit être fournie pour les âges Ar/Ar conventionnels obtenus pour les échantillons représentatifs de la fabrique mylonitique de type S-C (BA131(ms), BA134(ms), BA132(bt) et BA132(ms)). En effet, ces âges sont calculés à partir de l'analyse de monograin de muscovite portés par la foliation et cisailés à l'approche d'un plan de cisaillement. Or, les analyses Ar/Ar *in situ* montrent un rajeunissement de ces clastes vers les plans C. Les âges Ar/Ar conventionnels à ~ 304 - 305 Ma peuvent donc être interprétés comme un âge de mélange entre l'âge du refroidissement du granite et l'âge de la déformation ductile. Les analyses *in situ* de l'échantillon Var10(ms) réalisées dans des parties de clastes situées à l'approche des plans C fournissant des âges compris entre ~ 302 Ma et ~ 298 Ma, donnent donc les âges les plus représentatifs des stades les plus tardifs de la mylonitisation le long de la QSZ.

La Figure IV.28 montre les variations représentatives des gammes d'âges obtenues le long de la coupe au travers de la QSZ. Cette représentation montre clairement que les âges rajeunissent en fonction de l'intensité de la déformation ductile que les échantillons datés ont subie. L'âge minimum du refroidissement du granite de Quiberon représenté par l'âge de l'échantillon le moins déformé (BA122(ms)) est donné à ~ 311 Ma. Les bandes de cisaillement interprétées comme tardives par rapport aux autres structures sur la base de critères de recoupement observés lors de l'étude structurale, ont été datées à ~ 302 - 298 Ma. L'âge obtenu pour la fabrique de type S-C à cinématique normale, représentativement illustré par l'âge de l'échantillon BA134(ms) donné à ~ 304 - 305 Ma, est donc interprété comme un âge de mélange entre le refroidissement et l'âge de la déformation ductile. Un âge de ~ 302 - 298 Ma peut par conséquent être attribué à la déformation ductile le long de la QSZ. Cet âge implique des fonctionnements synchrones des zones de cisaillement de Quiberon et de Sarzeau, au moins pour leurs derniers incréments. Ce point, ainsi que la comparaison entre

l'âge de mise en place du granite de Quiberon, de son refroidissement et de la déformation ductile qu'il subit, seront discutés ultérieurement.

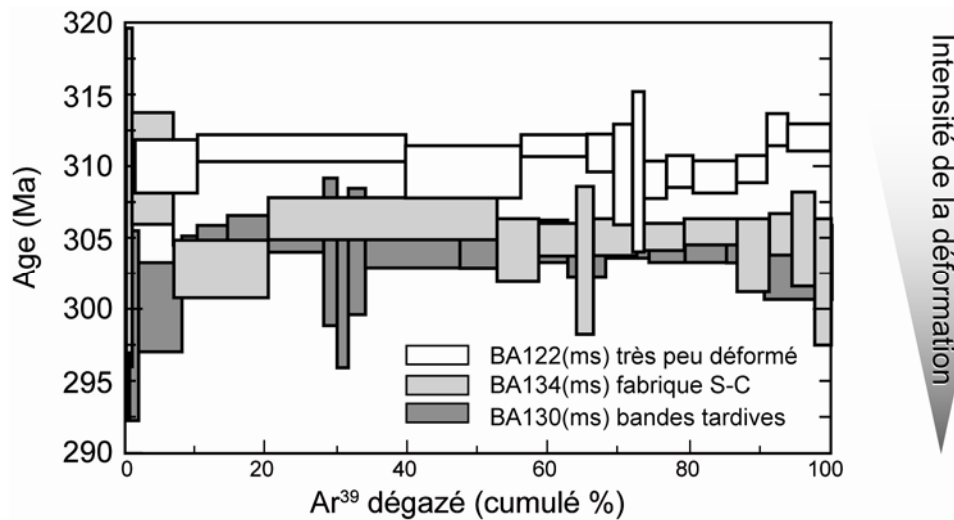


Figure IV.28 : Comparaison des spectres d'âges Ar/Ar pour des échantillons de granite de Quiberon ayant subi différents degrés de déformation ductile. Le rajeunissement des âges est corrélé avec l'accroissement de l'intensité de la déformation et est en accord avec les critères de recouvrements reconnus entre les différentes structures datées.

2 Le Cisaillement Sud Armoricaïn (CSA), nouvelles contraintes géochronologiques de la déformation ductile.

De même que pour le travail précédent, cette étude, à laquelle j'ai participé, fera prochainement l'objet d'une publication actuellement en préparation (Augier et al., en préparation). Ces résultats, acquis en parallèle de ma thèse, sont présentés de manière incomplète et fortement résumée afin d'alimenter la discussion.

2.1 Description des caractéristiques structurales du Cisaillement Sud Armoricaïn

Au Nord du Golfe du Morbihan, le Cisaillement Sud Armoricaïn (CSA) correspond à une zone de cisaillement ductile majeure orientée à ~N115°E qui marque la limite entre le Domaine Armoricaïn Central et Septentrional et le Domaine Sud Armoricaïn (Figure IV.29). Dans le détail, elle comprend deux zones d'inégales importances constituées en leur centre

d'ultramylonites, représentative d'une très forte intensité de la déformation ductile. La zone principale, sur laquelle s'est portée cette étude, est située au Nord et se développe sur une largeur dépassant parfois 500m. Les protolithes impliqués dans cette zone de cisaillement, appartiennent au massif de leucogranite à deux micas de Questembert au Nord, et au massif de granite d'anatexie de S^{te}-Anne d'Auray au Sud. Ces deux ensembles présentent de nets gradients de déformation. Sur le terrain, on passe en quelques kilomètres de roches isotropes, exemptes de déformation, à des roches orientées, puis affectées de bandes de cisaillement de type S-C dont l'abondance est nettement croissante avec la proximité du corps principal d'ultramylonites. Les plans de cisaillement (C) et les plans de foliation (S) sont sub-verticaux. Ils forment un angle (« α » ; Berthé et al., 1979) diminuant depuis des valeurs proches de 40-45° dans les zones les moins déformées à 10° voire moins près des corps d'ultramylonites. Dans les ultramylonites, les plans C et S sont (presque) confondus et orientés à ~N115°E. Si on admet que la déformation est accommodée par du cisaillement simple, ces mesures d'angle peuvent être utilisées pour calculer des taux de cisaillement. Le lecteur est renvoyé vers une publication de référence (Berthé et al., 1979). Associée à cette déformation planaire, une linéation d'étirement horizontale ou faiblement pentée (souvent vers l'Est) est très souvent observable. Les nombreux critères cinématiques indiquent un sens de cisaillement dextre.

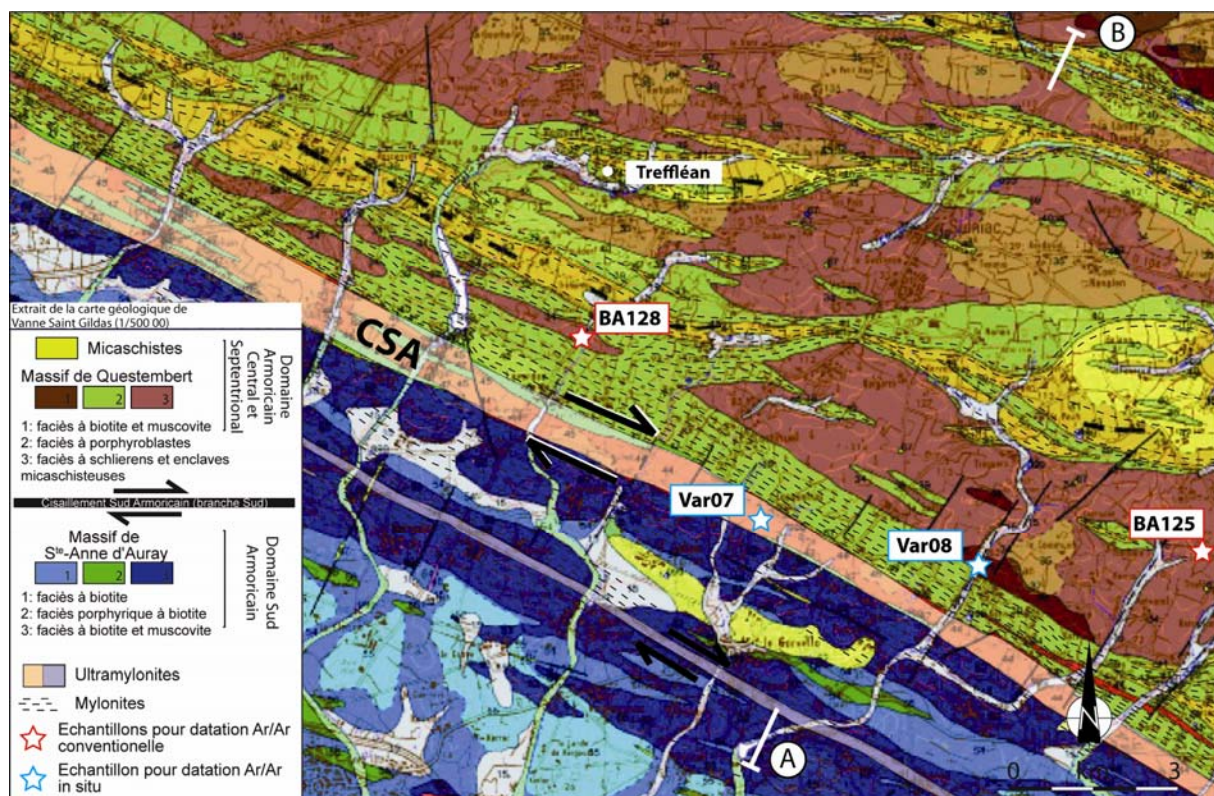


Figure IV.29 : Extrait de la carte géologique de Vannes S^t-Gildas et localisation des échantillons pour les datations Ar/Ar conventionnelles et *in situ* du CSA.

2.2 Age de la déformation ductile le long du CSA (collaboration R. Augier / M. Bellanger)

La déformation ductile le long du CSA a été datée de façon indirecte vers ~327 Ma par la détermination de l'âge de la mise en place de granites syn-cinématiques qui la jalonnent (Plaine et al., 1984). Par la suite, les informations concernant l'âge de la déformation ductile le long du CSA ont été établies par des données Ar/Ar (par palier de température). Dans la région de la Roche Bernard, les âges sont compris entre 308 et 298 Ma (Ruffet inédit dans Le Hébel, 2002). Cependant, aucune information n'est fournie concernant la nature des minéraux datés, l'intensité de la déformation qu'ils ont pu subir, et leur localisation structurale au sein du CSA. Nous avons vu avec l'exemple des datations Ar/Ar conventionnelles et *in-situ* effectuées au sein de la QSZ, à quel point l'intensité de déformation pouvait influencer les âges des grains de micas analysés, ainsi que la variabilité des âges obtenus à l'échelle d'une texture. Les âges de Ruffet (inédit dans Le Hébel, 2002) ne peuvent donc pas être intégrés dans une discussion approfondie concernant l'histoire du cisaillement ductile le long du CSA.

2.2.1 Stratégie d'échantillonnage pour la datation du CSA.

Dans le but d'apporter les premières datations directes sur le fonctionnement du CSA, et compte tenu de notre bonne connaissance de la structure du CSA, nous avons entrepris d'établir l'âge du refroidissement du granite de Questembert ainsi que celui de la déformation de ce pluton imputée au cisaillement ductile dextre reconnu le long du CSA.

Le long d'une coupe traversant le CSA (Figure IV.30), quatre échantillons ont été prélevés sur des affleurements du leucogranite de Questembert présentant différents degrés d'intensité de la déformation ductile, depuis des faciès non déformés, loin du CSA, vers des faciès ultramylonitiques constitutifs du cœur du CSA. Les échantillons BA125(ms) et BA128(ms) situés les plus loin du CSA présentent respectivement, aucune déformation claire et un débit planaire vertical faiblement développé orienté vers N80°E-N100°E. L'échantillon Var08(ms) est situé dans une zone de mylonitique aux structures S-C bien développées (Figure IV.30).

Enfin l'échantillon Var07(ms) a été prélevé sur un affleurement d'ultramylonites situées au cœur du CSA (Figure IV.30).

Les échantillons BA125(ms) et BA128(Ms) ont été analysés par la méthode de datation Ar/Ar conventionnelle. De chacun de ces échantillons ont été extraits des clastes de muscovite magmatiques. La datation de ces clastes ayant pas ou très peu subi de déformation ductile tend ainsi à contraindre l'âge du refroidissement du granite de Questembert et servira de témoins pour la datation de la déformation ductile.

En ce qui concerne les échantillons Var08(ms) et Var07(ms), ils ont été datés par la méthode Ar/Ar *in situ* par ablation laser. Ainsi pour l'échantillon Var08(ms), il a été possible de réaliser des datations ponctuelles sur les parties de clastes de muscovite magmatique hérités situées dans les plans S (Figure IV.30) et sur les parties de ces même clastes situés à l'approche d'un plan de cisaillement. Il a également été possible d'effectuer des analyses dans les plans de cisaillement qui présentent une néo-cristallisation de muscovite synchrone du cisaillement. L'échantillon Var07(ms) est caractérisé par un faciès ultramylonitique (Figure IV.30) dans lequel les plans de cisaillement sont parallélisés aux plans de foliation. Les clastes de muscovite hérités observés dans la roche sont tous intensément déformés se présentant sous la forme de micas sigmoïdes (micas-fish).

2.2.2 Résultats

A l'instar des datations Ar/Ar conventionnels et *in situ* effectuées sur la QSZ, les âges ont été calculés à l'aide du logiciel Argon Integral. Ceux dont les barres d'erreur sont supérieures à 10 Ma ne sont pas considérés, pour les mêmes raisons explicitées précédemment.

L'échantillon BA125(ms) présente un spectre d'âges ne permettant pas le calcul d'un âge plateau (Figure IV.30). Le spectre est constitué d'âges dont la variation de faible amplitude comprend des âges allant de 306.3 ± 0.8 Ma à 309.1 ± 4.2 Ma. L'âge total moyen est calculé à 307.1 ± 2.9 Ma et peut être considéré comme représentatif de l'âge du claste de muscovite analysé. Par ailleurs, il est identique à l'âge isochrone calculé à 307.8 ± 2.9 Ma. L'échantillon BA128(ms) présente un spectre ne permettant pas non plus le calcul d'un âge plateau (Figure IV.30). Les âges constitutifs du spectre varient de 308.3 ± 1.9 Ma à 298.2 ± 2.8 Ma. Le long du spectre, deux groupes d'âges semblent se distinguer, l'un s'organise autour d'âges à 307 Ma et l'autre autour d'âges à 300 Ma, ainsi l'âge moyen calculé à 303.3 ± 3.0 Ma n'est pas significatif. Ce spectre semble plutôt correspondre à un mélange de deux contributions, ce qui

témoigne de la nécessité des analyses *in situ* pour lesquelles un contrôle de la texture des grains analysés peut être réalisé.

Pour les analyses *in situ*, la localisation structurale des ablations laser et les âges correspondant sont indiqués sur les clichés des sections de mylonite analysées (Figure IV.30). En face de chaque cliché est représenté le spectre d'âges correspondant. Dans ces spectres, les âges sont classés du plus vieux au plus jeune et la position structurale de chaque âge y est renseignée (i.e. analyse sur claste de muscovite cisailé à l'approche d'un plan C *vs.* analyse sur claste de muscovite non cisailé situé dans un plan S). Les âges correspondants aux analyses *in situ* de l'échantillon Var08(ms), varient de 306.9 ± 5.3 Ma pour un claste de muscovite porté par la foliation, à 298.5 ± 4.4 Ma pour une muscovite située sur un plan de cisaillement. Le spectre d'âges correspondant montre une forte corrélation entre la texture des muscovites analysées et leur âge respectif, les muscovites cisillées présentant les âges les plus jeunes (Figure IV.30). S'agissant d'une ultramylonite, les analyses *in situ* de l'échantillon Var07(ms) ont été réalisées uniquement sur des clastes de muscovite cisillés. Ces âges varient très peu comme le montre la représentation sous forme de spectre d'âges s'échelonnant de 296.5 ± 2.6 Ma à 301.0 ± 3.8 Ma (Figure IV.30).

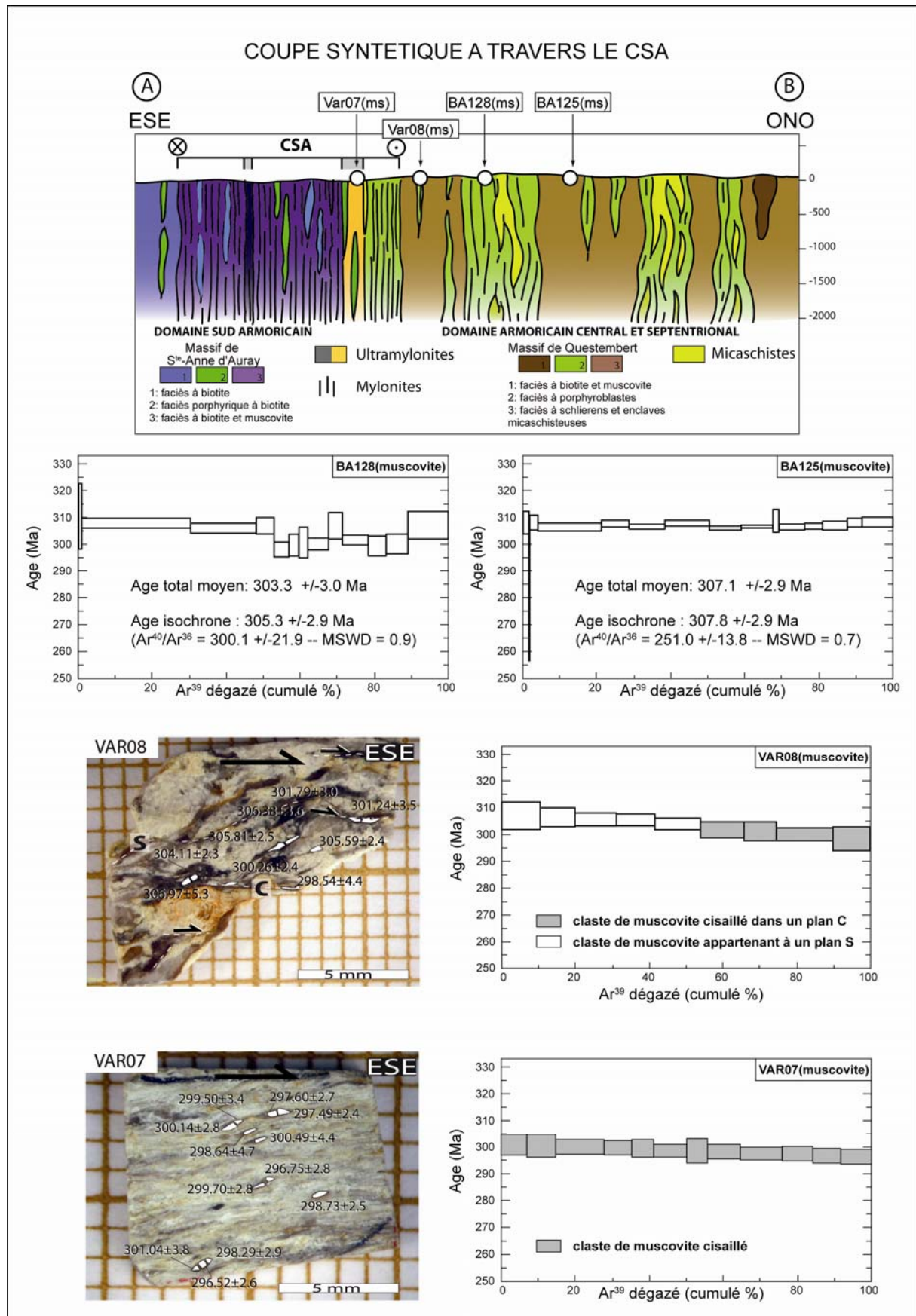


Figure IV.30 : Résultat de l'étude Ar/Ar sur le Cisaillement Sud Armoricain (voir discussion)

dans le texte). La position structurale respective de chaque échantillon est indiquée sur la coupe.

2.2.3 Interprétation des résultats

On remarque une fois de plus à la lumière de ces résultats, que les âges calculés sont contrôlés par l'intensité de la déformation subie par les échantillons datés, et cela quelque soit l'échelle : à l'échelle des gradients de déformation et à celle de la microtexture. L'échantillon présentant le faciès le moins déformé (échantillon BA125(ms)) fournit ainsi des âges groupés autour de ~307 Ma (Figure IV.30), que l'on interprète raisonnablement comme l'âge du refroidissement du granite de Questembert. Les datations effectuées sur l'échantillon Var08(ms) fournissent deux types d'âges. Le premier, situé vers ~306 Ma, est calculé à partir de l'analyse de clastes de muscovite portés par la foliation. Il s'interprète comme l'âge du refroidissement du granite. Le deuxième type, situé vers ~300 Ma, est obtenu à partir de l'analyse de muscovites cisillées dans un plan C et/ou de néocrystallisation de muscovites contemporaines du cisaillement. Ce type d'âge est donc interprété comme l'âge des derniers incréments de la mylonitisation le long du CSA. Les datations effectuées sur l'échantillon d'ultramylonites (Var07(ms)) situé au cœur du CSA fournissent des âges relativement homogènes groupés autour de ~300-298 Ma (Figure IV.30). Ces âges plus jeunes que celui du refroidissement du granite et ne les recoupant pas dans la barre d'erreur sont interprétés comme l'âge des derniers incréments de la mylonitisation le long du CSA. Les âges obtenus pour les autres échantillons ne sont que des âges intermédiaires. L'échantillon BA128(ms) faiblement déformé est à ce titre démonstratif puisqu'il fournit à la fois l'âge du refroidissement du granite et l'âge de la mylonitisation (Figure IV.30).

Ces résultats sont compris dans la gamme de variation des âges Ar/Ar (par palier de température) compris entre 308 et 298 Ma obtenus plus à l'Est, dans la région de la Roche Bernard (Ruffet inédit dans Le Hébel, 2002). Ces nouvelles données apportent néanmoins de précieuses informations à la fois sur le partitionnement de la déformation le long d'une zone de cisaillement majeure, et permettent de pouvoir faire la différence entre âge de refroidissement (i.e. au sens de Dodson (1973)) et âge de la déformation (i.e. recristallisations syn-cinématiques ; Muller (2003)). Ainsi, les derniers incréments de déformation le long du Cisaillement Sud Armoricaire semblent dater d'environ ~300-298 Ma ; le corollaire étant que les âges les plus anciens fixent l'âge minimum pour le refroidissement homogène des faciès

non-déformés de granite. Il est notable que les âges obtenus ici indiquent un fonctionnement synchrone du Cisaillement Sud Armoricaïn et des zones de cisaillement extensives de Sarzeau et de Quiberon, ce point sera discuté ultérieurement. Par ailleurs, l'âge de mise en place du granite de Questembert a été récemment calculé à 318.2 ± 4 Ma (notice explicative de la carte géologique de Vannes-Saint-Gildas, Augier et al., sous presse 2). Dans l'hypothèse où le granite de Questembert est un granite syn-cinématique, cela implique un cisaillement d'une durée de ~ 20 Ma le long du CSA.

3 L'exhumation de l'Unité Inférieure dans la zone du Morbihan

Bien que l'hypothèse du jeu combiné des zones de cisaillement de Quiberon et de Sarzeau ait déjà été émise pour expliquer l'exhumation de l'Unité Inférieure de cette portion du DSA (Gapais et al., 1993 ; Brown et Dallemeyer, 1996), l'approche structurale et géochronologique que nous avons adoptée lui fournit les bases solides nécessaires à son développement. Afin de proposer un modèle exhumation-déformation-temps nous allons préalablement faire un récapitulatif des principales conclusions relatives à nos différentes études.

3.1 Les principaux résultats sur la QSZ et la SSZ

La Zone de Cisaillement de Sarzeau (SSZ) est une zone de cisaillement ductile extensive caractérisée par une cinématique du haut vers l'ESE. Cette zone de cisaillement à faible pendage vers l'Est (20°) sépare l'Unité Intermédiaire des micaschistes de la Vilaine, située à son toit, de l'Unité Inférieure. Il n'est pas possible d'estimer directement l'âge des premiers incréments de cette zone de cisaillement. Néanmoins la SSZ déforme ductilement le complexe granitique de Carnac qui se met en place au sein de l'Unité Inférieure migmatitique à ~ 320 Ma, cet âge constitue donc de façon indirecte l'âge maximum de la SSZ. En revanche, les derniers incréments de la déformation ductile le long de la SSZ ont été datés à $\sim 302-298$ Ma. Nous avons également vu que la mise en place de ce complexe de Carnac est contrôlée par le régime de déformation extensive ONO-ESE. L'âge de sa mise en place permet donc d'estimer à $\sim 15-20$ Ma la durée du régime tectonique extensif mis en évidence ici.

La Zone de Cisaillement de Quiberon (QSZ) est une zone de cisaillement ductile extensive caractérisée par une cinématique du haut vers l'ONO. Elle possède un pendage de $\sim 30^\circ$ vers l'Ouest, et sépare l'Unité Intermédiaire située au toit et constituée ici des micaschistes de Belle Ile, de l'Unité Inférieure. Lors du cisaillement ductile le long de la QSZ, le granite de Quiberon, parfois considéré comme syn-cinématique (Gapais et al., 1993), se met en place au toit de l'Unité Inférieure à ~ 320 Ma. Nous pouvons donc estimer l'âge minimal du cisaillement le long de la QSZ à ~ 320 Ma. Comme nous avons daté les derniers incréments de la déformation ductile de la QSZ à ~ 302 - 298 Ma, il est possible d'estimer la durée minimale du mouvement cisailant le long de la QSZ à ~ 15 - 20 Ma.

Ces zones de cisaillements extensives aux cinématiques opposées témoignent d'un étirement régional orienté ONO-ESE parallèle à la chaîne. L'analyse structurale et géochronologique de ces deux zones de cisaillement, permettent d'estimer la durée du régime tectonique extensif parallèle à l'orogène. Les jeux normaux de ces deux zones de cisaillement ont pour effet commun une remontée de l'Unité Inférieure par rapport aux unités sus-jacentes. Cette géométrie a déjà été interprétée comme un type de Metamorphic Core Complex (Brown et Dallemeyer, 1996). On note toutefois qu'une différence fondamentale avec la géométrie typique d'un MCC (Davis et Coney, 1979 ; Crittenden et al., 1980) réside dans l'architecture des migmatites de l'Unité Inférieure qui présentent une foliation verticale orientée ONO-ESE parallèle à la chaîne, plutôt qu'une géométrie relativement plate au cœur marquant en général un dôme de foliation.

3.2 Histoire tectonique et géochronologique de l'exhumation de l'Unité Inférieure.

Nous sommes en mesure de proposer maintenant un modèle exhumation-déformation-temps pour cette portion de croûte. La croûte continentale du Domaine Sud Armoricaïn préalablement épaissie lors de l'évolution orogénique de la chaîne (subduction, collision), se déstabilise s'effondrant sur elle-même en raison d'un affaiblissement rhéologique général initié par un épisode de fusion crustale daté à ~ 325 - 320 Ma. Ce stade orogénique tardif est contrôlé par un régime tectonique extensif parallèle à la chaîne accompagné de la fusion partielle des migmatites de la SBMB et de la mise en place de plusieurs générations de granites.

Le granite de Quiberon se met en place à ~ 320 Ma à l'interface entre des domaines de croûte différents reconnus comme les unités Inférieure et Intermédiaire. Suivant l'hypothèse de Gapais et al. (1993), selon laquelle le granite de Quiberon est un granite syn-cinématique, la

présence du magma constituerait alors une hétérogénéité affaiblissant localement la rhéologie de la croûte. Ceci a pour effet de localiser la déformation, conduisant à l'initiation d'un cisaillement ductile le long de la QSZ qui accommode par un mouvement normal la remontée de l'Unité Inférieure par rapport aux unités sus-jacentes. De façon sub-synchrone à la mise en place du granite de Quiberon, le complexe granitique de Carnac se met en place dans l'Unité Inférieure. Ce complexe granitique réalise son ascension dans la croûte le long de fentes de tensions de grande échelle, dont les directions d'ouvertures NNE-SSO sont contrôlées par le régime tectonique extensif ONO-ESE. L'étirement de la croûte, est donc accommodé par le jeu cisailant le long de la QSZ et par l'ouverture de fentes de tension dans l'Unité Inférieure. Postérieurement à la mise en place du complexe granitique de Carnac, la déformation se localise le long d'une autre zone de cisaillement, reconnue aujourd'hui comme la SSZ. La formation de la SSZ n'est pas liée à un affaiblissement rhéologique local de la croûte, puisqu'aucun granite ne jalonne de façon continue le contact, contrairement à ce qui est décrit dans les récentes publications qui portent sur ces questions (Gapais et al., 2009). En revanche, il est probable que la SSZ se soit localisée au niveau d'une ancienne hétérogénéité crustale, telle que la zone de contact entre les unités Inférieure et Intermédiaire qui aurait été héritée de stades plus anciens de l'évolution orogénique. Ainsi la remontée de l'Unité Inférieure déjà active depuis la mise en place du granite de Quiberon a pu être accommodée par le mouvement cisailant le long de la SSZ. Les cinématiques opposées de ces deux zones de cisaillement permettent ainsi l'exhumation de l'Unité Inférieure. A un stade avancé de l'exhumation, le granite de Quiberon est refroidi sous la température de $\sim 450^{\circ}\text{C}$ à ~ 311 Ma (i.e. température de fermeture des muscovites d'après Harrison et al. (2009)). En revanche, dans la partie Nord et dans la partie Est de l'Unité Inférieure, le complexe granitique de Carnac atteint des températures comparables seulement vers ~ 305 Ma, donc 6 Ma plus tard. Ces âges de refroidissement sont considérés comme l'âge du refroidissement des migmatites encaissantes des granites (voire notamment la discussion de l'article 2). Une façon d'expliquer ce diachronisme, serait de considérer que la formation de la QSZ soit plus précoce que celle de la SSZ. Une autre hypothèse plausible serait de considérer une différence de vitesse de « remontée » de l'Unité Inférieure le long de la QSZ et de la SSZ. Les caractéristiques géométriques de ces zones de cisaillement ne permettent pas de trancher pour l'une ou pour l'autre de ces hypothèses. La QSZ caractérisée par un plus fort pendage, est plus épaisse (environ 2 km, d'après Gapais et al. (1993)) que la SSZ (environ 500 m, d'après la carte géologique au 1/50000 de Vannes-Saint-Gildas, Augier et al., sous presse 1). L'intensité de déformation étant équivalente pour les deux zones, un déplacement global plus

important est accommodé par la QSZ, de l'ordre de 7 à 8 km (Gapais et al., 1993), que pour la SSZ. Finalement, la fin de l'exhumation de l'Unité Inférieure et son refroidissement sont enregistrés par les derniers incréments de la déformation ductile datée pour la QSZ et la SSZ à ~302-298 Ma.

Ces constats suggèrent donc que de part et d'autre de l'Unité Inférieure, l'exhumation se fasse de façon asymétrique, la durée et la quantité de cisaillement n'étant pas la même entre les deux zones de cisaillement. Nous proposons que ces différences reposent ici sur la présence ou non de magma le long des contacts. Cette hypothèse est en accord avec, entre autre, les conclusions des travaux de Tirel (2004) concernant la localisation de la déformation en contexte de formation de dôme extensif.

Essai de quantification des vitesses de déformation et d'exhumation.

Nous avertissons le lecteur du caractère spéculatif de ces calculs. Le but ici étant de donner des idées sur les vitesses d'exhumation, et sur la valeur du gradient géothermique, les résultats obtenus ne seront évidemment pas intégrés aveuglément dans les différents modèles proposés ultérieurement.

Sur la base des résultats géochronologiques discutés précédemment, la durée de l'enregistrement du régime tectonique extensif est estimée à ~15 à ~20 Ma. De façon synchrone (à condition que le granite de Quiberon soit syn-cinématique), le déplacement vertical le long de la QSZ a été calculé à 7-8 km par Gapais et al. (1993) à partir des quantités de cisaillement γ d'au moins 3.5 à 4, déduite des relations S-C. La vitesse d'exhumation de l'Unité Inférieure serait donc d'environ 0.35-0.45 km/Ma. Par ailleurs, la vitesse moyenne de refroidissement de l'Unité Inférieure, calculée sur la base d'une revue bibliographique des âges disponibles dans cette zone (Brown et Dallemeyer, 1996 ; Turrillot et al., 2009), a été estimée à 33 ± 4 °C/Ma. On peut donc en déduire un gradient géothermique de $\sim 90 \pm 20$ °C/km. Cette valeur reste très spéculative étant donné qu'elle n'est pas calculée à partir de données de Pression contraintes dans le temps, mais à partir de vitesses (d'exhumation et de refroidissement) susceptibles de ne pas être constantes au cours du temps.

Les conditions du pic de pression ont été établies pour les micaschistes de la Vilaine à 7-8 kbar, et pour les migmatites du Golfe du Morbihan à 8-9 kbar (Johnson et Brown, 2004). Si

on considère que ces conditions maximales ont été enregistrées par les deux unités au même moment, alors le saut de degré métamorphique de part et d'autre de la SSZ, suggère un déplacement vertical d'environ 5 km le long de cette zone de cisaillement. Connaissant l'âge de refroidissement et le gradient géothermique correspondant à cette zone, nous sommes en mesure d'estimer la durée du cisaillement le long de SSZ à $\sim 12 \pm 3$ Ma, situant ainsi les premiers incréments du cisaillement de la SSZ à $\sim 312 \pm 5$ Ma. Ces estimations, très spéculatives, suggéreraient que l'exhumation ne se fait donc pas de façon synchrone le long de la QSZ et de la SSZ.

3.3 La place du CSA dans le régime extensif tardi-orogénique

Les derniers incréments de la mylonitisation qui s'effectuent le long du Cisaillement Sud Armoricaïn sont datés à $\sim 300-298$ Ma. Ils sont donc contemporains de l'âge de la déformation ductile observée le long des zones de cisaillement majeures de Quiberon et de Sarzeau. Alors que l'unité de haut grade du Domaine Sud Armoricaïn s'exhume et se déforme ductilement, s'étirant dans la direction ONO-ESE, le Domaine Armoricaïn Central et Septentrional n'est pas affecté par le régime tectonique extensif tardi-orogénique. Ce contraste de comportement tectonique entre ces deux domaines se manifeste par la localisation de la déformation le long du CSA qui semble jouer alors un rôle majeur en tant qu'accident de transfert de façon synchrone à l'exhumation des unités de haut grade du Domaine Sud Armoricaïn.

3.4 Proposition d'un chemin Pression-Température-temps-déformation pour l'Unité Inférieure dans la zone du Morbihan.

La Figure IV.31 montre le résultat de l'étude métamorphique de la SBMB réalisée par Johnson et Brown (2004) pour les migmatites du golfe du Morbihan.

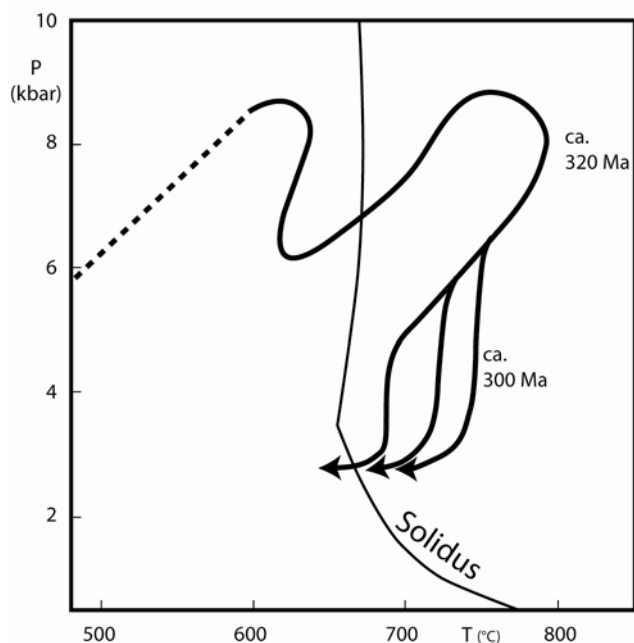


Figure IV.31 : Diagramme synthétique proposé par Johnson et Brown (2004), illustrant un chemin Pression-Température possible, calculé pour l'Unité Inférieure de la zone du Morbihan (ligne pleine épaisse). Le pic métamorphique et une partie du chemin rétrograde sont contraints dans le temps à partir des études de Brown et Dallemeyer (1996).

L'âge du pic de température proposé à 320 Ma (Johnson et Brown, 2004 d'après Brown et Dallemeyer, 1996) (Figure IV.31), sans être d'ailleurs soutenu par des données, est en accord avec nos propres résultats sur la datation de l'anatexie des migmatites située vers ~325-320 Ma (Figure IV.32 : 1). Les âges à ~335-330 Ma que nous avons interprété comme des âges hérités, pourraient correspondre à un segment de l'évolution prograde (Figure IV.32 : 0). Notre étude géochronologique permet en outre de dater quelques stades du chemin métamorphique rétrograde. En effet, comme nous l'avons vu dans la discussion de l'article 3, la mise en place du complexe granitique de Carnac, datée à ~320 Ma, est marquée par l'apparition d'assemblage à sillimanite + cordiérite + biotite + feldspath potassique + quartz, qui correspond à des conditions Pression-Température de l'ordre de ~4.5 kbar et ~700-750°C (Figure IV.32 : 2). Cet âge à ~320 Ma est alors en désaccord total avec l'âge à 300 Ma évoqué pour ce stade (Johnson et Brown, 2004) (Figure IV.31). Par ailleurs, nous avons daté le refroidissement des granites de Quiberon et de Carnac sous des températures de ~450°C (i.e. température de fermeture des muscovites) entre ~311 Ma et ~305 Ma (Figure IV.32 : 3). Ainsi, le trajet métamorphique des migmatites du Golfe du Morbihan proposé par Johnson et Brown (2004) est ici amendé par des contraintes géochronologiques permettant d'attribuer des

âges aux principaux stades de son évolution rétrograde. Ces nouvelles contraintes géochronologiques remettent en question les âges préalablement proposés pour le pic de température et pour l'apparition de la cordiérite (Brown et Dallemeyer, 1996).

Ce chemin Pression-Température-temps est également enrichi de nouvelles données sur l'histoire de l'exhumation et l'histoire de la déformation. Nous avons suggéré que l'exhumation de l'Unité Inférieure soit initiée par l'anatexie de la croûte. Les premiers stades de l'exhumation se produiraient à partir de ~325 Ma aux conditions de pic de température, les derniers stades se situant vers ~302-298 Ma, lors des derniers incréments de la déformation ductile le long de la QSZ et de la SSZ (Figure IV.32 : 4, B). Par ailleurs, l'étirement ONO-ESE de la croûte, contemporain du régime tectonique extensif tardi-orogénique, est enregistré par la mise en place du complexe granitique de Carnac et par les premiers incréments de la déformation ductile le long de la QSZ (ce qui repose sur l'hypothèse de Gapais et al. (1993), que le granite de Quiberon est un granite syn-cinématique), tous deux datés à ~320 Ma (Figure IV.32 : A).

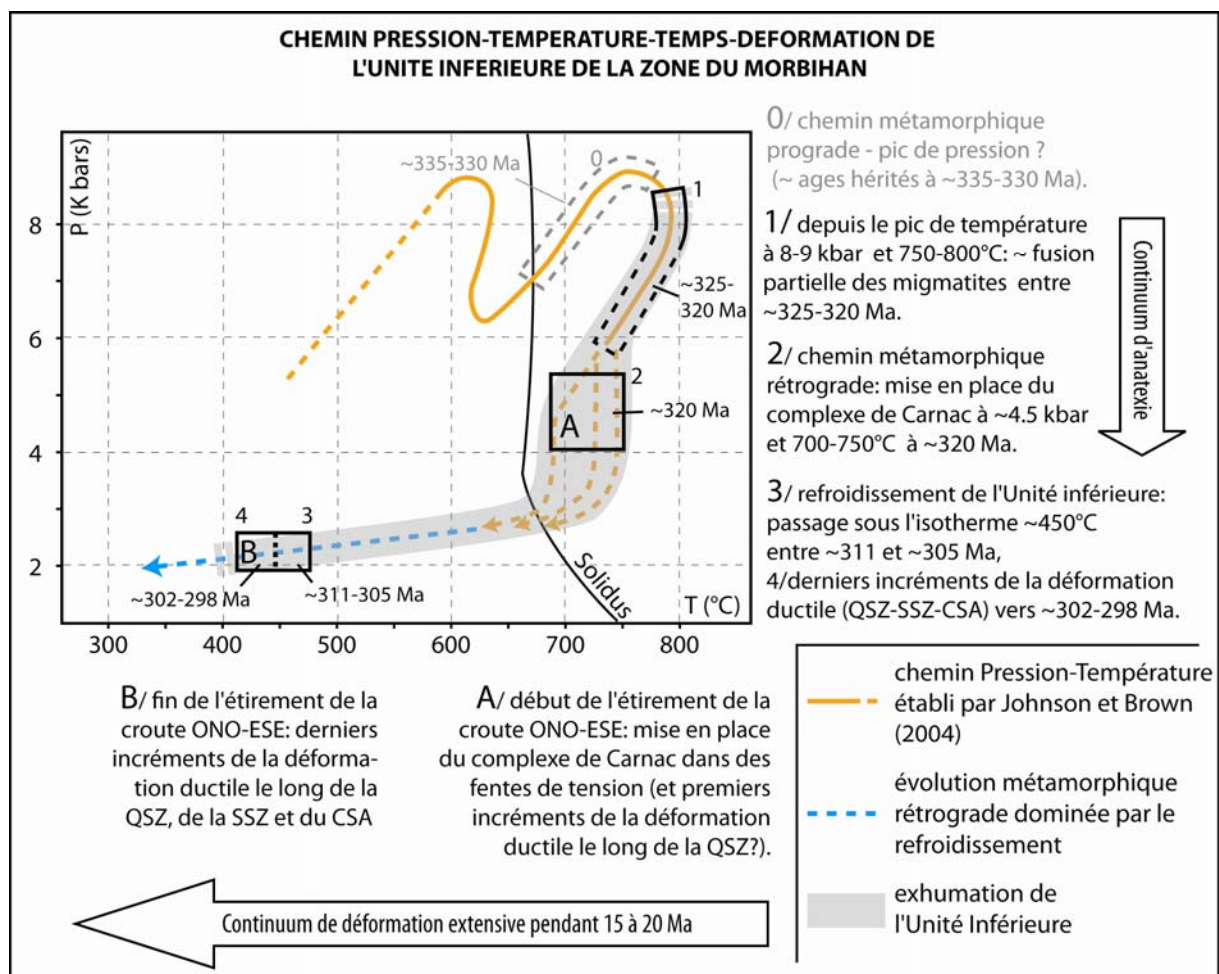


Figure IV.32 : Chemin Pression-Température-temps-déformation de l'Unité Inférieure de la zone du Morbihan. Cette figure synthétise les contraintes temporelles établies pour l'anatexie, l'exhumation, la déformation et le refroidissement dans la zone du Morbihan.

Tentative d'estimation de la vitesse d'exhumation.

Par ailleurs, à partir de ce chemin Pression-Température-temps-déformation, nous pouvons estimer des vitesses d'exhumation. Une durée de ~5 Ma peut être estimée entre les conditions du pic de pression à 8-9 kbar, et la mise en place du complexe granitique de Carnac à ~4.5 kbar. La vitesse d'exhumation que l'on peut alors calculer de ~2.4 km/Ma. Entre la mise en place du complexe granitique de Carnac (~4.5 kbar) et le refroidissement sous l'isotherme ~450°C possiblement contemporain de conditions de pression à ~2.5 kbar, une durée de ~10-15 Ma a été estimée. Cela impliquerait une vitesse d'exhumation de ~0.5 km/Ma qui est cohérente avec celle estimée pour les stades ultérieures de l'exhumation de l'Unité Inférieure de la zone du Morbihan à 0.35-0.45 km/Ma, par le jeu normal le long de la QSZ (Gapais et al., 1993). Ainsi, dans l'hypothèse où le calage temporel que nous avons établi pour les différents stades de l'exhumation est correct, ces calculs suggèrent une variation de la vitesse d'exhumation entre les premiers et les derniers stades.

Ces contraintes géochronologiques montrent que l'exhumation de l'Unité Inférieure se ferait de façon précoce à la déformation ductile le long de la QSZ (~320 Ma) (Figure IV.33). Entre ~325 Ma et ~320 Ma, l'Unité Inférieure enregistre des conditions de pression passant de ~8-9 kbar à ~4.5 kbar suggérant un déplacement vertical d'environ 9 à 11 km (Figure IV.33). Cette nouvelle approche « métamorphisme-exhumation-temps-déformation » suggère que la formation des zones de cisaillement de Quiberon et de Sarzeau ne soit pas la cause de l'exhumation de l'Unité Inférieure mais plutôt sa conséquence.

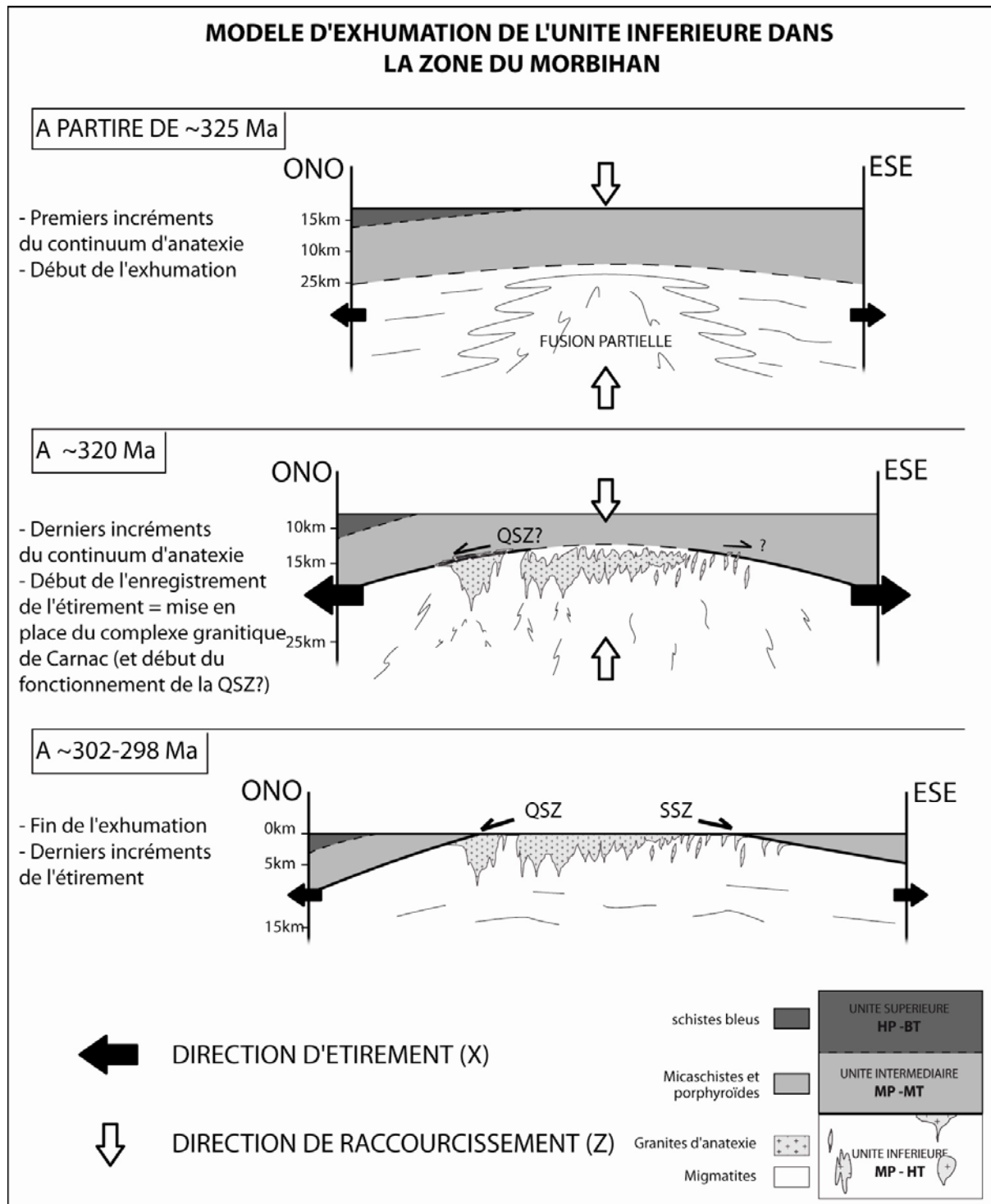


Figure IV.33 : Modèle d'exhumation contraint dans le temps de l'Unité Inférieure dans la zone du Morbihan. L'orientation ONO-ESE de ce modèle est imposée par les directions et les cinématiques des structures ductiles que l'on souhaite y faire figurer. Sur le terrain l'orientation réelle de la foliation migmatitique étant ONO-ESE, sa géométrie sur les coupes n'est représentative de la réalité.

1 Stratégie d'échantillonnage	274
2 Age de l'anatexie dans la zone d'Hennebont-Quimperlé.	276
2.1 Description microscopique des grains analysés	278
2.2 Résultats isochrones des datations chimiques U-Th/Pb sur monazite	279
2.2.1 Age de l'échantillon VA0609	279
2.2.2 Âges des domaines de bordure des monazites de l'échantillon VA0709	280
2.2.3 Âges des domaines de cœur des monazites de l'échantillon VA0709	280
3 Age de la fusion partielle pour les migmatites de la zone de la Baie d'Étel	282
3.1 Description microscopique des grains analysés	283
3.2 Résultat isochrone de la datation chimique U-Th/Pb sur monazite	283
Age de l'échantillon VA1009	284
4 Age de la fusion partielle pour les migmatites de la zone de l'Estuaire de la Vilaine	284
4.1 Description microscopique des grains analysés	285
4.2 Résultats isochrones des datations chimiques U-Th/Pb sur monazite	286
4.2.1 Age de l'échantillon VA1409	286
4.2.2 Age de l'échantillon VA1309	286
5 Age de l'anatexie dans la zone de S^t-Nazaire	288
5.1 Age de la fusion partielle pour les migmatites du dôme de S ^t -Nazaire	291
5.1.1 Description microscopique des grains analysés	292
5.1.2 Résultats isochrones des datations chimiques U-Th/Pb sur monazite	293
5.2 Age de mise en place du leucogranite de Guérande et du granite intrusif	297
5.2.1 Description microscopique des grains analysés	297
5.2.2 Résultats isochrones des datations chimiques U-Th/Pb sur monazite	298
5.3 Interprétation des résultats sur l'anatexie du dôme de S ^t -Nazaire	301
6 Age de l'anatexie dans la zone des Sables d'Olonne	304
6.1 Age de la fusion partielle pour les migmatites du dôme des Sables d'Olonne	306
6.1.1 Description microscopique des grains analysés	306
6.1.2 Résultats isochrones des datations chimiques U-Th/Pb sur monazite	307
6.2 Age de mise en place des filons de granite déformés du dôme des Sables d'Olonne	308
6.2.1 Description microscopique des grains analysés	309
6.2.2 Résultats isochrones des datations chimiques U-Th/Pb sur monazite	309
6.3 Discussion sur l'âge de l'anatexie	310
7 Une anatexie généralisée et synchrone à l'échelle du Domaine Sud Armoricaïn	311

**CHAPITRE V : DE NOUVELLES CONTRAINTES
GEOCHRONOLOGIQUES POUR L'INFRASTRUCTURE
VARISQUE DU DOMAINE SUD ARMORICAÏN**

Au cours du chapitre précédent, nous avons vu dans la zone du Morbihan (comprenant la zone du Golfe du Morbihan et son environnement proche), que les stades de l'évolution métamorphique de l'Unité Inférieure sont inégalement préservés. Seules les traces des stades orogéniques tardifs sont clairement visibles. Ces stades sont caractérisés par une fusion partielle généralisée de la croûte, en partie contemporaine des stades tardifs de l'exhumation des unités de haut grade. Nous avons mis en évidence un continuum d'anatexie depuis la fusion partielle des migmatites et le granite d'anatexie de S^{te}-Anne, mis en place de manière *in situ* pendant la migmatitisation, et la mise en place du réseau filonien du complexe granitique de Carnac. Ce continuum de fusion partielle daté entre ~325 et ~320 Ma, est contemporain d'un étirement ONO-ESE de la croûte. En effet, le pluton de Carnac et son cortège filoniens (i.e. complexe granitique de Carnac) se met en place dans ce contexte. L'orientation préférentielle des minéraux granitiques se développe à l'état magmatique. Elle est suivie par une orientation minérale ONO-ESE formée dans des conditions post-solidus (voir l'article 3 : « AMS results»). La direction ONO-ESE est également celle qui contrôle les stades les plus tardifs de ce continuum de déformation caractérisé par des failles normales fragiles.

L'existence de migmatites et de granitoïdes d'anatexie résultant de la fusion crustale de l'Unité Inférieure, est reconnue dans tout le Domaine Sud Armoricaïn. Les données géochronologiques actuellement disponibles, rares sur la dernière phase de fusion partielle de l'Unité Inférieure du Domaine Sud Armoricaïn, fournissent des âges dévonien moyen à supérieur (~360-370 Ma). Ces âges, sont en net désaccord avec ceux compris entre ~325 et ~320 Ma, que nous avons obtenus pour l'épisode de fusion partielle de la zone du Morbihan. Ces âges dévoniens moyens à supérieurs ont été établis par la méthode Rb-Sr sur roche totale (Vidal, 1980), méthode de datation ancienne ayant montré ses limites. Ces âges demandent donc à être vérifiés par des méthodes actuelles plus précises.

Ainsi, l'étude géochronologique qui suit vise à apporter de nouvelles contraintes géochronologiques sur le dernier épisode de fusion partielle du Domaine Sud Armoricaïn. Afin de s'assurer de l'absence de problèmes analytiques, ou d'héritage, et dans la mesure où ces données sont souvent pionnières, il a été nécessaire de réaliser une grande quantité d'âges sur un nombre important de sites tout le long du Domaine Sud Armoricaïn.

1 Stratégie d'échantillonnage

Trois types d'échantillon peuvent être distingués. Nous avons échantillonné d'une part des migmatites et des granites d'anatexie aux bords diffus formant des « poches » de granite concordants dans la foliation migmatitique (l'équivalent du granite de S^{te}-Anne d'Auray), et d'autre part, quand ils étaient présents, des granites aux bords circonscrits (dans le sens de Carron et al. (1994)) recoupant la foliation migmatitique (l'équivalent du granite de Carnac). L'échantillonnage a été réalisé dans 5 zones (Figure V.1) réparties sur l'ensemble du DSA, depuis la zone de Hennebont-Quimperlé au NO, jusqu'à la zone des Sables d'Olonne au SE. Ces zones complètent celle du Golfe du Morbihan et de sa périphérie occidentale pour laquelle les migmatites et plusieurs générations de granite ont déjà été datées (voir chapitre II et chapitre IV).

Pour les migmatites, les datations ont été effectuées sur des leucosomes concordants à la foliation, représentatifs des liquides de composition granitique résultant de l'anatexie. La datation des mélanosomes, susceptibles de fournir des âges reliques des événements métamorphiques antérieurs a été écartée. Nous avons donc également échantillonné des « poches » de granites d'anatexie associés de façon intime aux migmatites et reconnus sur le terrain comme les produits du dernier épisode de fusion partielle des migmatites, afin de tester, quand cela était possible, l'âge des migmatites. Ce type de datation a d'ailleurs déjà été effectué dans la zone du Golfe du Morbihan, où les leucosomes des migmatites, des corps de granite d'anatexie et le massif de S^{te}-Anne ont été datés. Leurs âges sont similaires, fournissant des arguments géochronologiques en faveur de leur contemporanéité et de leur cogénéisme.

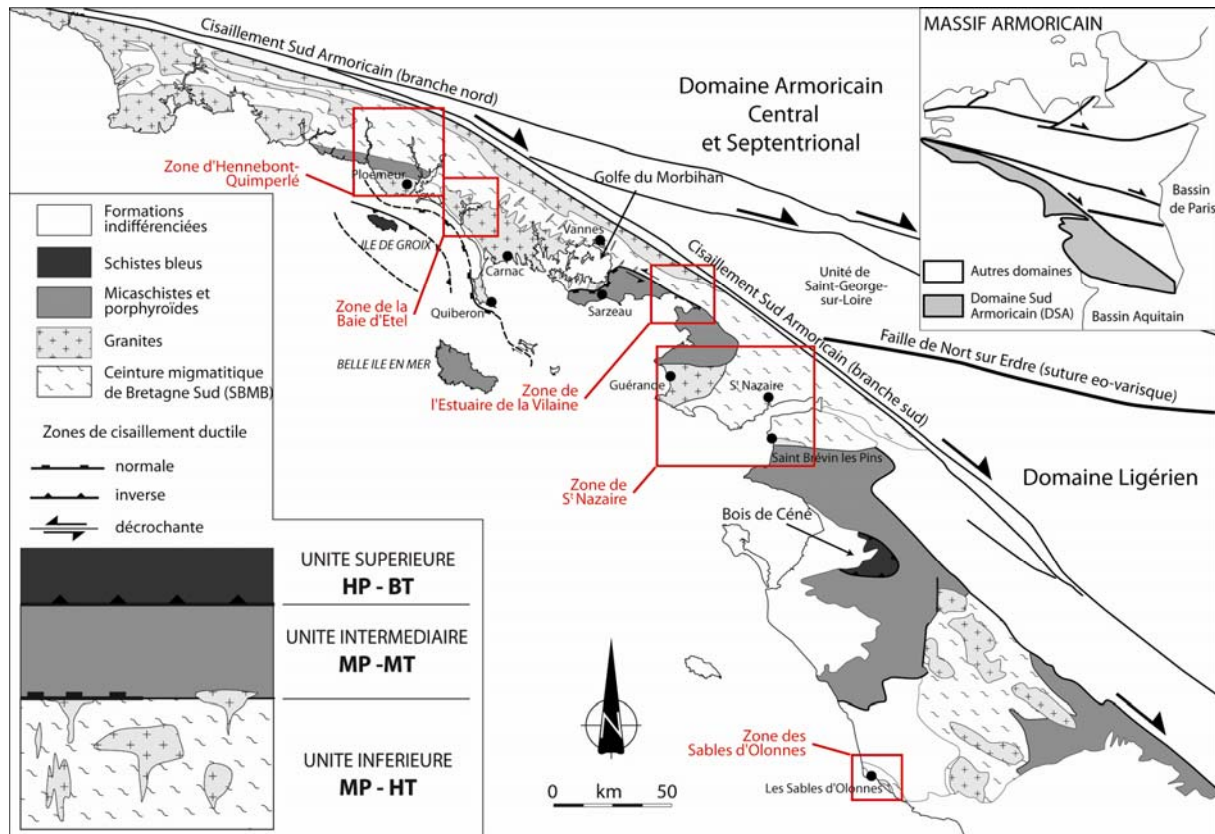


Figure V.1 : Carte structurale du Domaine Sud Armoricaïn (DSA) (modifiée d'après Gapais et al. (1993)) avec la localisation des différentes zones de l'étude géochronologique portant sur l'anatexie généralisée du DSA.

La méthode de datation utilisée est la datation chimique U-Th/Pb sur monazite. Le protocole de cette méthode de datation est décrit en détail dans les travaux récents de Gloaguen (2006). Dans ce chapitre, la description des résultats des analyses chimiques et/ou des calculs d'âges suit pour chaque cas que nous allons présenter, la même démarche scientifique et le même ordre de description. Ces paragraphes de résultats bien que répétitifs sont pourtant essentiels pour justifier les discussions que nous fournirons sur les calculs d'âge.

2 Age de l'anatexie dans la zone d'Hennebont-Quimperlé.

Dans cette zone, une structure antiforme dénommée l'Anticlinal de Cornouaille a été reconnue au sein de l'Unité Inférieure (Cogné, 1960). Il semble en réalité que l'architecture de l'Unité Inférieure montre cartographiquement une succession d'antiformes et de synformes formant des plis droits resserrés. Les axes de ces plis sont orientés NO-SE. La zone

d'Hennebont-Quimperlé est constituée de gneiss migmatitiques, de migmatites et de plusieurs granites tous interprétés comme le résultat du dernier épisode de fusion partielle des migmatites (notice explicative de la carte géologique au 1/50000 de Lorient, Cogné et al., 1973). Au sud, les micaschistes du Pouldu sont rapportés à l'Unité Intermédiaire du Domaine Sud Armoricain. Les relations structurales entre cette unité et l'Unité Inférieure restent inconnues.

Au Nord des micaschistes du Pouldu, les migmatites et les granites ont été datés à ~360-370 Ma (Vidal, 1976). Cet âge du Dévonien Supérieur, établi par la méthode Rb-Sr est beaucoup plus vieux que ceux obtenus pour les derniers stades de l'anatexie de la zone du Golfe du Morbihan. Un échantillon de migmatite (VA0609) et un échantillon de granite d'anatexie (VA0709) ont donc été prélevés au cœur de l'Unité Inférieure (Figure V.2). Sur le terrain les migmatites sont caractérisées par l'alternance de leucosomes composés majoritairement de quartz et de feldspaths, et de mélanosomes riches en biotite. L'échantillon de granite d'anatexie correspond à un corps granitique aux bords diffus, de petite taille (quelques dizaine de centimètre), concordant dans la foliation migmatitique (Figure V.3). Les grains de monazite ont été analysés de façon *in situ* sur lames minces polies réalisées à partir des échantillons prélevés.

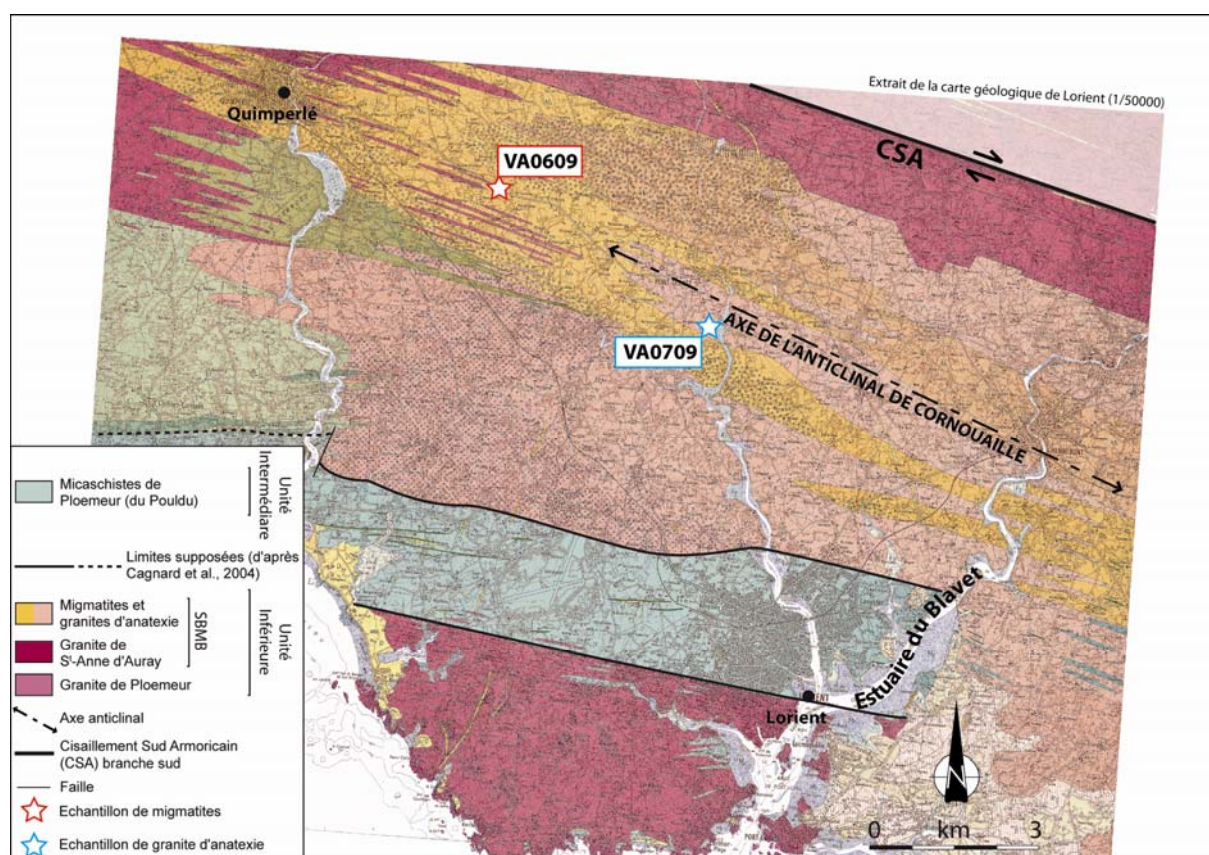


Figure V.2 : Extrait de la carte géologique au 1/50000 de Lorient (Horrenberger et Morzadec, 1972) avec la localisation géographique des échantillons prélevés au sein de l'Unité Inférieure pour la datation des migmatites et des granites d'anatexie associés.



Figure V.3 : Affleurement de granite d'anatexie de la zone de Quimperlé-Hennebont.

2.1 Description microscopique des grains analysés

L'échantillon VA0609 contient des monazites de taille moyenne ($60\mu\text{m}$ à $100\mu\text{m}$) (Figure V.4). Dans cet échantillon les grains de monazite sont en inclusion dans des biotites ou près des joint de grains de quartz et de feldspaths. Indépendamment de la position texturale des monazites dans la roche, certains grains présentent une forte altération en bordure, simulant ainsi une texture de type cœur-bordure très marquée (Figure V.4 M2 et M6). Une vérification de la nature minéralogique de ces bordures a été systématiquement entreprise et a révélé une composition constituée d'un mélange d'oxyde de Fe et de monazite. Ces domaines de mélange ont été exclus des analyses ponctuelles multi élémentaires réalisées à la microsonde électronique, qui ne montrent par ailleurs aucune variation de composition chimique significative intra ou inter grains.

L'échantillon VA0709 contient des monazites de petite taille n'excédant jamais plus de $60\mu\text{m}$ (Figure V.5a). Les grains de monazites, situées la plupart du temps en inclusion dans la biotite et rarement en joint de grain de quartz et de feldspath, ne montrent au MEB que des textures homogènes. Cependant la quantification des éléments U, Pb, Nd, Ca, P, Th, Gd, Ce, Si, Sm,

La, Y et Pr par analyses ponctuelles multiélémentaires a permis de discriminer des populations chimiques différentes au sein des grains de monazites correspondant systématiquement à des domaines de cœur et de bordure de grain (Figure V.5a).

2.2 Résultats isochrones des datations chimiques U-Th/Pb sur monazite

2.2.1 Age de l'échantillon VA0609

Dans le diagramme isochrone ($\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$) (Figure V.4), les rapports U/Pb et Th/Pb et leurs ellipses ont une distribution relativement étalée permettant une bonne contrainte de l'âge Th/Pb ($324.6 +13.1 \text{ Ma} -12.1 \text{ Ma}$) et de l'âge U/Pb ($304.5 +32.2 \text{ Ma} -34.6 \text{ Ma}$). Ces âges se recoupent nettement en tenant compte de leurs barres d'erreurs. La droite de régression calculée pour ces analyses est proche de l'isochrone théorique tracée pour un âge de 319.4 Ma. La valeur du MSWD (1.0 pour 65 analyses) montre que cet âge est statistiquement recevable. L'âge isochrone U-Th/Pb à $319.4 \pm 5 \text{ Ma}$ des monazites issues de la partie leucosomiale de cette migmatite est interprété comme celui de l'épisode de fusion partielle des migmatites de la zone de Hennebont-Quimperlé, la cristallisation des monazites analysées étant interprétée comme synchrone de la néoformation de liquide issus de l'anatexie.

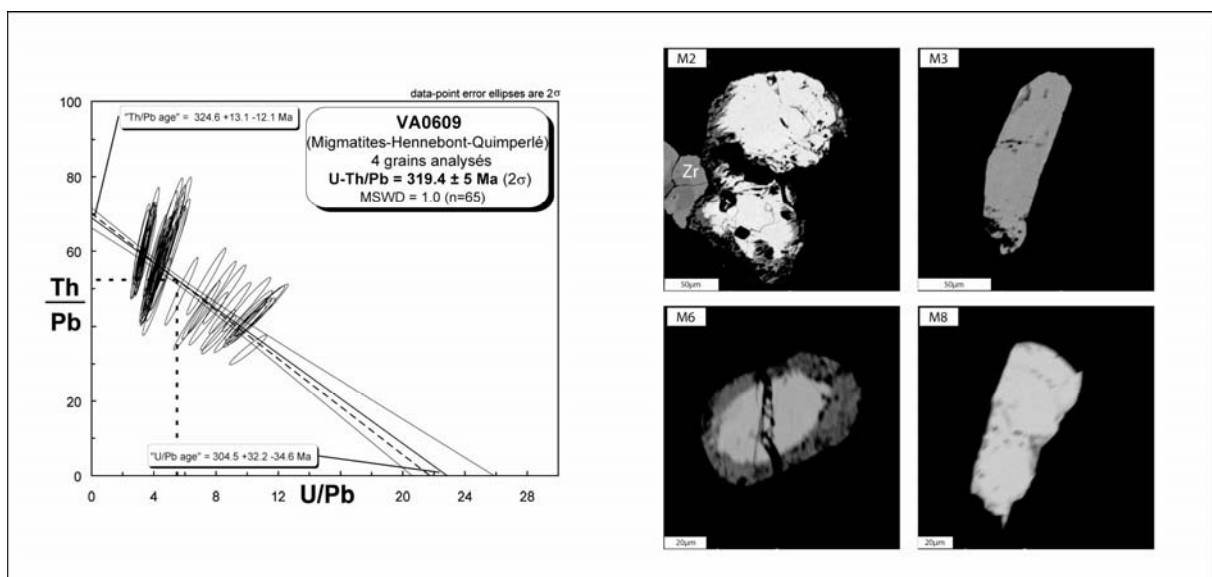


Figure V.4 : Age isochrone de l'échantillon VA0609 calculé par la méthode de datation chimique U-Th/Pb sur monazite. Les images MEB des textures représentatives des monazites

datées sont indiquées.

2.2.2 Âges des domaines de bordure des monazites de l'échantillon VA0709

Dans le diagramme isochrone ($\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$) (Figure V.5b), les rapports U/Pb et Th/Pb et leurs ellipses ont une distribution relativement peu étalée permettant néanmoins une bonne contrainte de l'âge Th/Pb ($335.7 +27.6 \text{ Ma} -23.7 \text{ Ma}$) et de l'âge U/Pb ($290.4 +37.6 -44.0 \text{ Ma}$). Ces âges indépendants se recoupent nettement en tenant compte de leurs barres d'erreurs. La droite de régression calculée pour ces analyses n'est pas confondue avec l'isochrone théorique tracée pour un âge de 318.3 Ma mais reste cependant dans les enveloppes d'erreur. La valeur du MSWD (1,2 pour 90 analyses) montre que cet âge est statistiquement recevable. L'âge isochrone U-Th/Pb à $318.3 \pm 4 \text{ Ma}$ des domaines de bordure de monazites issues de ce granite d'anatexie est interprété comme l'âge de mise en place de ce granite situé au cœur de l'Anticlinal de Cornouaille.

2.2.3 Âges des domaines de cœur des monazites de l'échantillon VA0709

Dans le diagramme isochrone ($\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$) (Figure V.5b), les rapports U/Pb et Th/Pb et leurs ellipses ont une distribution relativement peu étalée pour des valeurs de U/Pb assez faibles. Ainsi, l'âge Th/Pb ($314.7 +23.3 \text{ Ma} -20.3 \text{ Ma}$) est bien contraint alors que l'âge U/Pb ($379.3 +77.1 -89.4 \text{ Ma}$) est entaché d'une barre d'erreur plus forte. Ces âges indépendants se recoupent nettement en tenant compte de leurs barres d'erreurs. La droite de régression calculée pour ces analyses n'est pas confondue avec l'isochrone théorique tracée pour un âge de 327.7 Ma mais reste cependant dans les enveloppes d'erreur. La valeur du MSWD (1,0 pour 51 analyses) montre que cet âge est statistiquement recevable. L'âge isochrone U-Th/Pb à $327.7 \pm 6 \text{ Ma}$ des domaines de cœur de monazites issues de la partie leucosomiale de cette migmatite est interprété comme la trace d'un événement métamorphique ayant affecté la source du magma. On note toutefois, que cet âge chevauche de 0.1 Ma l'âge des domaines de bordure.

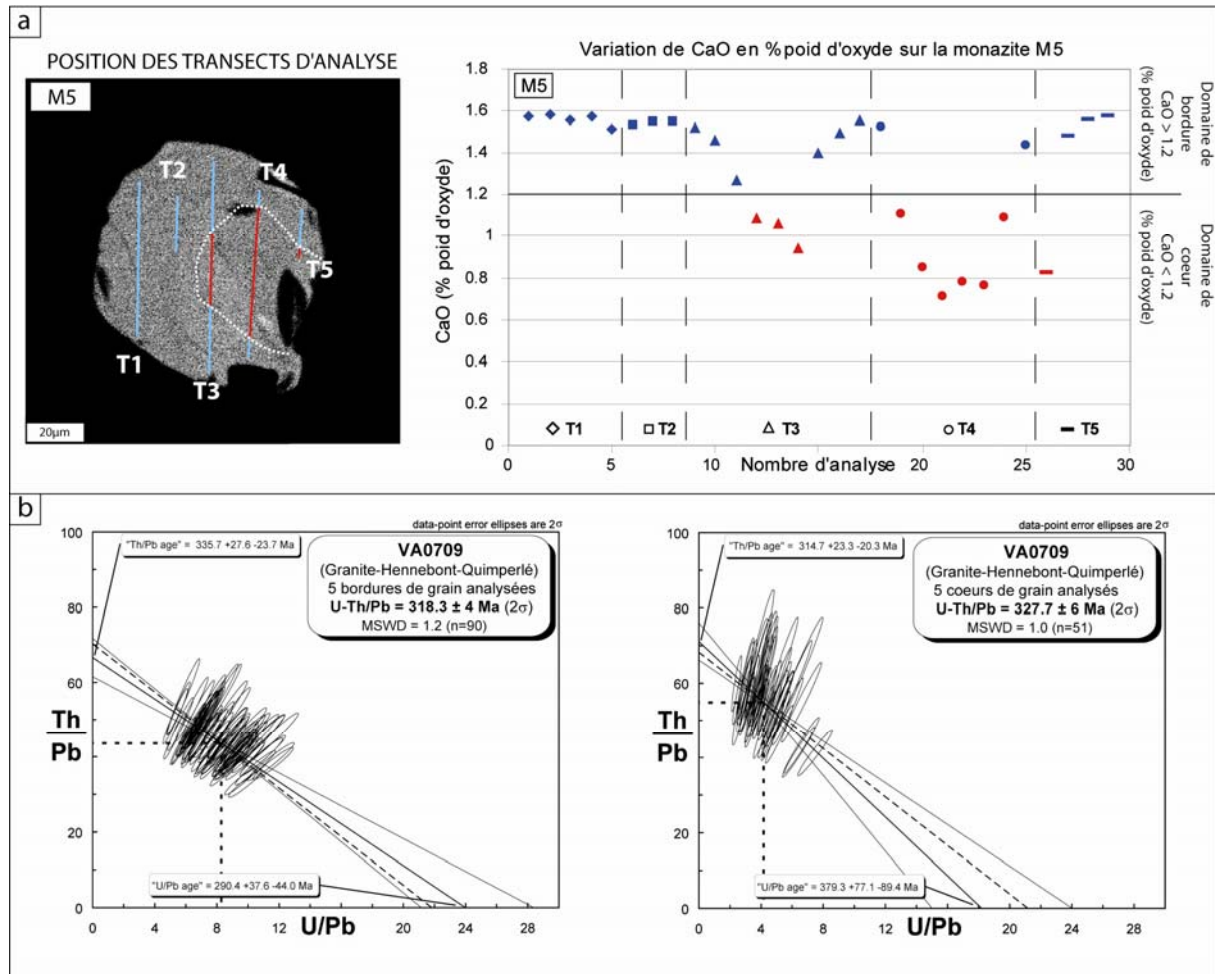


Figure V.5 : (a) Image MEB du grain M5, dont la texture est représentative des monazites datées pour cet échantillon et variations de la quantité de CaO (% poids d'oxyde) donnés à titre d'exemple le long des transects d'analyse effectués sur le grain M5. Deux populations chimiques peuvent être mises en évidence correspondant à un domaine de cœur et un domaine de bordure du grain. (b) calcul par la méthode de datation chimique U-Th/Pb sur monazite, des âges isochrones pour les domaines de bordure et pour les domaines de cœur de l'échantillon VA0709.

Les âges situés autour de ~ 320 Ma, obtenus pour l'échantillon VA0609 et pour les domaines de bordure de grains de monazite de l'échantillon VA0709, sont interprétés comme l'âge du dernier épisode de fusion partielle, puisqu'ils sont identiques dans leur barre d'erreur et ont été obtenus notamment à partir de domaines de bordure de grains de monazite. L'âge des domaines de cœur des grains de monazites de l'échantillon VA0709 daté à $327,7 \pm 6$ Ma recoupe (~ 2 Ma), dans la barre d'erreur, l'âge reconnu comme celui du dernier épisode de

fusion partielle des migmatites de cette zone, mais pourrait être interprété comme un âge hérité d'un événement métamorphique antérieur.

3 Age de la fusion partielle pour les migmatites de la zone de la Baie d'Étel

Les migmatites situées au Nord de la Baie d'Étel sont caractérisées par une foliation plate marquée par l'alternance de bandes de leucosome, riche en quartz et en feldspath, et de mélanosome riche en minéraux ferro-magnésien restitiques (Figure V.6 A, B). Cette foliation plate est rarement observée dans le Domaine Sud Armoricain. La zone de prélèvement se situant dans le prolongement vers l'Est des structures synformes et antiformes observées dans la zone d'Hennebont-Quimperlé, il est probable que cette foliation plate reflète une culmination structurale.

Trois échantillons de migmatite (VA1009, VA1109 et VA0809) et un échantillon de granite d'anatexie (VA0909) ont été prélevés dans la zone de la Baie d'Étel (Figure V.7). L'échantillon de granite est issu d'un corps granitique allongé dans la foliation des migmatites. Pour les échantillons de migmatites, les lames minces, à partir desquelles les cristaux de monazite ont été analysés de façon *in situ*, ont été réalisées exclusivement dans les leucosomes de la migmatite (Figure V.6 A).

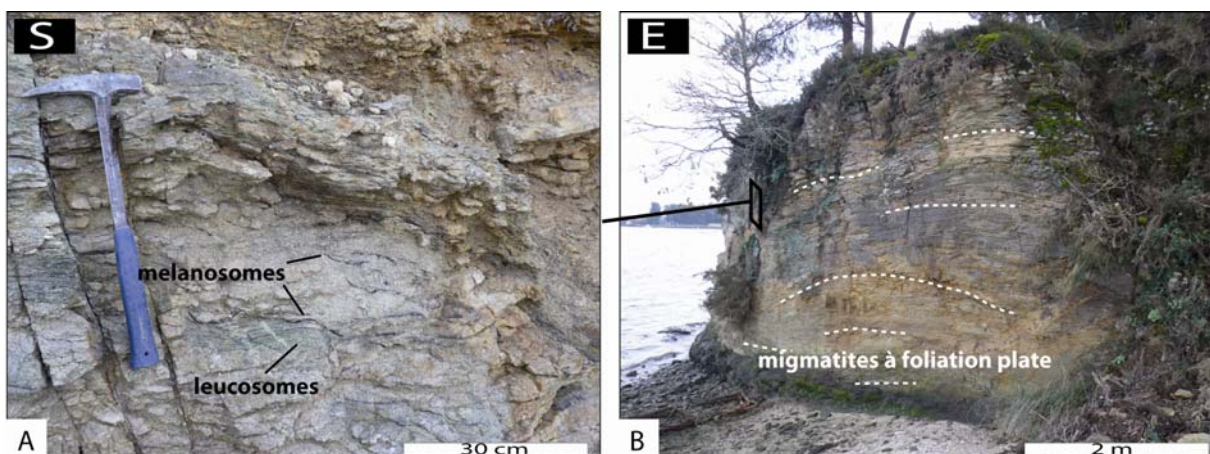


Figure V.6 : Affleurement représentatif des migmatites du Nord de la Baie d'Étel et de leur géométrie horizontale.

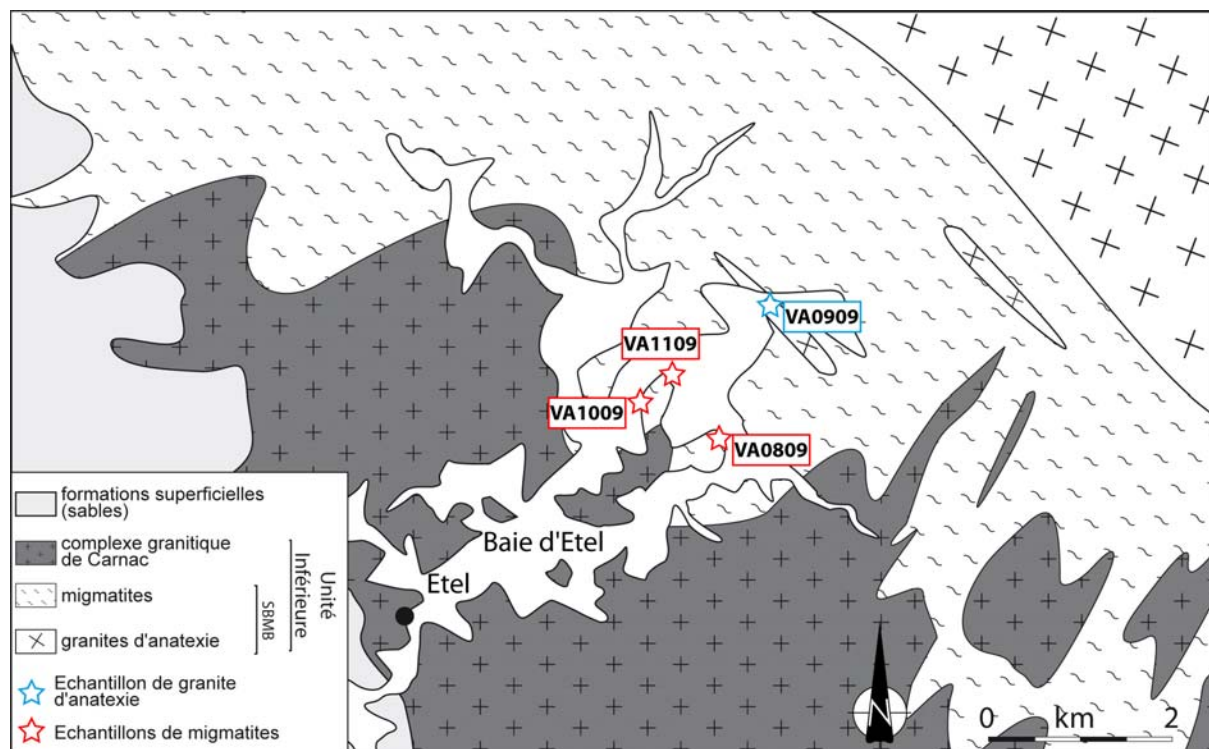


Figure V.7 : Carte géologique simplifiée de la zone de la Baie d'Etel avec la localisation géographique des échantillons prélevés.

3.1 Description microscopique des grains analysés

Des quatre échantillons prélevés, seul l'échantillon VA1009 contient des monazites de taille suffisamment grandes pour être analysées à la microsonde électronique. Les monazites de cet échantillon sont néanmoins de petite taille n'excédant que rarement $50\mu\text{m}$ (Figure V.8). Dans cet échantillon les grains de monazite se situent la plupart du temps en joint de grains de quartz et de feldspaths et rarement en inclusion dans des biotites. Indépendamment de leur position texturale dans la roche, ces monazites présentent deux types de texture, certaines apparaissent homogène au MEB (Figure V.8 M2 et M3) alors que d'autres sont caractérisées par une zonation de type « patchy zoning » (Figure V.8 M6 et M8). Les analyses ponctuelles multiélémentaires réalisées à la microsonde électronique, ne montrent en revanche aucune variation de composition chimique significative intra ou inter grains.

3.2 Résultat isochrone de la datation chimique U-Th/Pb sur monazite

Age de l'échantillon VA1009

Dans le diagramme isochrone ($\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$) (Figure V.8), les rapports U/Pb et Th/Pb et leurs ellipses ont une distribution étalée permettant une bonne contrainte de l'âge Th/Pb ($339.2 \pm 17.0 \text{ Ma} - 15.5 \text{ Ma}$) et de l'âge U/Pb ($300.9 \pm 26.6 \text{ Ma} - 29.1 \text{ Ma}$). Ces âges se recoupent nettement en tenant compte de leurs barres d'erreurs. La droite de régression calculée pour ces analyses est assez éloignée de l'isochrone théorique tracée pour un âge de 325.5 Ma mais reste dans les enveloppes d'erreur. La valeur du MSWD (1.1 pour 113 analyses) montre que cet âge est statistiquement recevable. L'âge isochrone U-Th/Pb à $325.5 \pm 6 \text{ Ma}$ des monazites issues de la partie leucosomiale de cette migmatite peut être interprété comme celui de l'épisode de fusion partielle des migmatites du secteur de la Baie d'Étel.

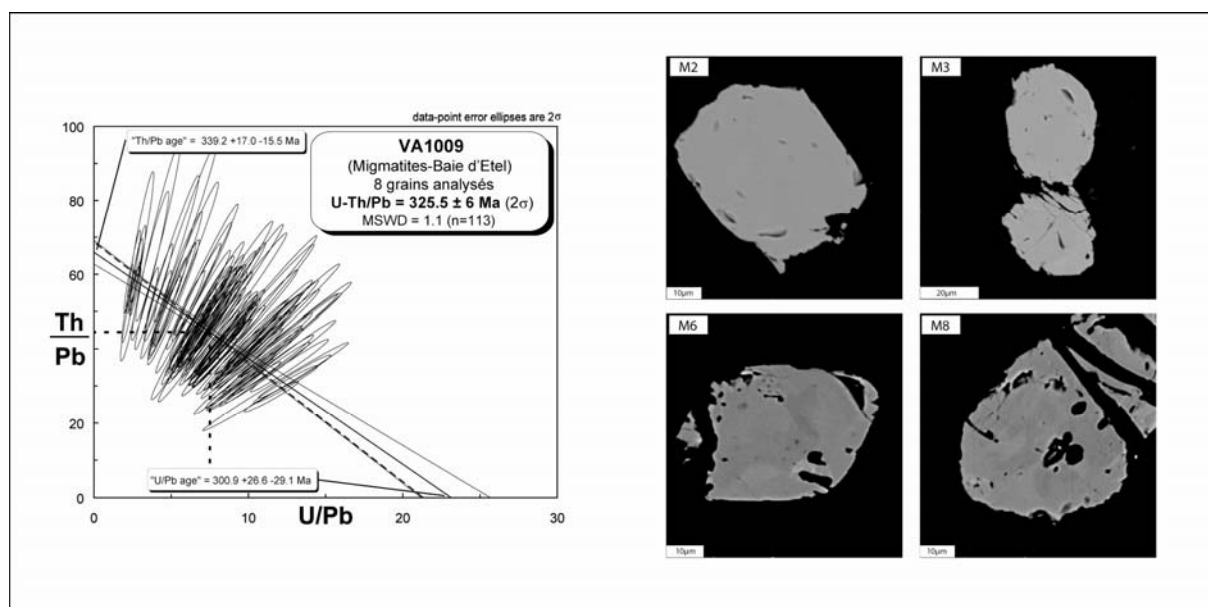


Figure V.8 : Age isochrone de l'échantillon VA1009 calculé par la méthode de datation chimique U-Th/Pb sur monazite. Les images MEB des textures représentatives des monazites datées sont indiquées.

4 Age de la fusion partielle pour les migmatites de la zone de l'Estuaire de la Vilaine

Dans cette zone, l'Unité Inférieure est constituée de migmatites et de granite gneissique (notice explicative de Questembert, Plaine et al., 1984b). Ces migmatites semblent être issues

de matériaux à majorité orthogneissiques. Au sein de cette unité, l'anatexie n'est pas homogène et semble s'intensifier vers le Nord (notice explicative de Questembert, Plaine et al., 1984) évoluant juste au Sud du CSA jusqu'à la formation du massif granitique de S^{te}-Anne d'Auray. Ces roches sont caractérisées par une foliation sub-verticale orientée parallèlement au CSA. Deux échantillons ont été prélevés dans les leucosomes de la migmatite de cette zone (Figure V.9). Les cristaux de monazite ont été analysés par la méthode *in situ* sur lames minces polies.

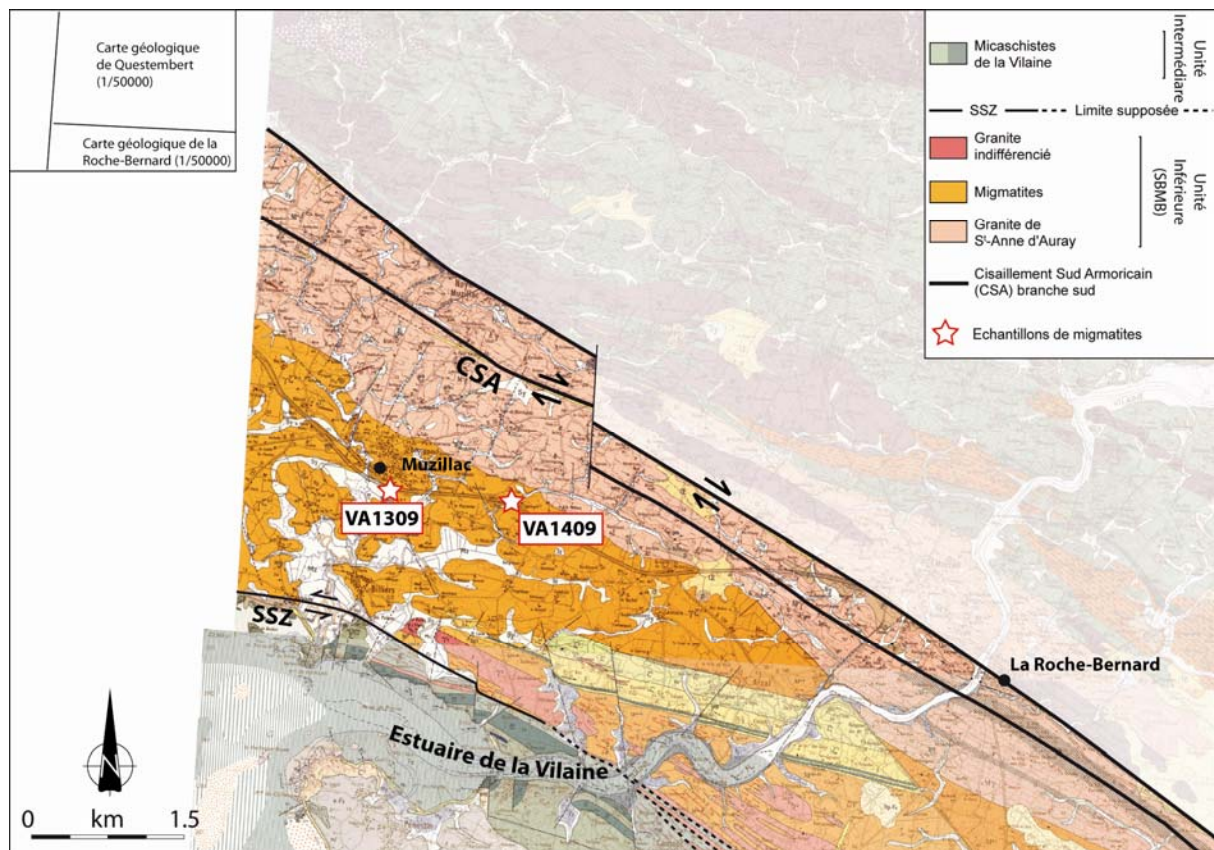


Figure V.9 : Extraits des cartes géologiques au 1/50000 de Questembert (Plaine et al., 1984) et de la Roche-Bernard (Audren et al., 1975) avec la localisation géographique des échantillons prélevés pour la datation des migmatites de la zone de l'Estuaire de la Vilaine.

4.1 Description microscopique des grains analysés

L'échantillon VA1409 contient des monazites de taille moyenne (50µm à 100µm) (Figure V.10). Dans la lame mince les grains de monazite se situent le plus souvent en joint de grains de quartz et de feldspaths ou en joint de grain de biotite de quartz et de feldspath. Les grains

de biotite sont alors très altérés. Indépendamment de la position texturale des grains de monazite dans la roche, tous les types de texture de grain sont représentées : grains à texture homogène (Figure V.10 M1 et M2), grains avec une texture de type cœur-bordure (Figure V.10 M3), et grains présentant une texture de type « patchy zoning » (Figure V.10 M4). Les analyses ponctuelles multi élémentaires réalisées à la microsonde électronique, ne montrent cependant aucune variation de composition chimique significative intra ou inter grains.

L'échantillon VA1309 contient des monazites de taille pouvant excéder 150 μ m (Figure V.10). Les grains de monazites sont situés en inclusion dans des grains de biotite souvent altérés et par ailleurs assez rares dans la lame mince et très rarement en joint de grain de quartz et de feldspaths. Les grains de monazite sont pour la plupart de texture homogène, mais certains peuvent présenter une texture de type « patchy zoning ». Les analyses ponctuelles multiélémentaires réalisées à la microsonde ne montrent cependant aucunes variations de composition chimique significative intra ou inter grains.

4.2 Résultats isochrones des datations chimiques U-Th/Pb sur monazite

4.2.1 Age de l'échantillon VA1409

Dans le diagramme isochrone ($\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$) (Figure V.10), les rapports U/Pb et Th/Pb et leurs ellipses ont une distribution étalée permettant une bonne contrainte de l'âge Th/Pb (325.5 +19.0 Ma -17.0 Ma) et de l'âge U/Pb (311.1 +14.3 Ma -15.9 Ma). Ces âges se recoupent nettement en tenant compte de leurs barres d'erreurs. La droite de régression calculée pour ces analyses, très proche de l'isochrone théorique tracée pour un âge de 319.4 Ma et la valeur du MSWD (1.1 pour 93 analyses) montre que cet âge est statistiquement recevable. L'âge isochrone U-Th/Pb est calculé à 317.7 ± 2 Ma.

4.2.2 Age de l'échantillon VA1309

Dans le diagramme isochrone ($\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$) (Figure V.10), les rapports U/Pb et Th/Pb et leurs ellipses ont une distribution peu étalée permettant tout de même une bonne contrainte de l'âge Th/Pb (327.3 +14.0 Ma -12.9 Ma) et une contrainte de l'âge U/Pb (319.1 +51.8 Ma -56.4 Ma) entaché d'une erreur plus forte. Ces âges indépendants se recoupent nettement en

tenant compte de leurs barres d'erreurs. La droite de régression calculée pour ces analyses est quasiment confondue avec l'isochrone théorique tracée pour un âge de 325.7 Ma. La valeur du MSWD (1.0 pour 131 analyses) montre que cet âge est statistiquement recevable. L'âge isochrone U-Th/Pb est calculé à 325.7 ± 5 Ma.

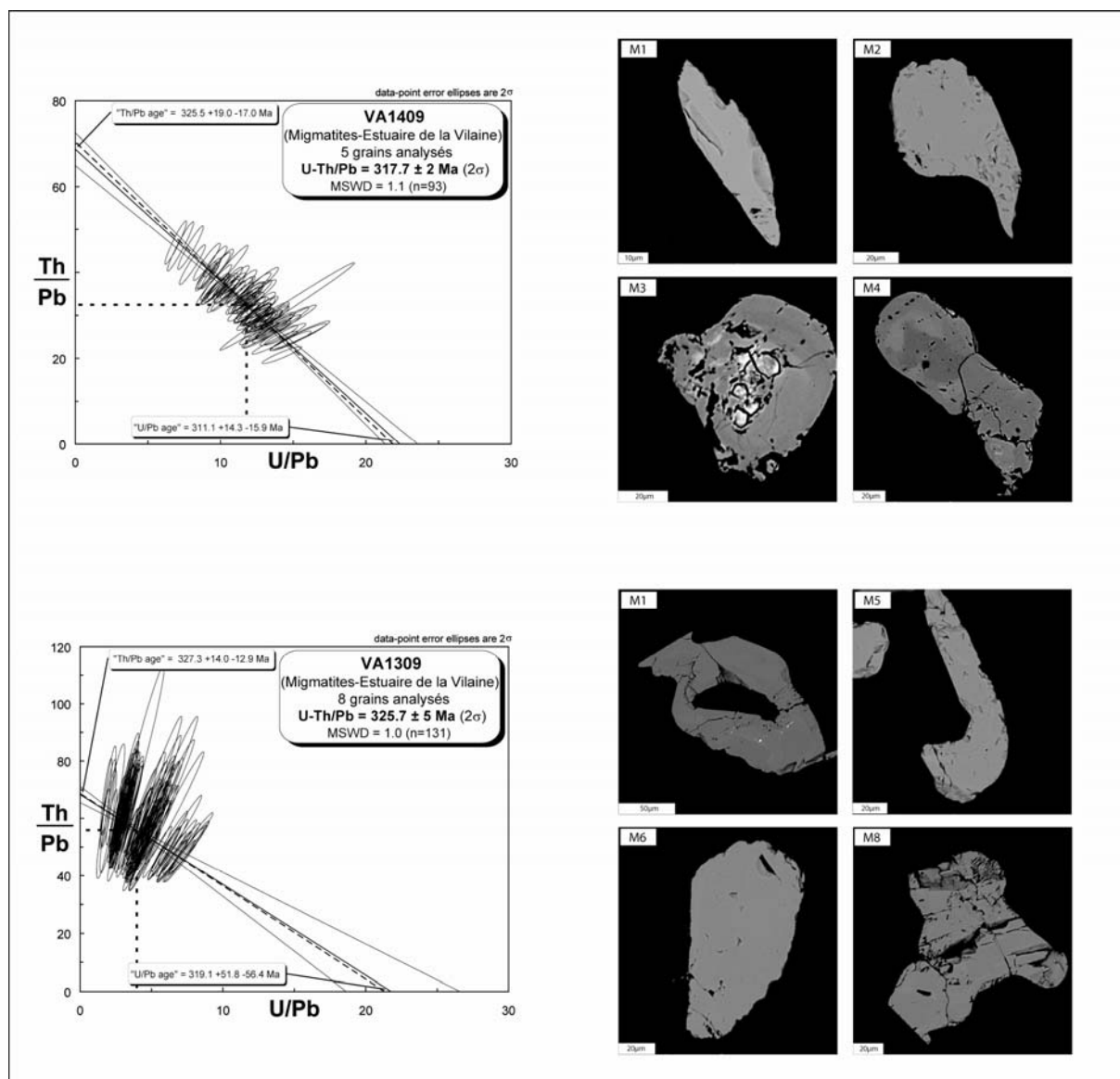


Figure V.10 : Ages isochrones des échantillons VA1409 et VA1309 calculés par la méthode de datation chimique U-Th/Pb sur monazite. Les images MEB des textures représentatives des monazites datées sont indiquées pour chaque échantillon.

Les âges des deux échantillons de migmatites prélevés dans cette zone sont très proches, pourtant ils ne se recoupent pas dans leur barre d'erreur. Puisqu'ils ont tout deux été

déterminés sur des échantillons de leucosome, ces âges seront considérés comme l'âge probable de la fusion partielle des migmatites. Ces résultats suggèrent que cet âge se situe entre ~325 Ma et ~320 Ma.

5 Age de l'anatexie dans la zone de S^t-Nazaire

Situé au SE du CSA, la zone de S^t-Nazaire est constituée d'un dôme composé de migmatites et de granites appartenant à l'Unité Inférieure (Cogné et al., 1973b). Ce dôme migmatitique et granitique est limité au Nord par l'Unité Intermédiaire des micaschistes de la Vilaine et au Sud par les micaschistes et les porphyroïdes de Bretagne appartenant également à l'Unité Intermédiaire (Figure V.12). Nos observations de terrain se sont concentrées au Nord de la Loire, le massif granitique situé au Sud n'ayant pas été observé (le volet « structural » de nos observations sera présenté dans le chapitre VI).

Les migmatites du dôme de S^t-Nazaire (reconnue comme des métatexites par Cogné et al. (1973b)) sont constituées de l'alternance de bandes de leucosome pegmatitiques riches en quartz et en feldspath et pauvre en biotite, et de mélanosome riches en biotite et pouvant contenir parfois du grenat et de la sillimanite (Figure V.11 D). La foliation migmatitique marquée par cette alternance possède un pendage vers le N-NO au Nord du dôme et vers le S-SE au Sud du dôme. Au sein du dôme, des corps d'importance cartographique de restites de 100m à 200m d'épaisseur soulignent la structure générale du dôme (carte géologique au 1/50000 de S^t-Nazaire, Cogné et al., 1973a). Ces restites, désignées sous le terme de morbihanite, affleurant de façon spectaculaire sur les falaises côtière à l'est de Pornichet, sont composées de biotite et de sillimanite en grande proportion, et de grenat de taille atteignant parfois 1cm.

Dans l'Unité Inférieure, le leucogranite de Guérande, affleure sur une surface de près de 80 km² (cartes géologiques au 1/50000 de La Roche-Bernard (Audren et al., 1975) et S^t-Nazaire (Cogné et al., 1973a), au toit NO du dôme de S^t-Nazaire (Figure V.12). Les travaux d'Audren et Lefort (1977) suggèrent que ce granite s'étend en mer largement vers l'Ouest, sans pour autant que sa connexion avec le granite d'Hoëdic ne soit faite. Le leucogranite de Guérande est un granite à grain grossier (>5mm), présentant de rares grains de biotite ainsi que de muscovite secondaire de taille centimétrique. Ce granite possède une fabrique planaire faiblement pentée vers le Nord (Figure V.11 A), et semble s'insinuer comme une plaque mince parallèlement à l'interface entre les unités Inférieure et Intermédiaire (Bouchez et al.,

1981). Ce granite est interprété comme le résultat de la fusion partielle des migmatites sous-jacentes (Bouchez et al., 1981). La limite entre le granite et les migmatites du dôme de S^t-Nazaire n'est pas claire sur le terrain. Elle est marquée par un faciès intermédiaire entre un faciès leucogranitique typique du granite de Guérande et un faciès migmatitique observé au cœur du dôme de S^t-Nazaire (Figure V.11 C). On reconnaît, au sein de l'Unité Inférieure, une autre génération de granite de beaucoup plus faible extension cartographique. Sur la carte géologique au 1/50000 de S^t-Nazaire (Cogné et al., 1973a), ces corps granitiques ne sont d'ailleurs parfois pas cartographiés. Cette génération de granite est reconnue aussi bien au cœur du dôme, dans la migmatite, qu'au niveau de la limite entre le granite de Guérande et la migmatite. Ce granite se présente aussi en filons intrusifs dans le granite de Guérande (Figure V.11 B), ce qui impose qu'il soit forcément plus jeune que ce dernier. Le contact entre ce granite et les migmatites n'a en revanche jamais été observé, on ne peut donc pas savoir s'il est issu de la fusion partielle des migmatites du dôme de S^t-Nazaire ou s'il lui est antérieur. A l'affleurement, il s'agit d'un granite à grain fin, à biotites et rares muscovites. Ce granite parfois structuré, peut contenir des enclaves restitiques constituées majoritairement de biotite. Certains affleurements de ce granite tardif peuvent présenter de nombreux phénocristaux de feldspath potassique, il est alors cartographié sous le nom de gneiss nébulitique (carte géologique au 1/50000 de S^t-Nazaire, Cogné et al., 1973a).

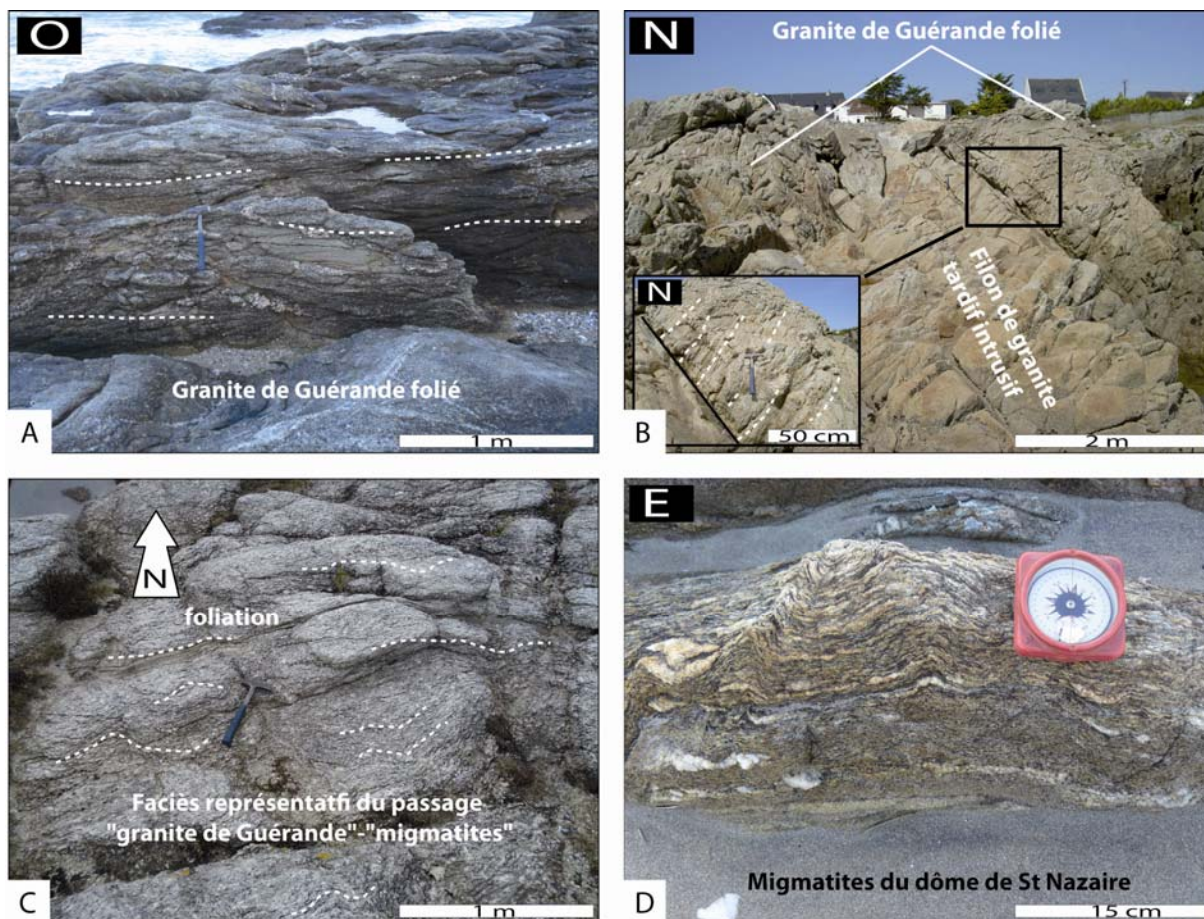


Figure V.11 : Clichés d'affleurements, représentatifs des formations géologiques datées issues de la fusion partielle reconnue dans le dôme de S^t-Nazaire. La localisation cartographique des clichés est donnée dans la Figure V.12.

Dans cette zone, l'âge admis pour l'épisode de fusion partielle des migmatites est de ~360 Ma, et l'âge de mise en place du granite de Guérande est estimé à ~320 Ma (Vidal, 1974 : référence dans la notice de la carte géologique au 1/50000 de St-Nazaire, (Cogné et al., 1973a)). La localisation des échantillons datés, ainsi que leur nature exacte, ne sont en revanche pas disponibles ce qui rend l'interprétation de ces âges difficile.

Pour cette zone, nous proposons donc de dater à la fois les migmatites constitutives du dôme de S^t-Nazaire, les enclaves restitiques, le leucogranite de Guérande, ainsi que le granite à grain fin intrusif dans le leucogranite de Guérande afin d'appréhender l'âge de la fusion partielle dans cette zone.

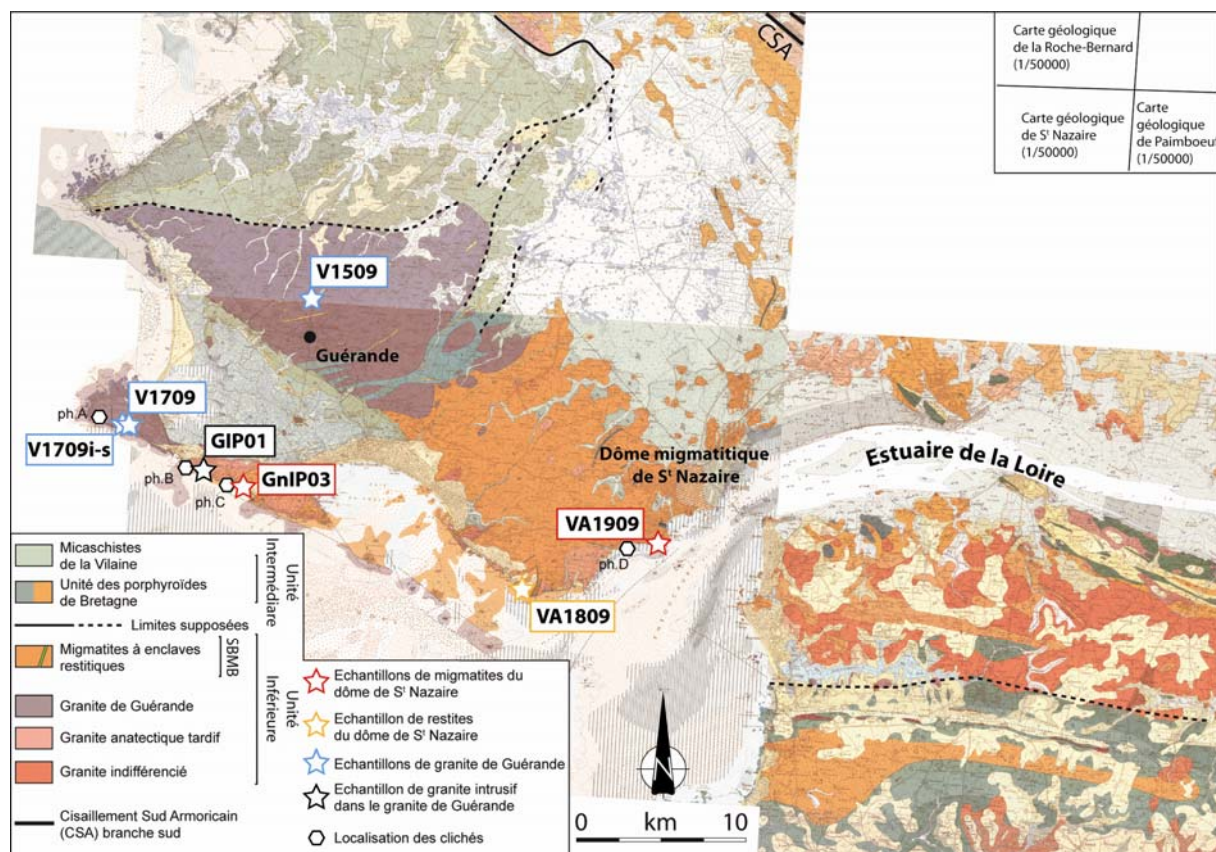


Figure V.12 : Extraits des cartes géologiques au 1/50000 de la Roche-Bernard (Audren et al., 1975) de St-Nazaire (Cogné et al., 1973a) et de Paimboeuf (Ters et al., 1978a). Y sont représentés la localisation géographique des échantillons prélevés pour la datation des migmatites, des restites, du granite de Guérande et du granite intrusif dans le granite de Guérande. Sur ces extraits de carte figure également la localisation des clichés présentés en Figure V.11.

5.1 Age de la fusion partielle pour les migmatites du dôme de S^t-Nazaire

Un échantillon de « migmatites » (GnIP03), un échantillon de leucosome pegmatitique des migmatites du cœur du dôme (VA1909), et un échantillon de restite (VA1809) ont été prélevés au sein de la zone de S^t-Nazaire. L'échantillon VA1909, à partir duquel a été réalisée une lame mince polie, provient d'un leucosome pegmatitique concordant à la foliation probablement issu de la fusion partielle des migmatites (Figure V.13). L'échantillon GnIP03, dont une lame mince polie a également été réalisée, a été prélevé sur un affleurement côtier proche du granite de Guérande (Figure V.12). A cet endroit, les « migmatites » s'apparentent à un gneiss migmatitique riche en minéraux quartzo-feldspathique (Figure V.11 C). La

foliation migmatitique n'est pas marquée par l'alternance de bandes de leucosome et de mélanosome. Les plans de foliation très resserrés ont un pendage faible vers le Nord, et sont marqués par des alignements de muscovite et de biotite. Ce faciès semble constituer la « transition » entre le granite de Guérande au sens strict situé à l'Ouest (Figure V.11 A) et les migmatites du cœur du dôme situées à l'Est (Figure V.11 D). Une lame mince polie a également été réalisée à partir de l'échantillon de migmatite restitue VA1809.

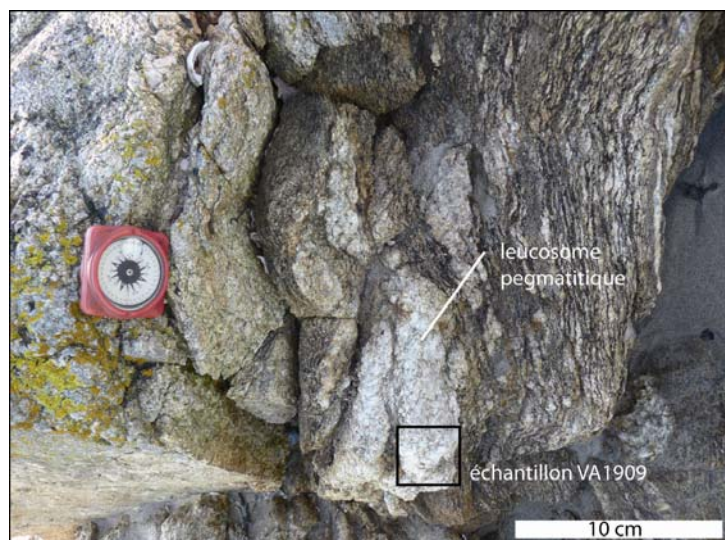


Figure V.13 : Affleurement sur lequel a été prélevé l'échantillon VA1909.

5.1.1 Description microscopique des grains analysés

L'échantillon VA1909 contient deux populations de grains de monazite clairement distinguables. La première population rare dans la lame, est constituée de monazites à texture homogène, de taille moyenne ($<80\mu\text{m}$) très peu altérées, (Figure V.14a M4) situées en inclusion dans des grains de biotite eux mêmes peu altérés. La deuxième population est constituée de nombreuses monazites de grande taille ($<200\mu\text{m}$), pouvant même être parfois de très grande taille ($<400\mu\text{m}$) (Figure V.14a M3). Ces grandes monazites à texture homogène sont pour la plupart altérées et se situent au joint de grains de quartz de feldspath et de biotite. La détection des éléments U, Pb, Nd, Ca, P, Th, Gd, Ce, Si, Sm, La, Y et Pr par analyses ponctuelles multiélémentaires a permis de discriminer chimiquement ces deux populations de monazite, notamment grâce à l'observation de leur teneur moyenne respective en Pb (Figure V.14a). Dans la Figure V.14, nous avons choisi de présenter les variations de teneur en Pb (ppm), mais les variations des autres éléments (U, Nd, Ca, P, Th, Gd, Ce, Si, Sm, La, Y et Pr)

permettent également de distinguer chimiquement les deux populations de monazites observées.

L'échantillon GnIP03 contient des monazites de taille très variable, allant de 30 μ m à plus de 200 μ m. Toutes ces monazites présentent au MEB une texture homogène et sont situées indépendamment de leur taille au joint de grain de quartz de feldspath et de biotite, ou en inclusion dans des grains de biotite (Figure V.15). Toutes les biotites observées présentent par ailleurs une déstructuration mécanique (ou chimique) du grain, observée le long de leur plans de clivage. Cette déstructuration pourrait être issue aussi bien de phénomènes endogènes que de phénomènes météoriques. On peut noter que les grains de monazite sont souvent associés à la présence d'apatite et de zircon. Les analyses ponctuelles multiélémentaires réalisées à la microsonde électronique ne montrent aucune variation chimique significative inter ou intra grain.

L'échantillon VA1809 contient des grains de monazite de taille moyenne (~100 μ m) (Figure V.16). Ces grains souvent altérés sont caractérisés par une texture homogène. Ils se situent en joint de grain de quartz et de feldspath, ou en inclusion dans le quartz dans le feldspath et dans la biotite souvent très altérée (Figure V.16). Les analyses ponctuelles multiélémentaires réalisées à la microsonde électronique ne montrent aucune variation chimique significative inter ou intra grain.

5.1.2 Résultats isochrones des datations chimiques U-Th/Pb sur monazite

5.1.2.1 Age de la population de monazite de petite taille de l'échantillon VA1909

Dans le diagramme isochrone ($\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$) (Figure V.14b), les rapports U/Pb et Th/Pb et leurs ellipses ont une distribution peu étalée. Les âges indépendants Th/Pb (347.4 +38.3 Ma - 31.4 Ma) et U/Pb (285.9 +36.2 Ma -44.4 Ma) se recoupent néanmoins en tenant compte de leurs barres d'erreurs. La droite de régression calculée pour ces analyses n'est pas proche de l'isochrone théorique tracée pour un âge de 318.9 Ma, mais reste à l'intérieur des enveloppes d'erreur. La valeur du MSWD (0.9 pour 45 analyses) montre que cet âge est statistiquement recevable. L'âge isochrone U-Th/Pb à 318.9 \pm 4 Ma est interprété comme celui du dernier épisode de fusion partielle. Cet âge est obtenu pour l'analyse d'un seul grain de monazite, il est malgré tout statistiquement parfaitement valable. Les autres monazites représentatives de cette population étant trop petites, n'ont pas pu être analysées.

5.1.2.2 Age de la population de monazite de grande taille de l'échantillon VA1909

Dans le diagramme isochrone ($\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$) (Figure V.14b), les rapports U/Pb et Th/Pb et leurs ellipses ont une distribution peu étalée. Les âges indépendants Th/Pb ($315.2 \pm 28.1 \text{ Ma} - 23.8 \text{ Ma}$) et U/Pb ($354.4 \pm 36.5 \text{ Ma} - 43.2 \text{ Ma}$) se recourent néanmoins nettement en tenant compte de leurs barres d'erreurs. La droite de régression calculée pour ces analyses est proche de l'isochrone théorique tracée pour un âge de 330.6 Ma. La valeur du MSWD (1.0 pour 122 analyses) montre que cet âge est statistiquement recevable. L'âge isochrone U-Th/Pb à $330.6 \pm 3 \text{ Ma}$ est interprété comme la trace d'un événement métamorphique ayant affecté le protolithe de la migmatite.

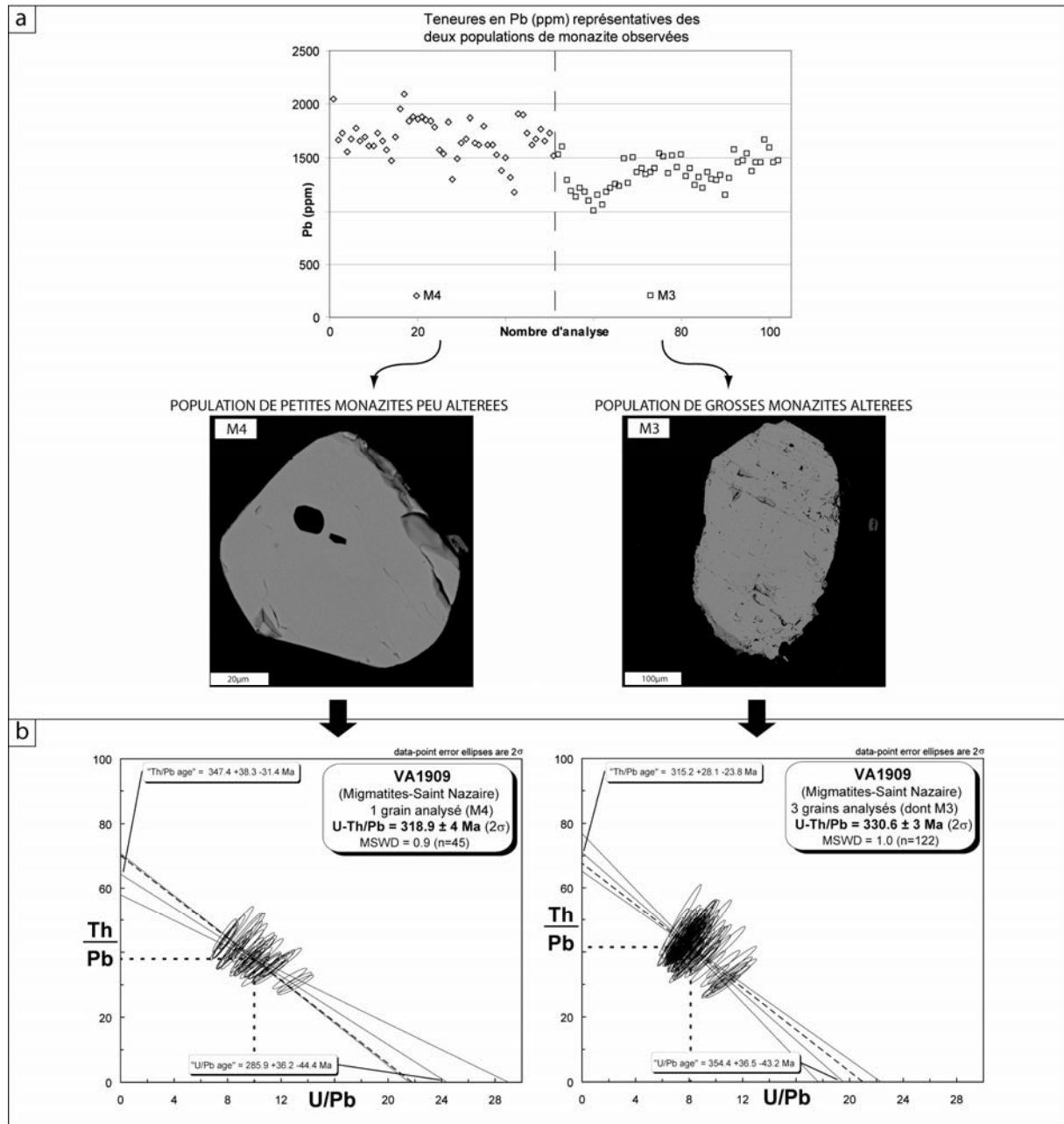


Figure V.14 : (a) Images MEB de grains représentatifs des deux populations de monazite avec leur teneur en Pb (ppm) respective rencontrées dans l'échantillon VA1909. (b) Calcul par la méthode de datation chimique U-Th/Pb sur monazite des âges isochrones pour les deux populations de monazite reconnues.

5.1.2.3 Âge de l'échantillon GnIP03

Dans le diagramme isochrone ($Th/Pb = f(U/Pb)$) (Figure V.15), les rapports U/Pb Th/Pb et leurs ellipses ont une distribution très étalée permettant une bonne contrainte de l'âge Th/Pb ($342.6 +22.6 \text{ Ma} -20.0 \text{ Ma}$) et de l'âge U/Pb ($321.0 +9.9 \text{ Ma} -11.1 \text{ Ma}$). Ces deux âges

indépendants se recoupent nettement en tenant compte de leurs barres d'erreurs. La droite de régression calculée pour ces analyses, est très proche de l'isochrone théorique tracée pour un âge de 327.9 Ma. La valeur du MSWD (1.2 pour 60 analyses) montre que cet âge est statistiquement recevable. L'âge isochrone U-Th/Pb à 327.9 ± 4 Ma est interprété comme celui de la fusion partielle responsable de formation des migmatites.

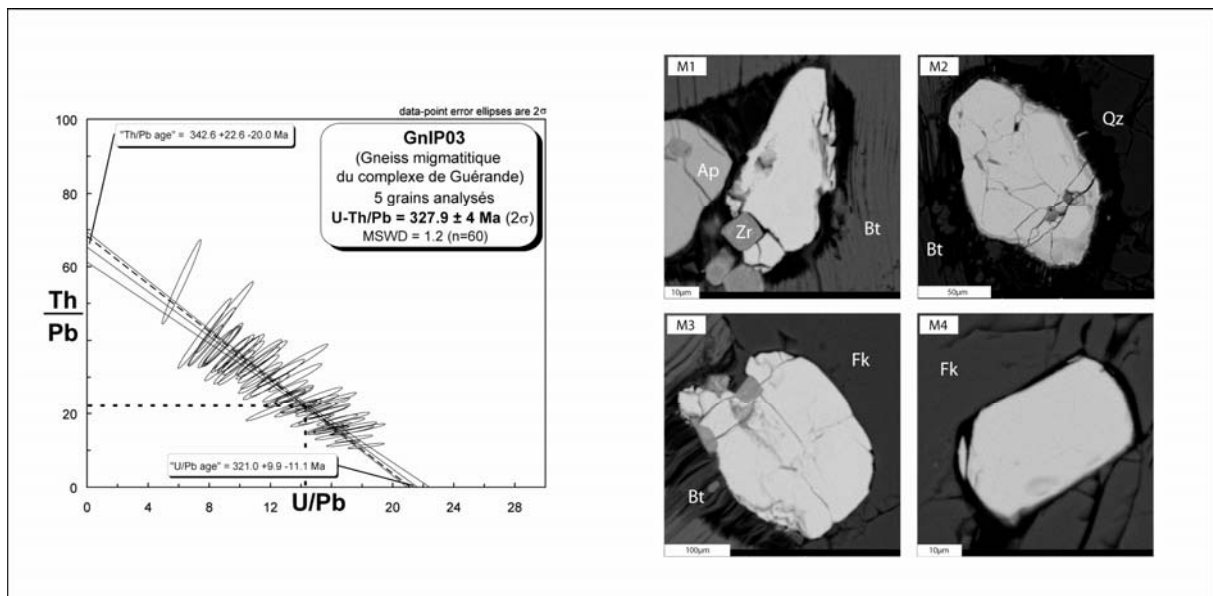


Figure V.15 : Age isochrone de l'échantillon GnIP03 calculé par la méthode de datation chimique U-Th/Pb sur monazite. Les images MEB des textures représentatives des monazites datées sont indiquées.

5.1.2.4 Âge de l'échantillon VA1809

Dans le diagramme isochrone ($\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$) (Figure V.16), les rapports U/Pb Th/Pb et leurs ellipses ont une distribution étalée. Cependant les rapports U/Pb et Th/Pb sont entachés de fortes erreurs comme le montre la taille des ellipses. Les âges indépendants Th/Pb ($372.9 +41.4$ Ma -33.9 Ma) et U/Pb ($319.0 +52.0$ Ma -63.2 Ma) se recoupent nettement en tenant compte de leurs barres d'erreurs. La droite de régression calculée pour ces analyses est comparable avec l'isochrone théorique tracée pour un âge de 351.9 Ma. La valeur du MSWD (1.2 pour 97 analyses) montre que cet âge est statistiquement recevable. L'âge isochrone U-Th/Pb à 351.9 ± 10 Ma est interprété comme celui de la trace d'un événement métamorphique ayant affecté le protolithe des migmatites.

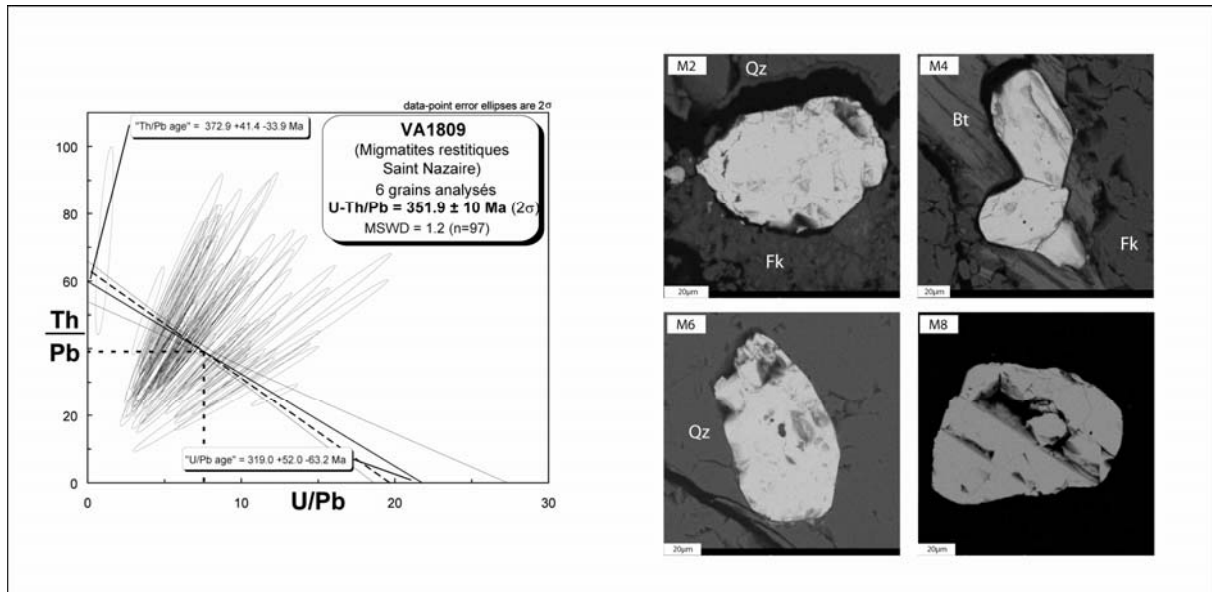


Figure V.16 : Age isochrone de l'échantillon VA1809 calculé par la méthode de datation chimique U-Th/Pb sur monazite. Les images MEB des textures représentatives des monazites datées sont indiquées.

5.2 Age de mise en place du leucogranite de Guérande et du granite intrusif

Deux échantillons ont été prélevés sur des affleurements attribués cartographiquement au granite de Guérande. L'échantillon V1509 est situé au cœur du massif. L'échantillon V1709 provient d'un affleurement représentatif du passage diffus entre le granite et la migmatite (Figure V.11 C). Ces deux affleurements de granite sont caractérisés par une anisotropie planaire à pendage faible vers le Nord. Les échantillons V1709 et V1509 ont été broyés afin de séparer les monazites du granite. Dans le but de garder une information sur la position texturale des grains de monazite dans le granite une lame mince (V1709i-s) a été réalisée à partir de l'échantillon V1709. Un échantillon de granite intrusif dans le granite de Guérande a également été prélevé (GIP01), à partir duquel une lame mince polie a été réalisée.

5.2.1 Description microscopique des grains analysés

L'échantillon V1709i-s contient des monazites de petite taille, n'excédant jamais plus de 40µm. Les grains, tous de texture très homogène au MEB, sont situés en inclusion dans de la biotite et en joint de grain de quartz de feldspath et de biotite (Figure V.17). Les analyses

ponctuelles multiélémentaires réalisées à la microsonde électronique ne montrent aucune variation significative inter ou intra grain.

De l'échantillon broyé V1709 ont été extraites des monazites de très grande taille (>300µm). Ces monazites ont une texture homogène au MEB (Figure V.17). Les analyses ponctuelles multiélémentaires réalisées à la microsonde électronique ne montrent aucune variation significative de la composition chimique ni entre les grains, ni au sein de chaque grain.

L'échantillon broyé V1509 contient des monazites de très grande taille pouvant atteindre des tailles de 350µm. Ces monazites ont une texture homogène au MEB (Figure V.17). Les analyses ponctuelles multiélémentaires réalisées à la microsonde électronique ne montrent aucune variation significative inter ou intra grain de la composition chimique de ces monazites.

L'échantillon de granite tardif GIP01 contient de nombreuses monazite de taille moyenne (~50µm). Ces monazites sont situées en joint de grain de quartz de feldspath et de biotite (Figure V.18). On peut noter que les grains de monazite cristallisent souvent le long d'un plan de clivage de biotite par ailleurs très peu altérée (Figure V.18 M2). Les analyses ponctuelles multiélémentaires réalisées à la microsonde électronique ne montrent aucune variation significative inter ou intra grain de la composition chimique de ces monazites.

5.2.2 Résultats isochrones des datations chimiques U-Th/Pb sur monazite

5.2.2.1 Âge de la lame mince V1709i-s

Dans le diagramme isochrone ($\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$) (Figure V.17), les rapports U/Pb Th/Pb et leurs ellipses ont une distribution étalée permettant une bonne contrainte des âges Th/Pb (349.7 +27.6 Ma -23.9 Ma) et U/Pb (305.9 +21.6 Ma -24.9 Ma). Ces âges indépendants se recoupent nettement en tenant compte de leurs barres d'erreurs. La droite de régression calculée pour ces analyses n'est pas proche de l'isochrone théorique tracée pour un âge de 326.7 Ma, mais reste néanmoins dans les enveloppes d'erreur. La valeur du MSWD (0.8 pour 65 analyses) montre que cet âge est statistiquement recevable. L'âge isochrone U-Th/Pb à 326.7 ± 5 Ma est interprété comme celui de la cristallisation des monazites dans le granite et donc comme celui de sa mise en place.

5.2.2.2 Âge de l'échantillon V1709

Dans le diagramme isochrone ($\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$) (Figure V.17), les rapports U/Pb Th/Pb et leurs ellipses ont une distribution étalée permettant une bonne contrainte des âges Th/Pb (339.9 +16.8 Ma -15.3 Ma) et U/Pb (307.8 +24.3 Ma -26.7 Ma). Ces âges indépendants se recourent nettement en tenant compte de leurs barres d'erreurs. La droite de régression calculée pour ces analyses n'est pas proche de l'isochrone théorique tracée pour un âge de 327.7 Ma, mais reste néanmoins dans les enveloppes d'erreur. La valeur du MSWD (1.2 pour 194 analyses) montre que cet âge est statistiquement recevable. L'âge isochrone U-Th/Pb à 327.7 ± 3 Ma est interprété comme celui de la cristallisation des monazites dans le granite et donc comme celui de sa mise en place. Il est par ailleurs identique à l'âge des monazites de la lame mince VA1709i-s.

5.2.2.3 Âge de l'échantillon V1509

Dans le diagramme isochrone ($\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$) (Figure V.17), les rapports U/Pb Th/Pb et leurs ellipses ont une distribution peu étalée permettant une assez mauvaise contrainte des âges Th/Pb (362.1 +69.4 Ma -50.2 Ma) et U/Pb (291.7 +73.4 Ma -103.4 Ma) alors entaché de barre d'erreur fortes. Ces âges indépendants se recourent néanmoins en tenant compte de leurs barres d'erreurs. La droite de régression calculée pour ces analyses n'est pas proche de l'isochrone théorique tracée pour un âge de 333.6 Ma, mais reste néanmoins dans les enveloppes d'erreur. La valeur du MSWD (0.8 pour 143 analyses) montre que cet âge est statistiquement recevable. L'âge isochrone U-Th/Pb à 333.6 ± 4 Ma, quoique légèrement plus vieux que les deux précédents, est également interprété comme celui de la dernière cristallisation des monazites dans le granite et donc comme celui de sa mise en place.

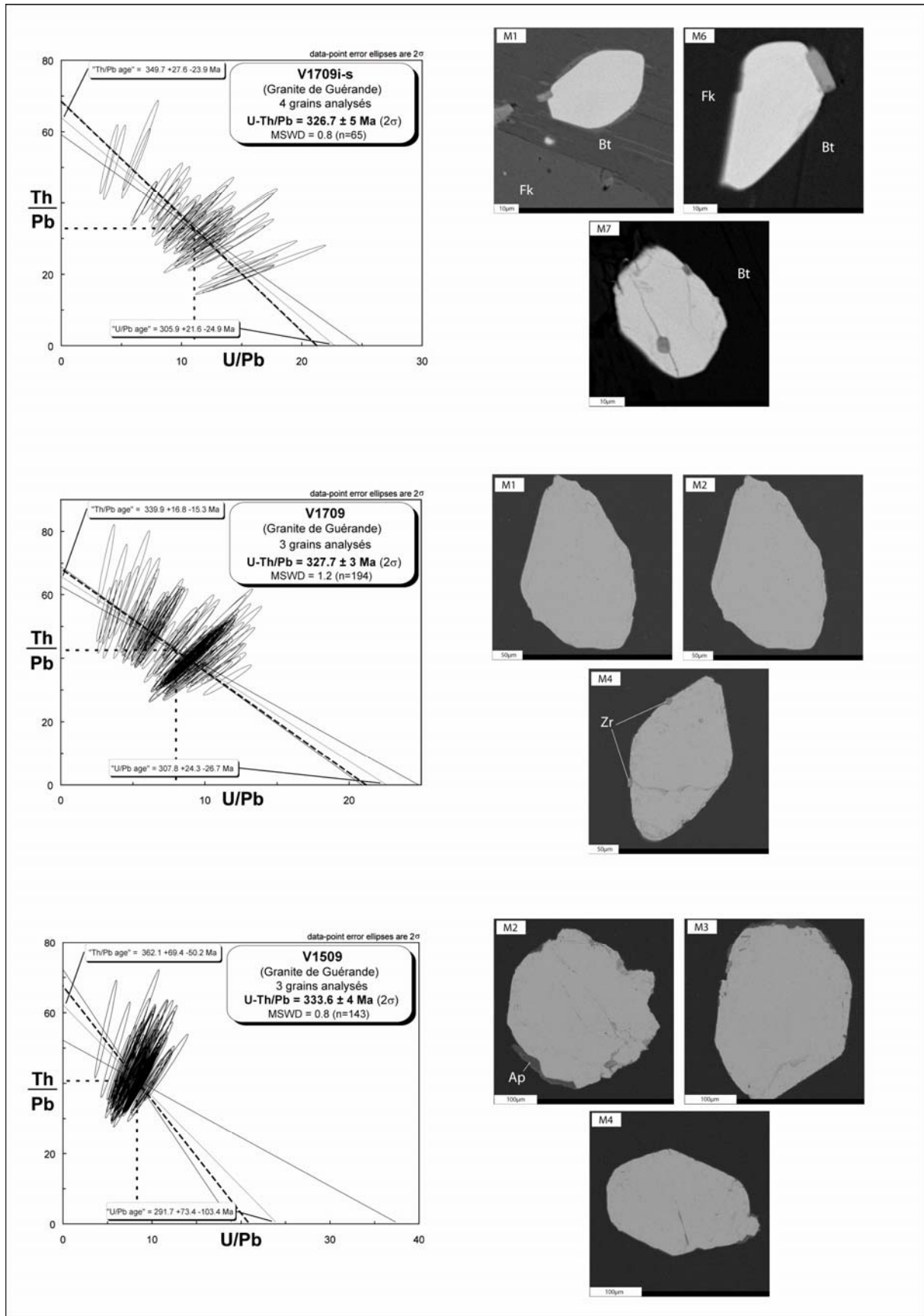


Figure V.17 : Ages isochrones des échantillons V1709i-s, V1709 et V1509 calculés par la méthode de datation chimique U-Th/Pb sur monazite. Les images MEB des textures

représentatives des monazites datées sont indiquées pour chaque échantillon. Le contexte textural des monazites de la lame mince V1709i-s est visible sur les images MEB. Les contrastes ne sont néanmoins pas optimaux pour toutes les images.

5.2.2.4 Âge de l'échantillon GIP01

Dans le diagramme isochrone ($\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$) (Figure V.18), les rapports U/Pb Th/Pb et leurs ellipses ont une distribution assez étalée permettant une bonne contrainte des âges Th/Pb ($329.6 \pm 10.2 \text{ Ma} - 9.6 \text{ Ma}$) et U/Pb ($306.3 \pm 32.0 \text{ Ma} - 35.0 \text{ Ma}$). Ces âges indépendants se recoupent nettement en tenant compte de leurs barres d'erreurs. La droite de régression calculée pour ces analyses est comparable à celle de l'isochrone théorique tracée pour un âge de 324.5 Ma. La valeur du MSWD (1.2 pour 154 analyses) montre que cet âge est statistiquement recevable. L'âge isochrone U-Th/Pb à $324.5 \pm 4 \text{ Ma}$ est interprété comme celui de la mise en place du granite.

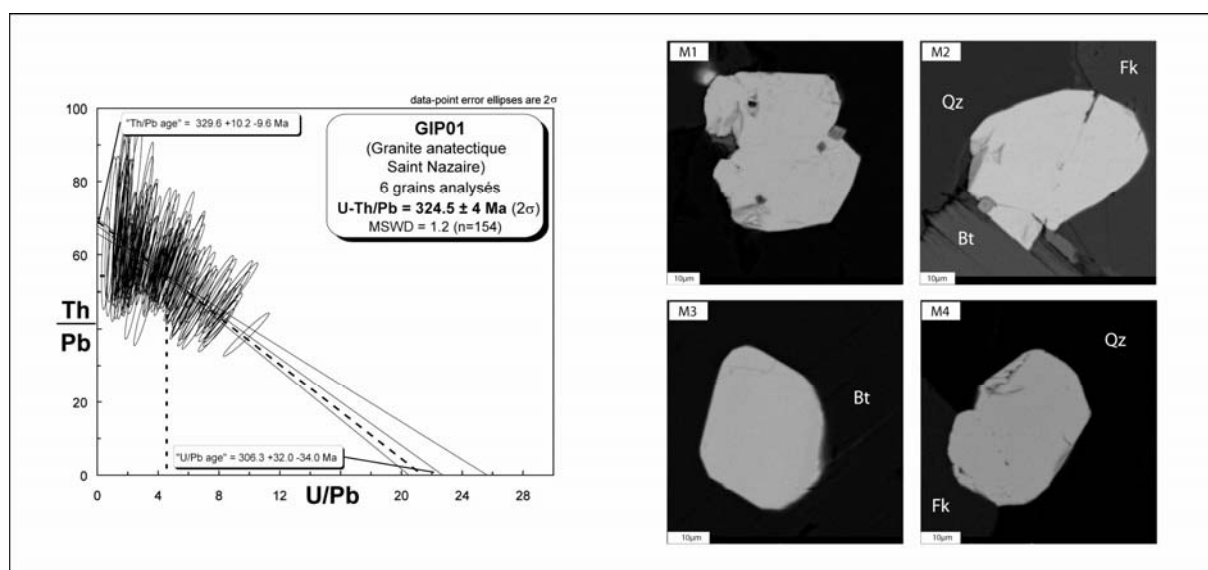


Figure V.18 : Age isochrone de l'échantillon GIP01 calculé par la méthode de datation chimique U-Th/Pb sur monazite. Les images MEB des textures représentatives des monazites datées sont indiquées.

5.3 Interprétation des résultats sur l'anatexie du dôme de S^t-Nazaire

Sur la base des distinctions texturales et chimiques de deux populations de monazite contenues dans l'échantillon migmatitique VA1909, deux âges ne se recoupant pas dans leur barre d'erreur, ont pu être calculés. L'âge le plus jeune déterminé à 318.9 ± 4 Ma est interprété comme celui d'un épisode tardif de fusion partielle ayant produit les migmatites constitutives du dôme de S^t-Nazaire, et à l'origine de la mise en place des filons pegmatitiques concordant dans la foliation. Il est par ailleurs synchrone de l'épisode de fusion partielle reconnu entre ~ 325 et ~ 320 Ma dans les zones de Hennebont-Quimperlé, de la Baie d'Étel, du Golfe du Morbihan et de l'Estuaire de la Vilaine. Pour le même échantillon (VA1909), l'autre âge calculé à 330.6 ± 3 Ma est interprété comme la trace d'un événement métamorphique ayant affecté le protolithe de la migmatite. On peut noter qu'il est aussi équivalent aux âges hérités déterminés vers ~ 335 - 330 Ma dans les zones de Hennebont-Quimperlé, du Golfe du Morbihan et de l'Estuaire de la Vilaine. Pour l'échantillon VA1909, ces monazites datées du Viséen Supérieur, auraient été remobilisées à partir du protolithe de la migmatite lors de la fusion partielle, ainsi que le suggère aussi leur aspect relativement altéré au MEB (Figure V.14), contrairement aux monazites plus petites néoformées. L'échantillon restitique VA1809, a fourni un âge à 351.9 ± 10 Ma, qui est interprétable comme l'âge d'un événement métamorphique antérieur ayant affecté le protolithe de la migmatite (comparable à la phase D2 à 360-350 Ma : Faure et al., 2005a).

A partir de la caractérisation de l'âge de la fusion partielle des migmatites, nous nous proposons maintenant d'interpréter les résultats obtenus pour la datation du leucogranite de Guérande, du facies granito-migmatitique correspondant au passage diffus entre le granite de Guérande et son encaissant migmatitique, et du leucogranite tardif.

L'échantillon de granite de Guérande (V1509), est daté à 333.6 ± 4 Ma. Cet âge, ne recoupant pas l'âge de fusion partielle de la migmatite, peut être interprété soit comme un âge hérité ayant affecté la source ayant produit le magma (car il est proche de l'âge hérité trouvé dans les migmatites), soit comme l'âge réel de mise en place du granite. Dans le deuxième cas, le granite de Guérande ne peut pas résulter de l'épisode de fusion partielle à ~ 320 Ma. Il serait donc antérieur par rapport à la fusion partielle des migmatites. Cette hypothèse est par ailleurs, renforcée par l'âge de mise en place de l'échantillon de granite intrusif dans le granite de Guérande (GIP01), calculé à 324.5 ± 4 Ma. La mise en place de ce granite se situe entre la mise en place du granite de Guérande et la fusion partielle des migmatites du dôme de S^t-Nazaire.

Les échantillons V1709, V1709i-s et GnIP03 datés à 327.7 ± 3 Ma, 326.7 ± 5 Ma et 327.9 ± 4 Ma, respectivement, représentent des âges intermédiaires entre les âges de fusion partielle et

hérités calculés pour la fusion partielle des migmatites du dôme de S^t-Nazaire. L'âge de l'échantillon V1709 ne recoupe pas dans les barres d'erreur l'âge de la fusion partielle des migmatites. Par ailleurs, l'âge de l'échantillon GnIP03 ne recoupe pas l'âge de mise en place du granite de Guérande.

En négligeant les âges hérités des échantillons de migmatites (VA1909) et des restites (V1809), nous pouvons remarquer une évolution des âges à l'échelle de tout le dôme, depuis un âge à 333.6 ± 4 Ma (V1509) qui correspondrait à la mise en place du granite de Guérande, vers un âge à 318.9 ± 4 Ma obtenu pour le dernier épisode de fusion partielle des migmatites. Cette évolution suggère que les différents produits de fusion du dôme résultent d'une anatexie (sub-continue ?) que l'on enregistre entre ~ 335 - 325 Ma (i.e. mise en place du granite de Guérande) et ~ 320 Ma (i.e. fusion partielle des migmatites du cœur du dôme) (Figure V.19 et Figure V.20).

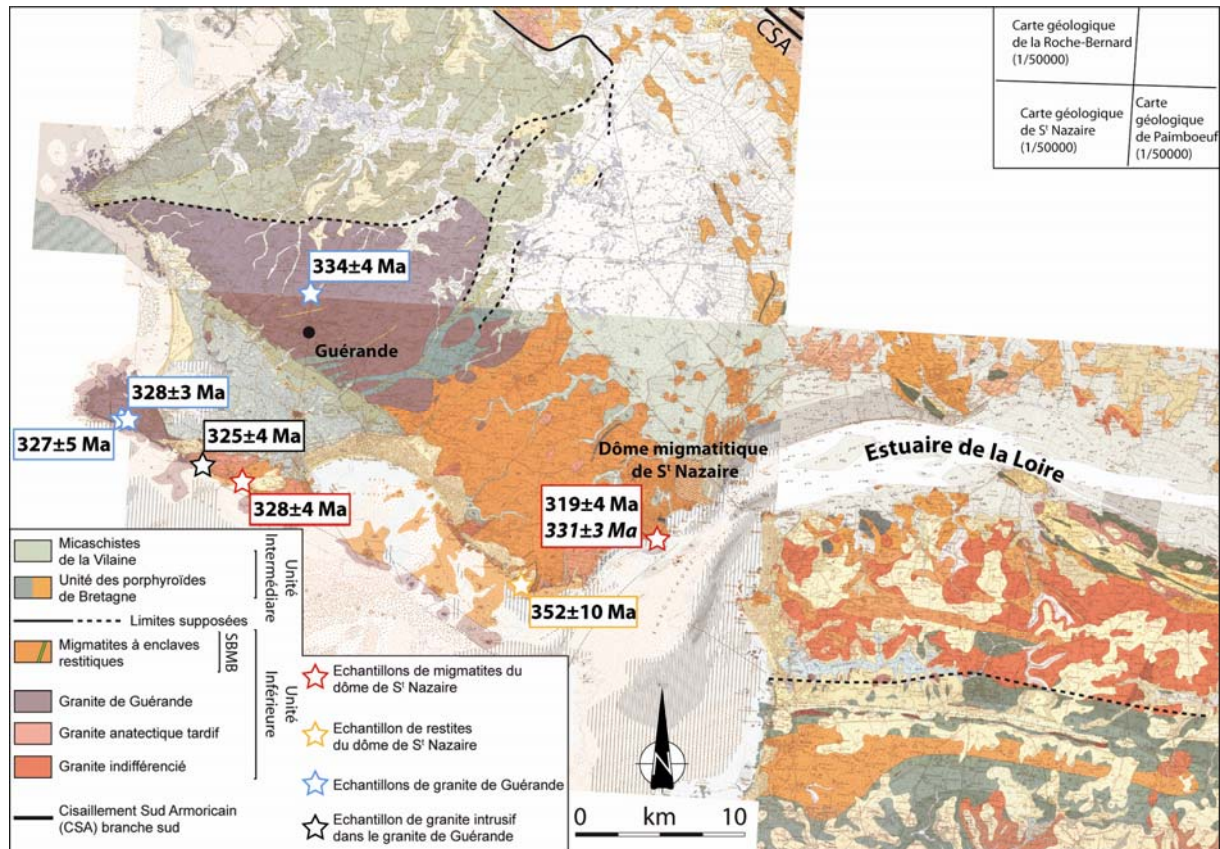


Figure V.19 : Carte de résultat de l'étude géochronologique U-Th/Pb de la zone de S^t-Nazaire. L'âge figuré en italique, est l'âge d'une des deux populations de monazite contenue dans l'échantillon VA1909 (i.e. population caractérisée par une teneur en Pb $< \sim 1500$ ppm), que l'on a interprété comme héritée.

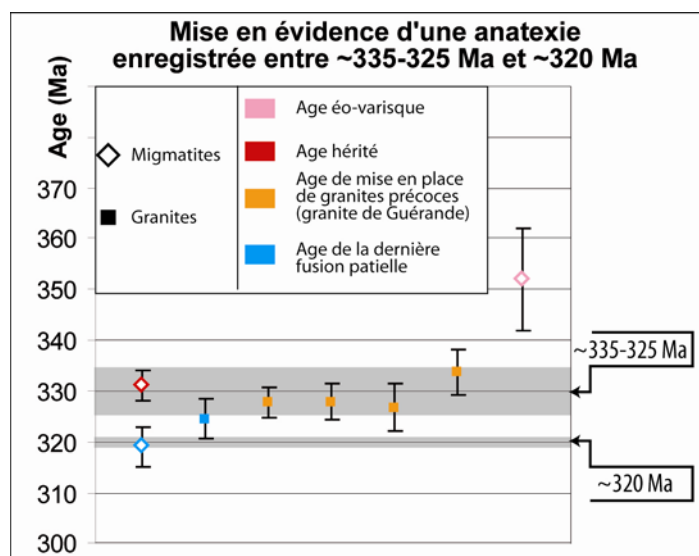


Figure V.20 : Graphique d'âges obtenus pour la datation de l'anatexie dans la zone de S^t-Nazaire. Cette anatexie est enregistrée par les mises en place successives des granites de Guérande et du granite intrusif dans ce dernier, et par la fusion partielle des migmatites situées au cœur du dôme de S^t-Nazaire.

6 Age de l'anatexie dans la zone des Sables d'Olonne

Sur la côte de la zone des Sables d'Olonne, une séquence métamorphique complète de type Barrovien a été reconnue depuis longtemps (Ters, 1972 ; Brillanceau, 1978 ; Goujou, 1992). Depuis des métasédiments de bas degré métamorphique situés dans les niveaux supérieurs, au Nord, vers des roches partiellement fondues (migmatites) à biotite-sillimanite, cette pile métamorphique se dispose en dôme métamorphique dont les terminaisons occidentale et méridionale sont masquées sous la mer, près des Sables d'Olonne (Figure V.21 a et b). Dans les parties internes de ce dôme, de nombreux filons de granite ont été identifiés (Goujou, 1992 ; Cagnard et al., 2004). Ces filons décimétriques à métriques sont déformés par des bandes de cisaillement ductiles présentant une cinématique du haut vers l'Ouest (Figure V.24). Cette déformation ductile extensive, est interprétée comme contemporaine de l'amincissement crustal diffus responsable du resserrement des isogrades métamorphiques (Cagnard et al., 2004). Sur le terrain, au niveau du Puits d'Enfer, affleure un granite d'anatexie, présentant une linéation d'étirement minérale bien développée, marquée par l'alignement de biotite plurimillimétriques, et orientée N90°E. Ce granite anisotrope est

interprété comme un granite syn-tectonique par Cagnard et al. (2004), c'est-à-dire contemporain de la formation du dôme.

Dans le dôme métamorphique des Sables d'Olonne, le seul âge disponible dans la littérature, concerne ce granite du Puits d'Enfer, considéré comme un orthogneiss, et daté à 392 ± 37 Ma par la méthode Rb-Sr sur roche totale (Vidal, 1980). Cet âge dévonien moyen ne semble pas être en accord avec les âges carbonifères obtenus ailleurs pour l'anatexie du Domaine Sud Armoricain. C'est pourquoi nous nous proposons ici de déterminer l'âge de la fusion partielle au cœur du dôme métamorphique des Sables d'Olonne, en datant deux échantillons de migmatites par la méthode de datation chimique sur monazite. En parallèle de cet objectif, un échantillon de granite a été prélevé sur un filon déformé et préalablement décrit par Cagnard et al. (2004) comme syn-cinématique. Le but de la datation de ce granite est double, il s'agit d'abord d'approcher l'âge de la mise en place de ce réseau filonien, et également fournir une contrainte sur l'âge de la déformation ductile extensive.

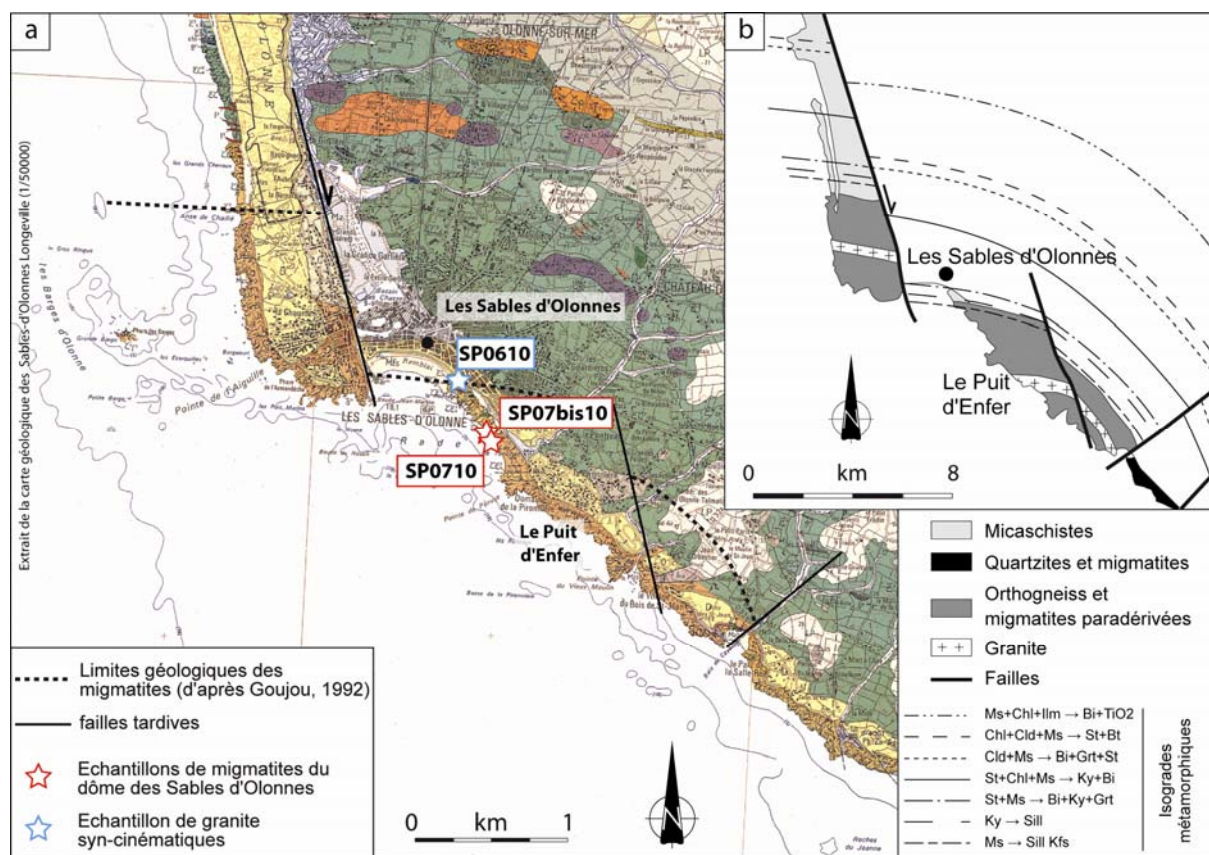


Figure V.21 : (a) Extrait de la carte géologique au 1/50000 des « Sables d'Olonne-Longeville » (Ters et Gabilly, 1986) avec la localisation des échantillons prélevés pour la datation des migmatites et des filons granitiques de la zone des Sables d'Olonne. (b) Carte des isogrades

métamorphiques, modifiée d'après Goujou (1992).

6.1 Age de la fusion partielle pour les migmatites du dôme des Sables d'Olonne

Deux échantillons de migmatites paradérivées ont été prélevés au cœur du dôme des Sables d'Olonne. Les échantillons SP0710 et SP07bis10 sont comparables, distants de quelques dizaines de mètres, ils proviennent d'un affleurement côtier de migmatite caractérisée par une foliation faiblement pentée vers le Nord (Figure V.22). Une lame mince polie a été réalisée à partir de chacun des deux échantillons.

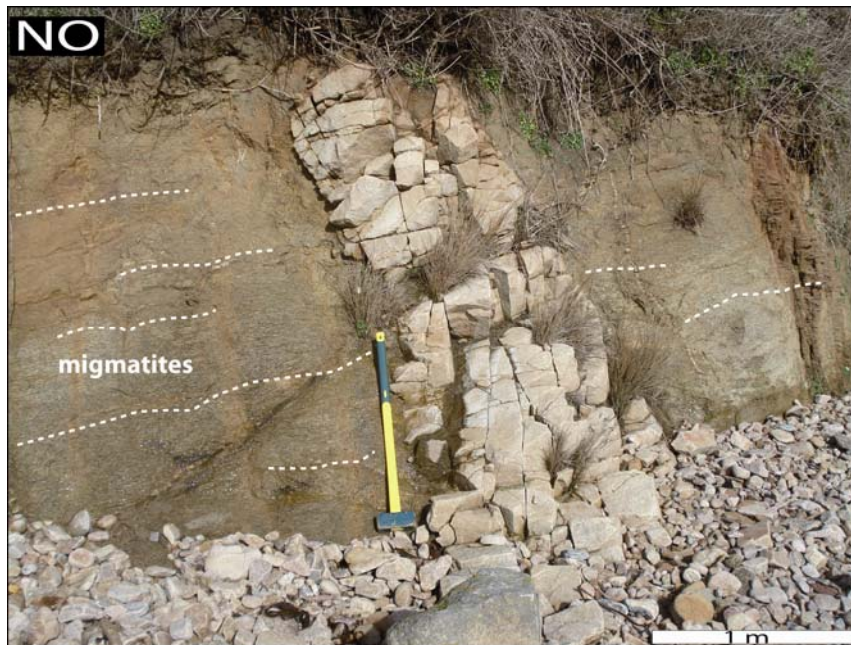


Figure V.22 : Affleurement représentatif des migmatites paradérivées du cœur du dôme des Sables d'Olonne. Ce cliché montre d'autre part un filon de granite non déformé, intrusif dans la migmatite, donc relativement tardif par rapport aux migmatites. Nous n'avons pas daté ce granite.

6.1.1 Description microscopique des grains analysés

L'échantillon SP0710 contient des monazites dont la taille peut excéder 200 μ m (Figure V.23). Les monazites ont une texture homogène et sont situées au joint de grain de quartz de

feldspath et de biotite. Les analyses ponctuelles multiélémentaires réalisées à la microsonde électronique ne montrent aucune variation significative inter ou intra grain.

L'échantillon SP07bis10 contient de rares monazites de taille plus modeste (<60 μ m) (Figure V.23). Les monazites ont une texture homogène et sont situées soit en inclusion dans la biotite soit au joint de grains de quartz et de biotite. Les analyses ponctuelles multiélémentaires réalisées à la microsonde électronique ne montrent également aucune variation chimique significative.

6.1.2 Résultats isochrones des datations chimiques U-Th/Pb sur monazite

6.1.2.1 Age de l'échantillon SP0710

Dans le diagramme isochrone ($\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$) (Figure V.23), les rapports U/Pb et Th/Pb et leurs ellipses ont une distribution peu étalée pour des valeurs faibles du rapport U/Pb. L'âge Th/Pb (315.7 +29.8 Ma -25.0 Ma) est bien contraint alors que l'âge U/Pb (331.7 +77.8 Ma - 93.6 Ma) est entaché d'erreurs plus fortes. Ces âges indépendants se recoupent nettement en tenant compte de leurs barres d'erreurs. La droite de régression calculée pour ces analyses est très proche de l'isochrone théorique tracée pour un âge de 319.5 Ma. La valeur du MSWD (1.3 pour 74 analyses) montre que cet âge est statistiquement recevable. L'âge isochrone U-Th/Pb à 319.5 ± 5 Ma est interprété comme celui de la fusion partielle à l'origine des migmatites.

6.1.2.2 Age de l'échantillon SP07bis10

Dans le diagramme isochrone ($\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$) (Figure V.23), les rapports U/Pb et Th/Pb et leurs ellipses ont une distribution assez étalée permettant une bonne contrainte de l'âge Th/Pb (323.4 +25.8 Ma -22.2 Ma) et de l'âge U/Pb (322.2 +27.2 Ma -31.3 Ma). Ces âges indépendants quasiment identiques se recoupent nettement en tenant compte de leurs barres d'erreurs. La droite de régression calculée pour ces analyses est confondue avec l'isochrone théorique tracée pour un âge de 322.9 Ma. La valeur du MSWD (1.3 pour 40 analyses) montre que cet âge est statistiquement recevable. L'âge isochrone U-Th/Pb à 322.9 ± 6 Ma, équivalent à l'âge de l'échantillon SP0710 est interprété comme celui de la fusion partielle.

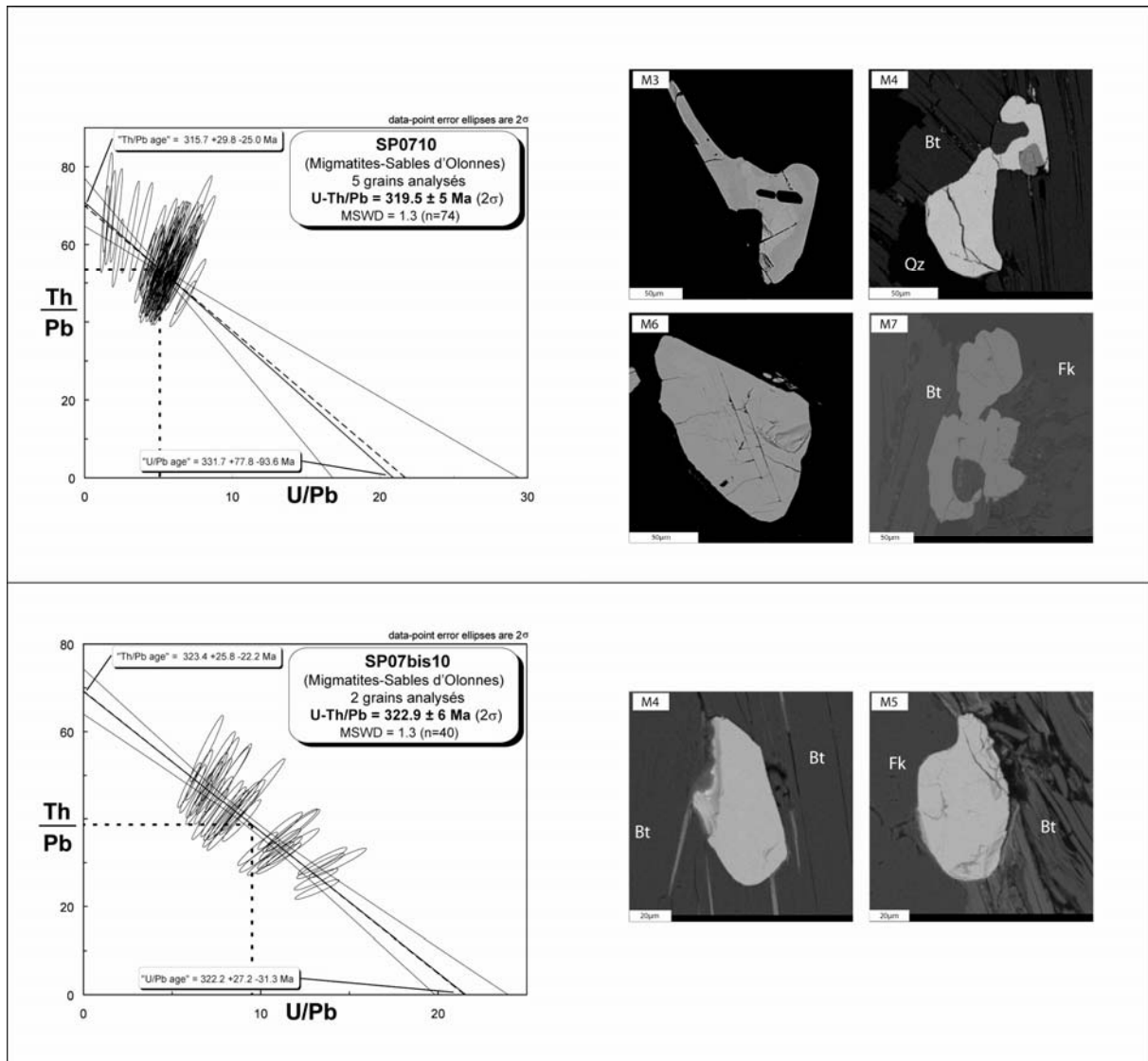


Figure V.23 : Ages isochrones des échantillons SP0710 et SP07bis10 calculés par la méthode de datation chimique U-Th/Pb sur monazite. Les images MEB des textures représentatives des monazites datées sont indiquées pour chaque échantillon.

6.2 Age de mise en place des filons de granite déformés du dôme des Sables d'Olonne

L'échantillon SP0610 a été prélevé sur un filon de granite intrusif dans des migmatites. Dans ces migmatites le passage « disthène → sillimanite » a été reconnu (Goujou, 1992) (Figure V.21 b). Ces migmatites ne présentent qu'une fusion partielle peu développée. Des petits filonets de composition granitique, ont été observés concordants dans la foliation. Le filon granitique intrusif est déformé ductilement par des bandes de cisaillement à cinématique du haut vers l'Ouest (Figure V.24). Ce filon est constitué de granite à muscovite dominante et

biotite et peut contenir du grenat. Une lame mince polie a été réalisée à partir de cet échantillon.

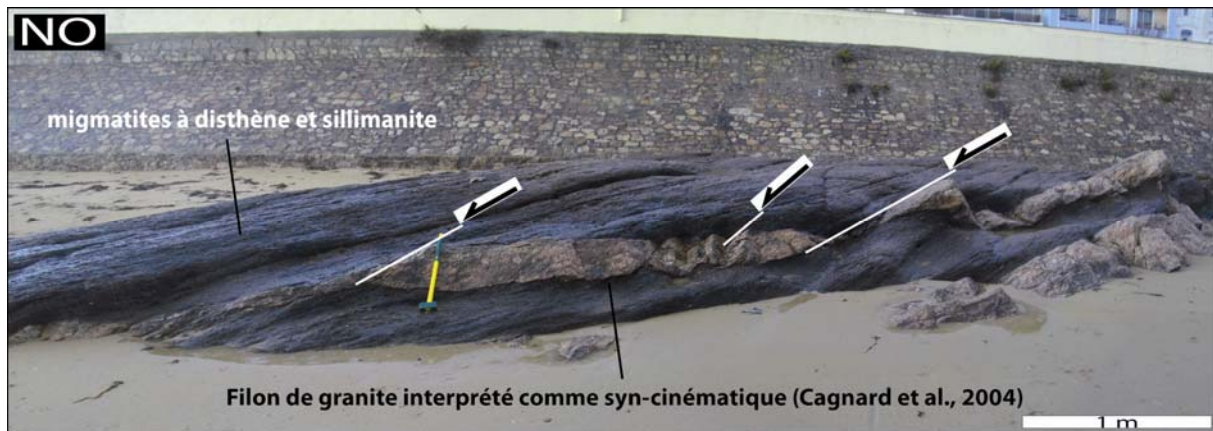


Figure V.24 : Affleurement représentatif d'un filon granitique intrusif dans les migmatites, présentant une migmatisation peu développée, du dôme des Sables d'Olonne. Ce filon est déformé ductilement par des bandes de cisaillement présentant une cinématique du haut vers l'Ouest (marquée par les boudins asymétriques) et portant une linéation orientée N95E.

6.2.1 Description microscopique des grains analysés

L'échantillon SP0610 contient des monazites de taille très modeste excédant rarement 50 μ m (Figure V.25). Les monazites ont une texture homogène et sont situées au joint de grain de quartz de feldspath et de muscovite et rarement en inclusion dans des grains de muscovite. Aucune monazite n'a été retrouvée en inclusion dans du grenat par ailleurs présent en faible quantité dans la lame mince. Les analyses ponctuelles multiélémentaires réalisées à la microsonde électronique ne montrent aucune variation significative inter ou intra grain.

6.2.2 Résultats isochrones des datations chimiques U-Th/Pb sur monazite

Age du granite déformé (SP0610)

Dans le diagramme isochrone ($\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$) (Figure V.25), les rapports U/Pb et Th/Pb et leurs ellipses ont une distribution assez étalée permettant une bonne contrainte de l'âge Th/Pb (312.9 +18.6 Ma -16.6 Ma) et de l'âge U/Pb (350.3 +23.3 Ma -26.0 Ma). Ces âges

indépendants se recoupent nettement en tenant compte de leurs barres d'erreurs. La droite de régression calculée pour ces analyses est comparable avec celle de l'isochrone théorique tracée pour un âge de 328.4 Ma. La valeur du MSWD (1.2 pour 74 analyses) montre que cet âge est statistiquement recevable. L'âge isochrone U-Th/Pb à 328.4 ± 4 Ma, est interprété, à priori, comme l'âge de mise en place des filons syn-cinématiques.

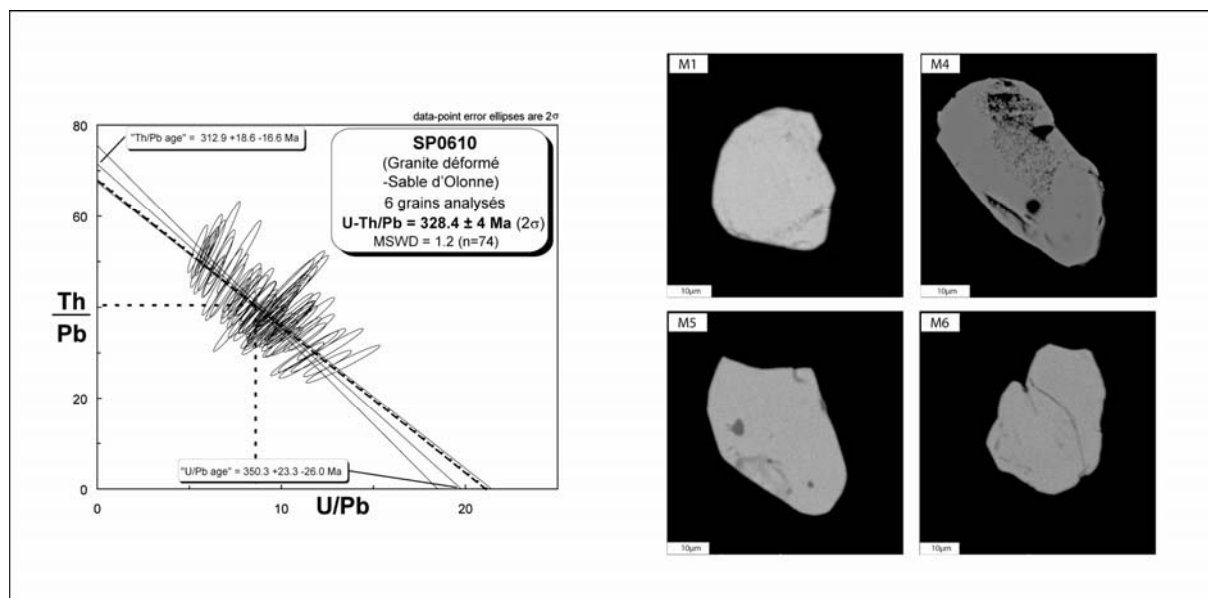


Figure V.25 : Age isochrone de l'échantillon SP0610 calculé par la méthode de datation chimique U-Th/Pb sur monazite. Les images MEB des textures représentatives des monazites datées sont indiquées.

6.3 Discussion sur l'âge de l'anatexie

Les échantillons SP0710 et SP07bis10 donnent deux âges similaires à 322.9 ± 6 Ma et 319.5 ± 5 Ma. Ces âges, groupés autour de ~ 320 Ma, sont interprétés comme l'âge de la fusion partielle des migmatites. L'âge du filon granitique déformé calculé à 328.4 ± 4 Ma remet en question l'âge dévonien moyen à 392 ± 37 Ma du granite du Puits d'Enfer (Vidal, 1980). Il peut par ailleurs être interprété de trois façons. (1) Les monazites analysées sont des grains hérités, et l'âge de 328.4 ± 4 Ma est celui d'un événement antérieur à la production de magma. (2) L'âge à 328.4 ± 4 Ma est identique dans la limite des erreurs aux âges à 322.9 ± 6 Ma et 319.5 ± 5 Ma des migmatites. (3) Cet âge, ne recoupe que de 0.1 Ma l'âge de l'échantillon SP0710bis. Il pourrait ainsi être considéré comme plus ancien que ceux de la

migmatite, ce qui suggère que la mise en place de ces filons est précoce et antérieure à la migmatisation.

Nous pencherons ici pour la troisième interprétation, considérant que l'âge n'est pas un âge hérité. Ainsi l'âge de ce filon granitique considéré comme syn-cinématique (Cagnard et al., 2004), calculé à 328.4 ± 4 Ma sera donc interprété comme l'âge de la déformation extensive tardi-orogénique.

7 Une anatexie généralisée et synchrone à l'échelle du Domaine Sud Armoricaïn

Cette étude apporte de nombreuses et nouvelles contraintes géochronologiques sur le dernier épisode de fusion partielle du Domaine Sud Armoricaïn. Elle permet un regard critique et nouveau sur les âges encore admis à ce jour pour la fusion partielle des migmatites de la Ceinture Migmatitique de la Bretagne Méridionale (SBMB). Pour chaque zone étudiée, les datations ont été souvent multipliées afin de s'assurer de l'absence de problèmes analytiques, ou d'héritage.

Le protocole de caractérisation chimique des monazites analysées a par ailleurs fait ses preuves, et a souvent permis de distinguer plusieurs générations de monazites dans un même échantillon. Il n'est pas présenté ici de façon inédite, puisqu'il avait été initialement proposé lors de l'étude géochronologique de Gloaguen (2006). Il est vrai que les observations au MEB permettent parfois de mettre en évidence des grains de monazites polygénétiques, caractérisées par des textures de type « cœur-bordure » (ex : Be et al., 2006). En revanche, les observations au MEB ne permettent pas toujours cette mise en évidence. Des grains de monazite, pourtant polygénétiques, ne présentent parfois pas de texture de type « cœur-bordure » au MEB (voir exemple de la datation de l'échantillon 227, de granite de S^{te}-Anne d'Auray). Par ailleurs, il est arrivé parfois que les calculs de domaines de bordure et de domaine de cœur de grain de monazite aient donné des âges pouvant se chevaucher (de 0.1 Ma à 3 Ma) dans leurs barres d'erreurs. Même si ces âges ne sont pas statistiquement distinguables, il nous a paru plus juste de les différencier malgré tout, plutôt que de calculer un âge moyen susceptible d'être issu de mélanges entre différentes générations de monazites et donc de n'avoir aucune signification géologique.

Nous distinguerons dans cette discussion, les migmatites (pour lesquelles nous avons, on le rappelle, daté les leucosomes issus de la fusion partielle), les granites d'anatexie aux bords

diffus (ex : granite de S^{te}-Anne d'Auray) et les granites aux bords circonscrits dans le sens de Carron et al. (1994) (ex : granite de Carnac, de Quiberon ou de Guérande). La chronologie relative de mise en place de ces produits issus de la fusion partielle, a par ailleurs été reconnue sur la base d'arguments de terrain (voir par exemple le chapitre II explicitant les relations entre les migmatites le granite de S^{te}-Anne d'Auray et les filons granitiques du complexe de Carnac). La distinction chronologique entre les migmatites, les granites d'anatexie aux bords diffus, et les granites aux bords circonscrits, est difficile, les âges bien souvent se chevauchant dans les barres d'erreurs.

Sur la base d'arguments préalablement discutés, les âges déterminés pour la fusion crustale dans le Domaine Sud Armoricaïn peuvent se répartir en quatre catégories. Nous distinguerons dans cette synthèse : (i) les âges relatifs au dernier épisode de fusion partielle (en bleu dans la Figure V.26) ; (ii) les âges hérités, distingués des âges de mise en place sur la base d'arguments texturaux et chimiques des monazites (en rouge dans la Figure V.26) ; (iii) les âges « anciens » (Dévonien), hérités d'événements métamorphiques précoces « eo-varisque » attribuables aux phases D1 ou D2 reconnues dans le domaine nord-gondwanien (Faure et al., 2005a, 2008) (en rose dans la Figure V.26) ; (iv) les âges de mise en place de granites interprétés comme précoces par rapport à la migmatisation (en orange dans la Figure V.26).

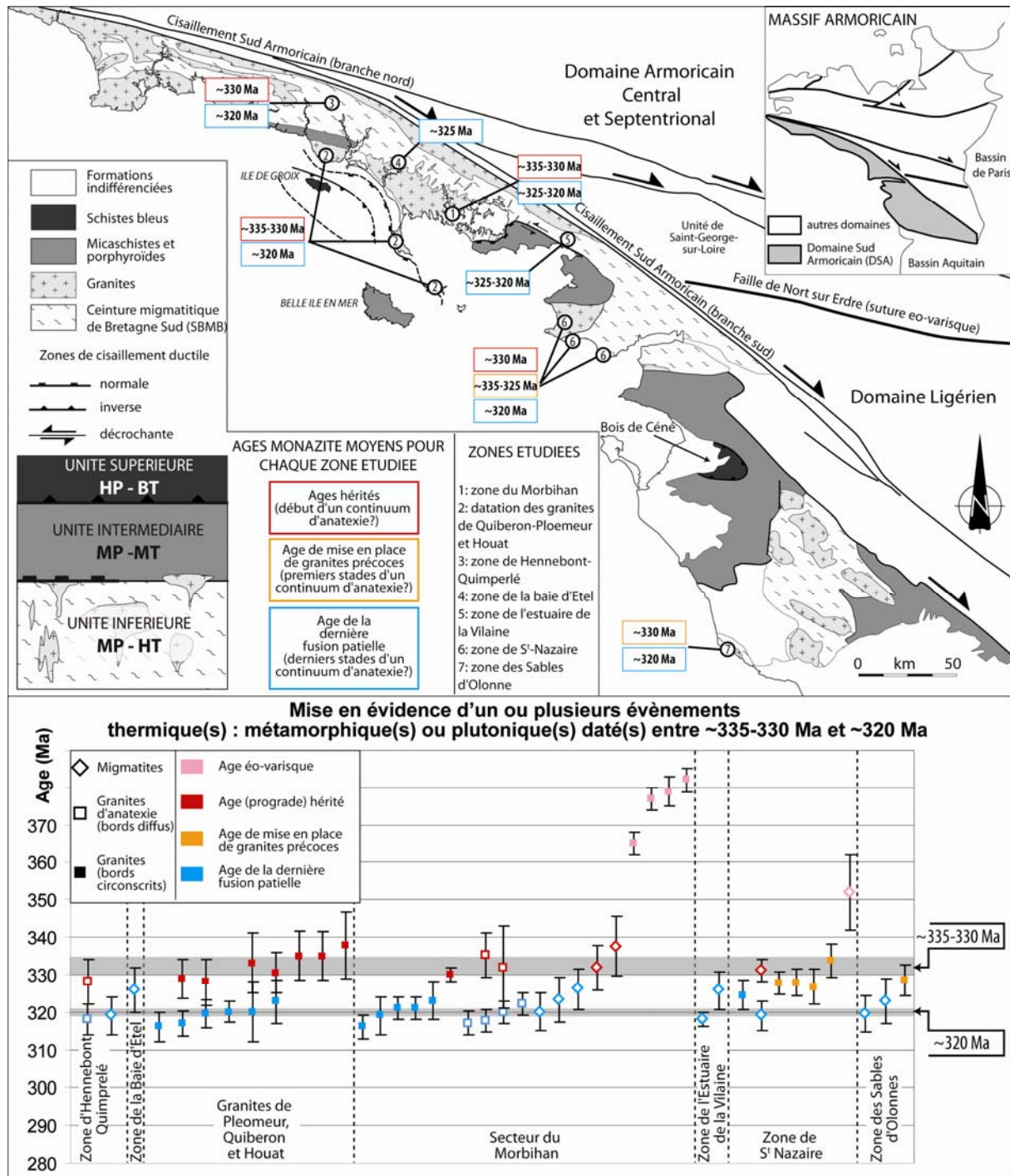


Figure V.26 : Synthèse de l'ensemble des résultats des études géochronologiques U-Th/Pb sur monazite réalisées dans le Domaine Sud Armoricaïn. Dans le graphique, les âges alignés verticalement correspondent à deux âges calculés pour le même échantillon.

L'âge du dernier épisode de fusion partielle définit sur une période allant de ~325 Ma à ~320 Ma, a été reconnu dans l'ensemble des zones étudiées du Domaine Sud Armoricaïn. Cet épisode se manifeste par la fusion partielle des migmatites de la SBMB ainsi que par la mise en place de granites d'anatexie associés, et par la mise en place de granites syn à tardi-

migmatitique aux bords circonscrits. Les variations locales d'âge que l'on peut observer, sont attribuables aux hétérogénéités de la chimie des protolithes des « produits de l'anatexie », qui peut ainsi influencer la croissance de la monazite et la fermeture du système U-Th/Pb. Quoiqu'il en soit, la fusion partielle très présente sur l'ensemble du Domaine Sud Armoricaïn, apparaît « globalement » synchrone dans tout le Domaine Sud Armoricaïn. Nous discuterons dans les paragraphes suivants des petites différences constatées entre l'Est et l'Ouest du domaine. Ce résultat majeur, se distingue radicalement de l'âge Dévonien (« eo-varisque ») encore souvent admis pour l'épisode anatectique à l'origine de la SBMB et des granites d'anatexie associés.

De nombreux âges, interprétés comme des âges hérités, ont été obtenus dans la plupart des zones étudiées. Ils se regroupent sur une période allant de ~335 Ma à ~330 Ma. Ces âges, déterminés dans des cœurs de monazites sont considérés comme l'indication d'un événement thermique : métamorphique ou plutonique ayant affecté le protolithe des roches datées, avant leur dernière fusion partielle. Ces âges sont aussi reconnus dans des granites considérés comme précoces par rapport au dernier épisode de fusion partielle, ce qui atteste de l'existence d'un événement anatectique pouvant être à l'origine de la mise en place du massif granitique de Guérande ou des filons granitiques syn-cinématiques des Sables d'Olonne.

Ponctuellement, différents « continuums » d'anatexie ont été reconnus sur le terrain et datés. La zone du Morbihan se caractérise par une anatexie active entre ~325 Ma et ~320 Ma. Tandis que les zones de S^t-Nazaire ou des Sables d'Olonne témoignent d'une anatexie évoluant depuis ~335-330 Ma jusqu'à ~320 Ma.

Ainsi, sans tenir compte des âges « eo-varisques », nous considérerons à la lumière de cette étude, que le Domaine Sud Armoricaïn en entier témoigne d'un ou plusieurs événements thermique(s) : métamorphique(s) ou plutonique(s) daté(s) entre ~335-330 Ma et ~320 Ma. On note toutefois que, si les derniers stades de cet ou de ces événement(s), s'étalant sur ~15 Ma, sont bien enregistrés par la fusion partielle des migmatites dans tout le Domaine Sud Armoricaïn, ses premiers incréments ne se manifestent dans la partie Est du Domaine Sud Armoricaïn, que par la mise en évidence d'âges hérités. Dans la partie Ouest du Domaine Sud Armoricaïn, les premiers stades sont en revanche bien mis en évidence par la mise en place de granites (i.e. granite de Guérande et filons granitiques des Sables d'Olonne).

Il faut néanmoins admettre que la méthode de datation chimique U-Th/Pb sur monazite, montre ici ses limites en termes de précision des âges qu'elle permet d'obtenir. La distinction chronologique absolue d'événements anatectiques trop proches dans le temps (5 à 10 Ma) est

bien souvent impossible, les âges se recoupant dans leur barres d'erreurs. Il est important de noter que cette étude, qui suit une logique de datation systématique de la fusion partielle dans tout le Domaine Sud Armoricaïn, repose sur une bonne compréhension de la géologie de terrain, indispensable pour interpréter les âges obtenus. Bien que la méthode de datation U-Th/Pb sur monazite ait fait la preuve de sa fiabilité, il est difficile d'expliquer les variations d'âges, parfois de plusieurs Ma, que l'on peut obtenir lors de la datation de deux échantillons d'une même roche (ex : VA1309 et VA1409). Nous ne pouvons que souligner le caractère complexe des mécanismes physico-chimique actifs lors de la cristallisation des monazites, leur croissance étant fortement influencée par la composition chimique de la matrice dans laquelle elles cristallisent, ainsi que par les éventuelles circulations de fluides (ex : Gloaguen, 2006).

1 Etude préliminaire de l'exhumation de l'Unité Inférieure dans la zone de S^t-Nazaire	319
1.1 Le dôme de S ^t -Nazaire : état des connaissances	319
1.2 Etude structurale du contact septentrionale et méridionale du dôme de S ^t -Nazaire	320
1.3 Un modèle de la mise en place et de l'exhumation du dôme de S ^t -Nazaire.	324
1.4 Conclusions	325
2 Architecture du Domaine Sud Armoricaïn	326
3 Evolution d'Ouest en Est des modalités tectoniques de l'exhumation des unités de haut grade dans le Domaine Sud Armoricaïn	328
3.1 Synthèse sur l'anatexie de l'Unité Inférieure dans le Domaine Sud Armoricaïn	328
3.2 Exhumation vs. Extension, des différences à l'échelle du Domaine Sud Armoricaïn	329
4 Modèle tectonique pour l'exhumation tardi-orogénique de l'Unité Inférieure dans le Domaine Sud Armoricaïn	330

**CHAPITRE VI : EVOLUTION TARDI-OROGENIQUE DU
DOMAINE SUD ARMORICAÏN**

Un régime tectonique extensif tardi-orogénique parallèle à la chaîne a été mis en évidence dans différentes régions du Domaine Sud Armoricaïn (Gapais et al., 1993 ; Cagnard et al., 2004). Nous l'avons interprété comme le résultat d'un affaiblissement mécanique de la croûte, induit par un épisode de fusion partielle que nous avons daté ici du Carbonifère Supérieur entre ~335-330 Ma et ~320 Ma. Cet épisode tardi-orogénique se caractérise par une fusion partielle de la croûte moyenne à inférieure et par la mise en place de nombreux massifs granitiques.

Notre étude géochronologique montre que l'anatexie de la croûte moyenne est sub-synchrone dans tout le Domaine Sud Armoricaïn (voir discussion du chapitre précédent). Par ailleurs nous avons montré dans la zone du Morbihan, que l'anatexie est synchrone de l'exhumation de l'Unité Inférieure, ce qui est également probablement le cas pour les zones des Sables d'Olonne et de S^t-Nazaire. Nous pouvons donc raisonnablement estimer que l'histoire tardi-orogénique est commune à l'ensemble du Domaine Sud Armoricaïn.

L'architecture actuelle des unités tectono-métamorphiques du Domaine Sud Armoricaïn est interprétée comme le reflet de l'évolution tardi-orogénique. Les modalités de la déformation extensive de la croûte et de l'exhumation des unités de haute température varient cependant selon les différents segments de la chaîne. Dans le Morbihan, la déformation se localise le long de zones de cisaillement ductile extensives de grande échelle comme la Zone de Cisaillement de Quiberon (QSZ) et la Zone de Cisaillement de Sarzeau (SSZ). Ces accidents limitent vers le haut l'Unité Inférieure. Ils permettent l'exhumation de parties de croûte moyenne à inférieure, créant ainsi de part et d'autre des accidents normaux un saut des conditions métamorphiques. A l'opposé de ce style tectonique, dans la zone des Sables d'Olonne, située dans une portion orientale du Domaine Sud Armoricaïn, la déformation extensive se traduit par un resserrement des isogrades métamorphiques ayant pour effet la remontée de l'unité de haut grade. La déformation est alors diffuse dans la croûte et ne se localise pas le long d'accidents ductiles majeurs (Cagnard et al., 2004).

Dans la portion centrale du Domaine Sud Armoricaïn, au niveau du dôme migmatitique de S^t-Nazaire, la déformation et l'exhumation de l'Unité Inférieure de haute température doivent donc être étudiées. Cela nous permettra de dessiner l'architecture du Domaine Sud Armoricaïn dans son ensemble. Les différences en termes de déformation, d'exhumation et d'anatexie, mises en évidences dans les différentes portions du domaine, seront ensuite synthétisées et discutées et un modèle tectonique de l'évolution tardi-orogénique du Domaine Sud Armoricaïn sera proposé.

1 Etude préliminaire de l'exhumation de l'Unité Inférieure dans la zone de S^t-Nazaire

1.1 Le dôme de S^t-Nazaire : état des connaissances

La zone de S^t-Nazaire constitue un dôme migmatitique au « contact » d'unités de plus bas degré métamorphique situées au toit du dôme (Cogné et al., 1973b). Dans la partie Est, l'Unité Inférieure est marquée par une architecture antiforme d'axe globalement E-O, parallèlement à la Loire (anticlinal de S^t-Nazaire-Paimboeuf) (Figure VI.1) (Ters et al., 1978b). Au nord du dôme de S^t-Nazaire, le granite de Guérande se met en place au toit des migmatites. Ce granite se caractérise par une forte anisotropie planaire orientée ENE-OSO et faiblement pentée vers le N et une structure linéaire (linéation) orientée NNE-SSO (Bouchez et al., 1981). L'encaissant de ce granite est caractérisé par deux formations pétrologiquement différentes (Guillet et Bouchez, 1981). Au Nord, il s'agit des micaschistes de l'Unité Intermédiaire comprenant les micaschistes de la Vilaine et de Belle Ile dont la foliation métamorphique parallèle au contact est orientée ENE-OSO et présente un pendage faible vers le Nord. Le granite de Guérande contient de nombreuses enclaves hectométriques de cette unité micaschisteuse. Le passage entre le granite et son encaissant micaschisteux est franc, il est marqué par une forte anisotropie planaire, orientée ENE-OSO, aussi bien pour la foliation des micaschistes que pour le granite de Guérande (Guillet et Bouchez, 1981). L'encaissant méridional du granite est constitué de migmatites. Le passage du granite aux migmatites de S^t-Nazaire est décrit comme « progressif » (Guillet et Bouchez, 1981). Selon les données gravimétriques, le granite de Guérande se présenterait comme une lame peu épaisse (1 à 2 km) faiblement pentée vers le nord, ennoyée sous l'Unité Intermédiaire à la transition avec les migmatites (Vignerresse, 1978). Les études structurales (Bouchez et al., 1981 ; Guillet et Bouchez, 1983) et gravimétriques (Vignerresse, 1978) effectuées sur ce granite ont permis de proposer un mécanisme de mise en place du granite et des modalités de la déformation à laquelle il a été soumis. L'anisotropie planaire orientée ENE-OSO, faiblement pentée vers le N, et la linéation orientée N25°E observable sur l'ensemble du massif, représenterait le plan et la direction de l'écoulement du magma au moment de sa cristallisation. Cet écoulement visqueux serait ensuite relayé par une déformation à l'état solide marquée par l'apparition de

plans de cisaillement dont la distribution au toit du granite et les cinématiques contradictoires suggèrent un régime de déformation coaxial en aplatissement (Bouchez et al., 1981).

Ainsi, les limites du dôme migmatitique et granitique de S^t-Nazaire, sont définies par des différences du degré métamorphique des unités, ceci suggère donc une exhumation de l'Unité Inférieure par rapport aux unités situées structurellement à un niveau supérieur.

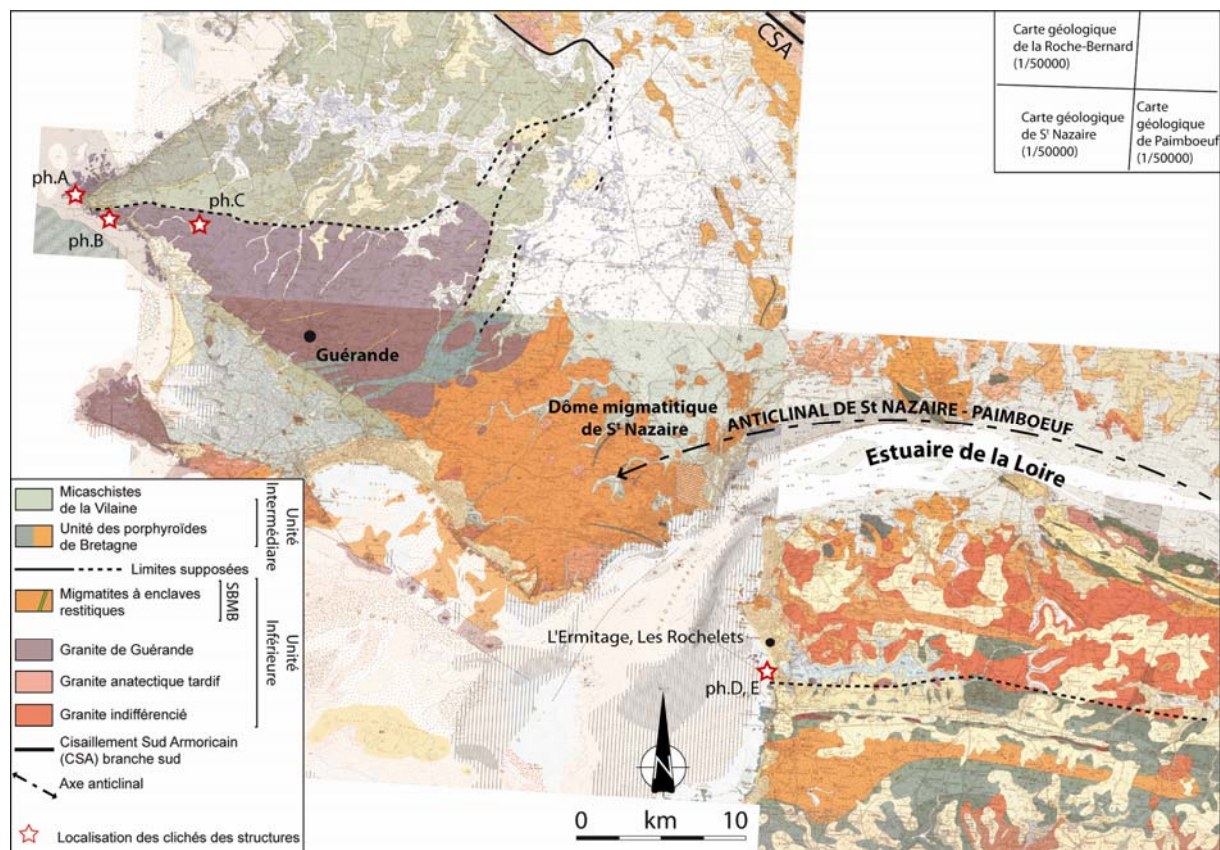


Figure VI.1 : Extraits des cartes géologiques au 1/50000 de la Roche-Bernard (Audren et al., 1975) de S^t-Nazaire (Cogné et al., 1973a) et de Paimboeuf (Ters et al., 1978a).

1.2 Etude structurale du contact septentrional et méridional du dôme de S^t-Nazaire

Malgré une assez bonne compréhension des conditions géologiques de la mise en place du granite de Guérande et de la nature des limites entre les deux unités au métamorphisme contrasté, un modèle tectonique pour l'exhumation de cette unité de haut grade, présente au cœur du dôme de S^t-Nazaire n'a encore jamais été proposé. De plus, les résultats obtenus au cours des différentes études réalisées sur le granite de Guérande et les relations entre l'Unité Inférieure et Intermédiaire ne sont pas clairement intégrés dans les modèles récents. Alors que

dans la zone du Golfe du Morbihan, le contact entre les unités Inférieure et Intermédiaire est définie par la Zone de Cisaillement ductile extensive de Sarzeau (SSZ), la nature et la trace de son prolongement vers l'Est jusqu'au dôme migmatitique de S^t-Nazaire fait l'objet de plusieurs interprétations. Certains auteurs prolongent cette zone de déformation ductile jusqu'au toit du granite de Guérande (ex : Cagnard et al., 2004 ; Gapais et al., 2009). D'autres (parfois les mêmes) la prolongent au mur du granite de Guérande (ex : Brun et Burg, 1982 ; Gapais et al., 1993 ; Brown et Dallemeyer, 1996 ; Marchildon et Brown, 2003 ; Johnson et Brown, 2004) plaçant ainsi le granite de Guérande dans l'Unité Intermédiaire, ce qui impliquerait aussi que le pluton de Guérande soit déraciné. Quelles que soient les interprétations proposées, les travaux antérieurs décrivent ce contact comme une zone de cisaillement extensive à cinématique du haut vers le Nord.

Afin d'étudier la formation du dôme migmatitique de S^t-Nazaire et son exhumation, notre étude structurale s'est concentrée sur les limites septentrionale et méridionale du dôme. Au toit du granite de Guérande, nos observations confirment la présence d'une déformation ductile tardive par rapport à l'anisotropie planaire résultant de la mise en place du granite. Cette déformation se manifeste par des bandes de cisaillement discontinues. Les plans de cisaillement orientés E-O à ONO-ESE ont un pendage faible vers le Nord (15° à 30°) et portent une linéation minérale (strie de haute température) orientée N-S à NNE-SSO. Les indicateurs cinématiques montrent tantôt un cisaillement normal, du haut vers le N-NE (Figure VI.2 A), tantôt un cisaillement inverse, du haut vers le S-SO (Figure VI.2 B). D'autres affleurements montrent clairement que le granite est affecté par une déformation coaxiale, marquée par un étirement plastique du quartz mais une absence de structures asymétriques (Figure VI.2 C). Ces observations suggèrent en effet un régime tectonique en aplatissement en accord avec les conclusions de Bouchez et al. (1981). L'axe de raccourcissement (Z) est perpendiculaire au plan de foliation du granite et l'axe d'allongement (X) est parallèle à la linéation (N15°E).

En ce qui concerne la limite méridionale du dôme migmatitique de S^t-Nazaire, notre attention s'est principalement portée sur les affleurements côtiers. La nature du contact a été observée en rive gauche de la Loire, au Sud de S^t-Brevin-Les-Pins, aux lieux-dits « l'Ermitage » et « les Rochelets » (Figure VI.1). Ce contact est le lieu de la mise en place d'un leucogranite comparable à celui de Guérande (notice explicative de la carte géologique au 1/50000 de Paimboeuf, Ters et al., 1978b). Le granite est souvent caché par le cordon de sables côtiers. Néanmoins, nous avons pu l'observer sur des affleurements dégagés à la faveur d'une marée

basse de grande amplitude et nettoyés du sable côtier par la tempête « Xynthia » du 28/02/2010. A l’affleurement, ce granite se présente sous la forme de corps filoniens de taille métrique à hectométrique (Figure VI.2 D), allongés parallèlement à la foliation de micaschistes à sillimanite surmontés plus au Sud, en continuité par des roches volcano-sédimentaires : les « porphyroïdes » de Bretagne Sud. Le leucogranite est fortement anisotrope. Outre une fabrique planaire orientée E-O, il possède une linéation minérale marquée par l’étirement des grains de quartz dans la direction subméridienne (Figure VI.2 E). Les observations de sections de micaschistes prélevés aux lieux-dits « l’Ermitage » et « les Rochelets », n’ont pas révélé de structures asymétriques, suggérant ainsi un régime tectonique en aplatissement pour la limite méridionale du dôme de S^t-Nazaire.

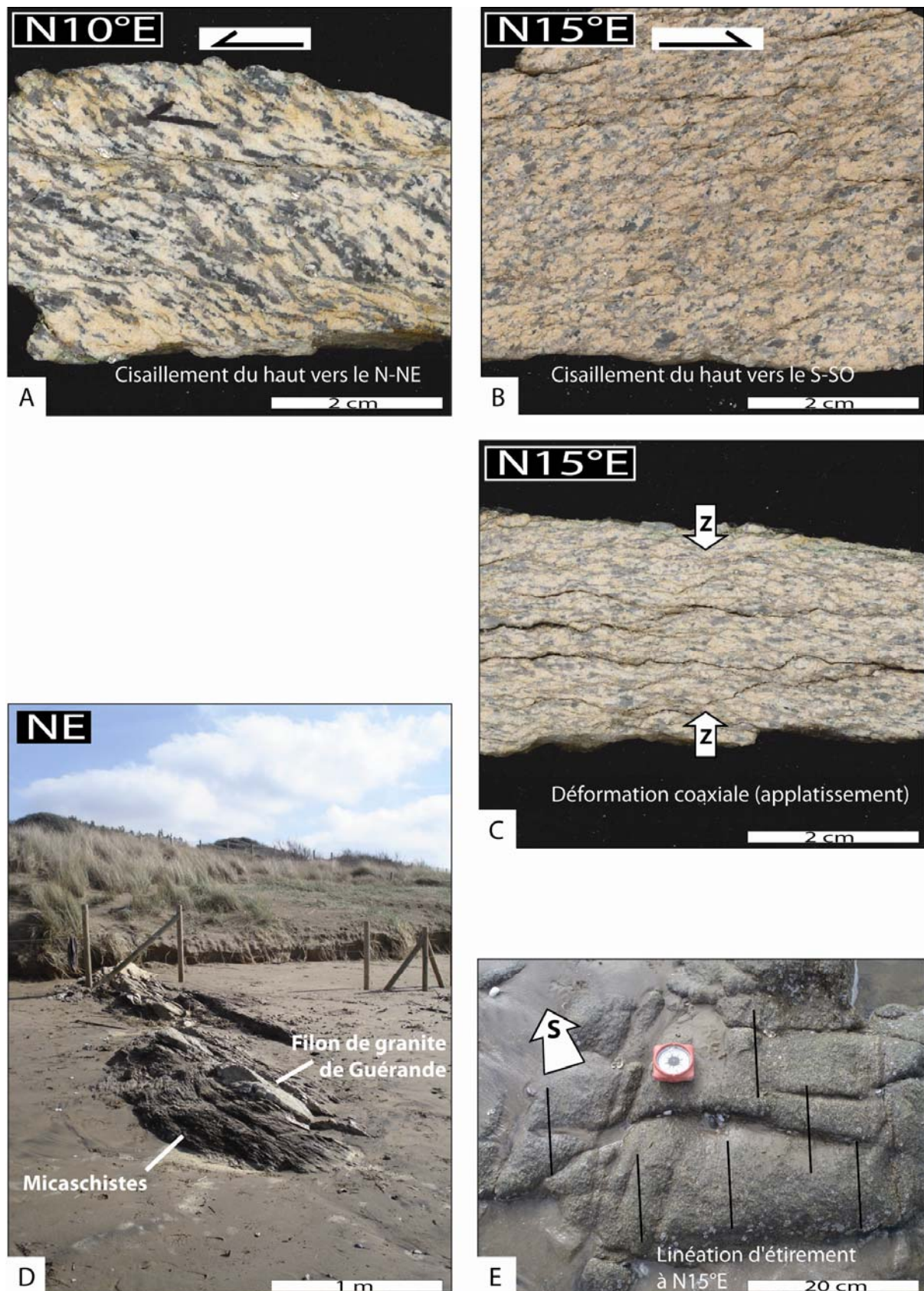


Figure VI.2 : Photographies montrant les caractéristiques structurales des limites septentrionale et méridionale du dôme de S^t-Nazaire. A, B et C : sections orientées d'échantillons de roche prélevés au toit du granite de Guérande. D et E leucogranite jalonnant

la limite méridionale du dôme de S^t-Nazaire. Le filon est assimilé au leucogranite de Guérande.

1.3 Un modèle de la mise en place et de l'exhumation du dôme de S^t-Nazaire.

Nos observations de terrain effectuées au sein du granite de Guérande, dans les parties internes du dôme ainsi qu'au niveau de ses limites septentrionale et méridionale, combinées aux nouvelles données géochronologiques obtenues dans cette zone (voir chapitre V : Age de l'anatexie dans la zone de S^t-Nazaire), nous permettent de proposer ici un modèle tectonique contraint dans le temps pour la formation et l'exhumation du dôme migmatitique de S^t-Nazaire. Ce modèle sera ensuite discuté à l'échelle régionale dans le contexte tectonique carbonifère du Domaine Sud Armoricaïn.

Les limites septentrionale et méridionale du dôme migmatitique de S^t-Nazaire ne sont pas caractérisées par des zones de cisaillement extensives, mais plutôt par des zones de transition dont les caractéristiques structurales suggèrent un régime de déformation en aplatissement. Cette déformation coaxiale est définie par un axe de raccourcissement (Z) perpendiculaire aux contacts entre les unités et un axe d'étirement (X) orienté dans la direction subméridienne. Ce type de déformation peut être interprété mécaniquement comme la conséquence de déplacements verticaux de l'Unité Inférieure.

Les datations effectuées sur les migmatites et les granites permettraient donc de contraindre la chronologie de l'exhumation. Selon l'hypothèse où nous avons daté un âge de mise en place, le granite de Guérande se met en place vers ~335-325 Ma. Subséquemment, l'anatexie entraîne la mise en place de granites intrusifs dans le granite de Guérande à ~325 Ma, puis la formation des migmatites au cœur du dôme à ~320 Ma. Au moment de la cristallisation du granite de Guérande, selon les travaux de Bouchez et al. (1981), le magma s'écoule alors parallèlement à l'interface entre les unités Inférieure et Intermédiaire, dans une direction N25°E. Ceci suggérerait un mouvement relatif entre les unités Inférieure et Intermédiaire au moment de la mise en place du granite, donc certainement les premiers incréments de l'exhumation de l'Unité Inférieure (Figure VI.3). L'étude géochronologique réalisée dans cette zone a estimé la dernière anatexie à ~320 Ma. On peut raisonnablement considérer que la formation du dôme migmatitique se produit à ce moment là (Figure VI.3). Simultanément, le granite de Guérande déjà complètement cristallisé subit une déformation plastique coaxiale localisée au niveau de son toit. L'interface Unité Inférieure-Unité Intermédiaire n'est pas le

lieu d'un découplage accommodé par une zone de cisaillement, mais elle est déformée par la mise en place du dôme.

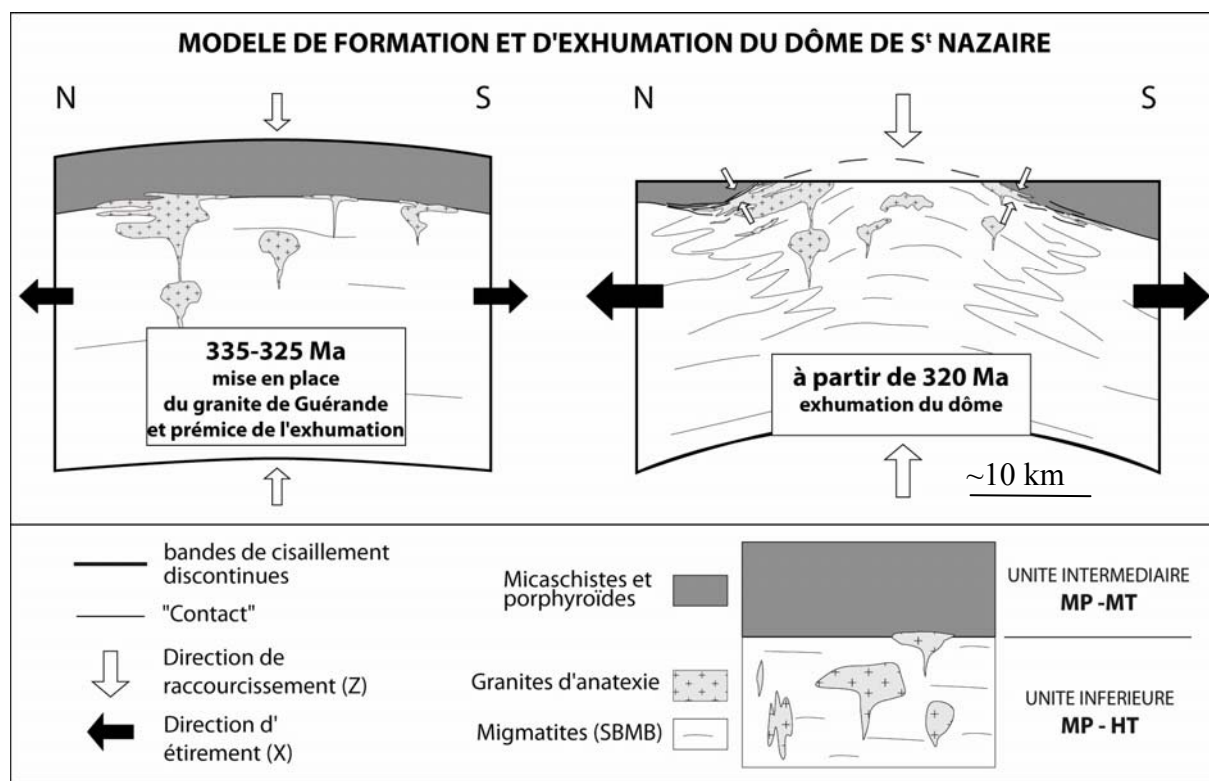


Figure VI.3 : Modèle tectonique contraint dans le temps pour la formation et l'exhumation du dôme de S^t-Nazaire. A partir de ~320 Ma la fusion partielle des migmatites au cœur du dôme entraîne l'exhumation par différence de densité et viscosité entre les liquides silicatés et leur encaissant solide de gneiss et de micaschistes.

1.4 Conclusions

Les conclusions principales de l'étude préliminaire de l'exhumation du dôme de S^t-Nazaire peuvent être résumées en quelques points :

- (i) La formation et l'exhumation du dôme migmatitique et granitique est contemporaine d'une anatexie de la croûte moyenne à inférieure que l'on enregistre entre ~335-325 Ma et ~320 Ma.
- (ii) Les limites entre l'unité de haut grade et les unités sus-jacentes ne sont pas jalonnées par des zones de cisaillement extensives. La SSZ ne se poursuit ni au toit ni au mur du granite de Guérande, ce qui suggère qu'elle s'atténue progressivement depuis la zone du Golfe du Morbihan vers l'Est, et/ou qu'elle soit relayée par des zones de cisaillement anastomosées et plus distribuées.

(iii) Comme dans la partie Ouest de la zone du Morbihan, les limites du dôme migmatitique de S^t-Nazaire sont le lieu de la mise en place de leucogranites : le massif granitique de Guérande au Nord et les corps de leucogranite assimilés au granite de Guérande observés aux lieux-dits « l'Ermitage » et « les Rochelets » au Sud. Ces leucogranites sont issus d'une fusion partielle relativement précoce dans l'Unité Inférieure. Pourtant, la mise en place de magma au niveau des contacts Nord et Sud n'a pas pour effet d'affaiblir rhéologiquement la croûte ni d'initier un cisaillement ductile extensif comme c'est le cas pour la QSZ.

(iv) Ainsi, l'exhumation est principalement contrôlée par un raccourcissement vertical (cisaillement pur). Au niveau des limites du dôme, la déformation est coaxiale. Elle y est caractérisée par un axe de raccourcissement perpendiculaire aux zones de contacts Nord et Sud du dôme et un étirement subméridien. La direction des axes principaux de l'ellipsoïde de déformation est probablement contrôlée localement par la géométrie des contacts et non par l'étirement régional, expliquant de ce fait l'originalité de la direction de l'étirement subméridienne observée pour le dôme de S^t-Nazaire, comparée à la direction de l'étirement parallèle à l'orogène reconnue partout ailleurs dans le Domaine Sud Armoricaïn (chapitre IV et Cagnard et al., 2004).

(v) Le dôme de S^t-Nazaire ne serait donc pas un véritable dôme extensif. Il serait alors d'avantage assimilable à un diapir formé par l'anatexie de la croûte moyenne et déplacé vers le haut par des contrastes de densité et de viscosité des liquides silicatés par rapport à leur encaissant solide de gneiss et micaschistes.

2 Architecture du Domaine Sud Armoricaïn

Ayant acquis une idée plus précise de la géométrie de l'Unité Inférieure et de la nature des limites entre les unités Inférieure et Intermédiaire du Domaine Sud Armoricaïn, nous sommes en mesure de proposer une coupe orientée parallèlement à la chaîne illustrant l'architecture générale du domaine (Figure VI.4).

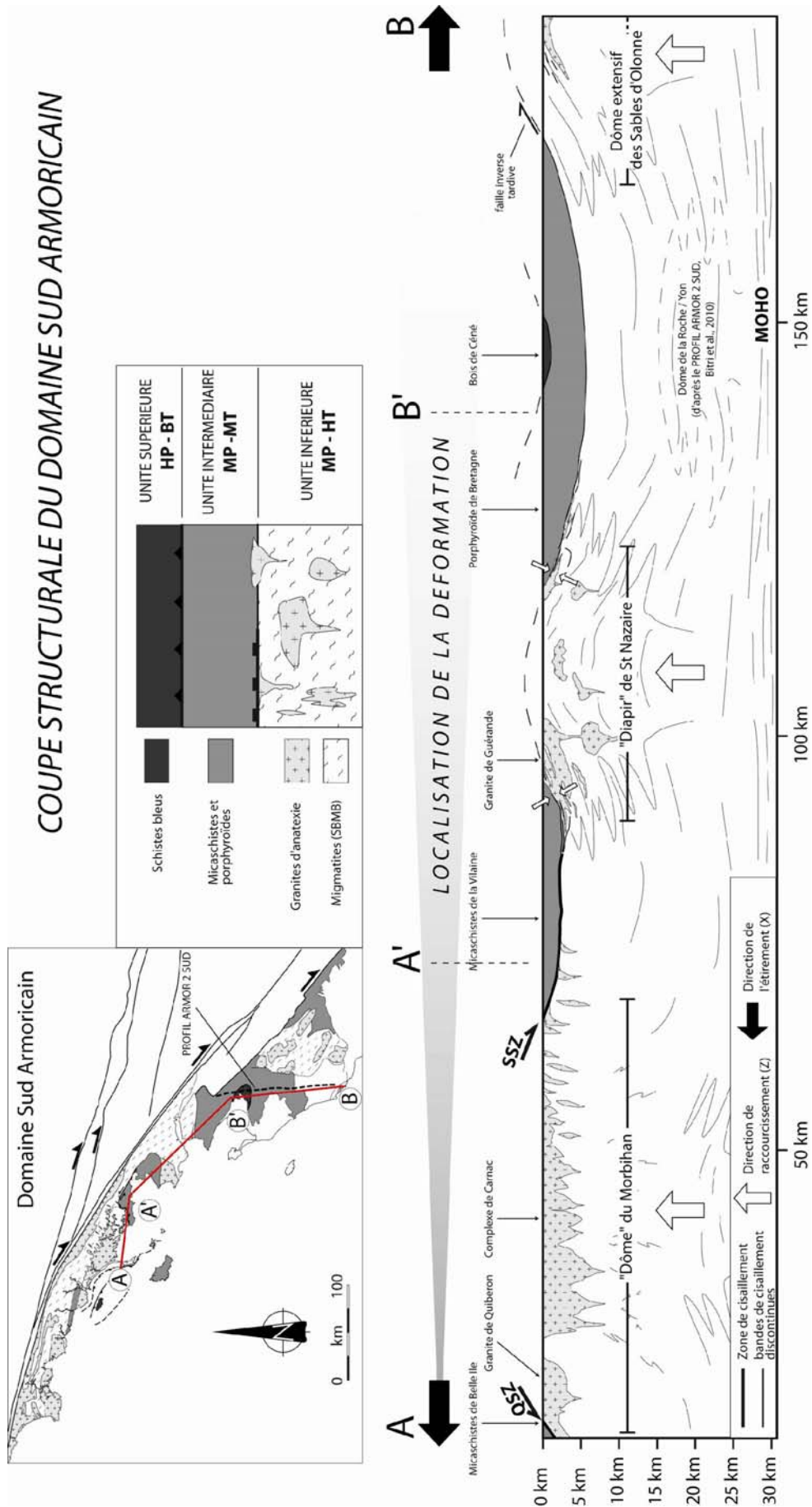


Figure VI.4 : Coupe interprétative, parallèle à l'orogène, dans le Domaine Sud Armoricaïn. Les cinématiques des zones de cisaillement sont attribuées à l'extension tardi-orogénique du Domaine Sud Armoricaïn. Dans les parties occidentales, la déformation se localise le long des zones de cisaillement extensives, contrairement aux parties orientales (dôme extensif des Sables d'Olonne et diapir de S^t-Nazaire). La fusion partielle (i.e. la formation des migmatites est localisée au niveau des dômes. A l'Ouest, la foliation des migmatites parallèle à la coupe est difficilement représentable.

L'architecture générale du Domaine Sud Armoricaïn depuis la zone du Morbihan jusqu'à la zone des Sables d'Olonne est donc caractérisée par une succession de trois portions de croûte moyenne partiellement fondues et exhumées par rapport aux unités sus-jacentes de plus bas degré métamorphique. La présence du dôme de la Roche/Yon observée sur profil sismique ARMOR 2 SUD (Bitri et al., 2010), suggère que la croûte moyenne ait également fondu à ce niveau (Figure VI.4).

3 Evolution d'Ouest en Est des modalités tectoniques de l'exhumation des unités de haut grade dans le Domaine Sud Armoricaïn

3.1 Synthèse sur l'anatexie de l'Unité Inférieure dans le Domaine Sud Armoricaïn

Dans les trois zones étudiées : Sables d'Olonne, S^t-Nazaire et Morbihan, l'exhumation de l'Unité Inférieure semble initiée par un épisode de fusion partielle reconnu dans tout le Domaine Sud Armoricaïn. Cette anatexie, affaiblissant la croûte et favorisant son effondrement gravitaire, semble être le moteur de l'exhumation de l'Unité Inférieure. A l'échelle de tout le Domaine Sud Armoricaïn, la déformation de la croûte se résume à un aplatissement et à un étirement ONO-ESE puisque l'extension de la croûte épaissie est fondamentalement contrôlée par un phénomène gravitaire, donc par un raccourcissement maximum vertical. Un événement métamorphique ou plutonique est enregistré entre ~335-330 Ma et ~325-320 Ma, synchrone à l'échelle de tout le Domaine Sud Armoricaïn. Dans la zone du Morbihan, cet événement serait estimé vers ~335-330 Ma, par la datation de monazites héritées. Les stades les plus tardifs de la fusion crustale sont bien représentés par la mise en place de leucogranites et par la formation des migmatites vers ~325-320 Ma. A

l'Ouest du Domaine Sud Armoricaïn, les premiers incréments de cet événement sont mis en évidence, par la mise en place du leucogranite de Guérande ou les filons syn-cinématiques des Sables d'Olonne vers ~335-330 Ma. Les derniers incréments sont également enregistrés par la fusion partielle des migmatites vers ~320 Ma. Ces estimations reposent bien sûr sur l'hypothèse selon laquelle les interprétations des âges que nous avons calculés sont justes.

3.2 Exhumation vs. Extension, des différences à l'échelle du Domaine Sud Armoricaïn

Entre les trois zones étudiées, les conditions de l'exhumation de l'Unité Inférieure présentent aussi des différences.

(1) Au niveau de la zone du Morbihan, une déformation non-coaxiale se situe le long de la SSZ et de la QSZ. Nous avons proposé que le mouvement cisailant le long de la QSZ soit favorisé par la mise en place de magma, ayant pour effet de localiser la déformation. Dans cette zone, l'exhumation de l'Unité Inférieure est d'abord initiée par l'anatexie de la croûte moyenne puis accommodée par les cisaillements ductiles le long des zones de cisaillement de Quiberon et de Sarzeau (voir dans le chapitre IV : modèle d'exhumation de l'Unité Inférieure dans la zone du Morbihan). La déformation extensive n'est donc synchrone que de stades « tardifs » de l'exhumation. L'exhumation est contrainte dans le temps par l'âge de l'anatexie de la croûte dont les premiers incréments sont datés à ~325 Ma, et finalement par les derniers incréments de la déformation ductiles le long des zones de cisaillement datés à ~302-298 Ma.

(2) Dans la zone de S^t-Nazaire, nous n'avons pas mis en évidence de déformation extensive. A l'instar de la zone du Morbihan, la mise en place de plutons au niveau des contacts Nord et Sud du dôme de S^t-Nazaire aurait pu avoir pour effet de favoriser la création de zones de cisaillement de grande échelle (telle que la QSZ ou la SSZ), caractérisées par une déformation non-coaxiale, mais ces failles ne sont pas observées. Le dôme migmatitique exhumé ressemble plus à un diapir plutôt qu'à un dôme extensif. Le moteur de l'exhumation semble se résumer à des différences de densité et/ou de rhéologie, entre un matériel partiellement fondu, moins dense, situé au cœur du dôme, et son encaissant. En considérant que nous avons bien daté l'âge de mise en place du granite de Guérande, et suivant les conclusions de Bouchez et al. (1981), le début de l'exhumation du dôme s'effectue vers ~335-325 Ma, donc plus tôt que l'exhumation de l'Unité Inférieure dans la zone du Morbihan.

(3) Au niveau des Sables d'Olonne, l'exhumation des unités de haut grade est accommodée par un resserrement des isogrades métamorphiques (Goujou, 1992), et majoritairement

contrôlée par une déformation coaxiale d'axe de raccourcissement maximal vertical (Cagnard et al., 2004). La croûte ne présente pas de discontinuités majeures, même si la mise en place de filons granitiques peut localiser la déformation cisailante extensive à l'échelle de quelques mètres (à hectomètres). Les modalités géochronologiques de cette exhumation sont contraintes par l'âge des filons de granite syn-cinématiques et l'âge de la fusion partielle des migmatites. Si on admet que les filons des Sables d'Olonne sont syn-cinématiques et contemporains de l'extension tardi-orogénique ONO-ESE (Cagnard et al., 2004), et que l'âge à ~330 Ma calculé pour ces filons granitiques est bien un âge de mise en place et non un âge hérité, dans ce cas, le régime extensif doit se produire dans cette zone avant le dernier événement de fusion partielle daté à ~320 Ma. Cela implique, dans la zone des Sables d'Olonne que l'étirement de la croûte synchrone de l'exhumation des unités de haut grade se produit de façon précoce par rapport à l'exhumation de l'Unité Inférieure dans la zone du Morbihan.

Nous estimons donc que l'enregistrement de l'étirement de la croûte ne se fait pas de façon synchrone dans tout le Domaine Sud Armoricaïn. Il serait plus tardif à l'Ouest qu'à l'Est. Par ailleurs l'exhumation des unités de haut grade, se fait également de façon diachrone, elle serait plus précoce à l'Est qu'à l'Ouest.

4 Modèle tectonique pour l'exhumation tardi-orogénique de l'Unité Inférieure dans le Domaine Sud Armoricaïn

Nous proposons dans cette partie un modèle possible de l'évolution tardi-orogénique du Domaine Sud Armoricaïn en trois étapes. Bien que l'évolution métamorphique tardi-orogénique soit bien contrainte dans la zone du Morbihan (Johnson et Brown, 2004), elle ne l'est pas vraiment pour le reste du domaine, ce qui rend cette tentative de modélisation relativement difficile. Nous intégrerons à ce modèle l'ensemble des résultats obtenus au cours de ce travail. Ce modèle se base sur l'ensemble des hypothèses dont nous avons discuté préalablement et dont voici un bref résumé. En premier lieu nous considérons que les interprétations que nous avons faites pour les âges monazite sont justes. Ensuite, n'ayant pas d'argument qui prouverait le contraire, nous considérons que le granite de Quiberon est syn-cinématique, en accord avec Gapais et al. (1993). De la même manière, nous admettons que les filons de granite déformés des Sables d'Olonne sont syn-cinématiques, comme le propose Cagnard et al. (2004). Enfin, nous conviendrons que le granite de Guérande, selon ce que

propose Bouchez et al. (1981), subit, lors de sa mise en place, un écoulement le long d'une direction subméridienne pentée vers le Nord parallèlement à l'interface des unités Inférieure et Intermédiaire.

(1) Le premier stade de ce modèle, situé vers ~335-325 Ma, est marqué par le début de la fusion crustale de l'Unité Inférieure qui voit, à l'Est du domaine, la mise en place du granite de Guérande au niveau de la zone de S^t-Nazaire et la mise en place de filon de granite au niveau de la zone des Sables d'Olonne (Figure VI.3 (ce chapitre) : Modèle de formation et d'exhumation du dôme de S^t-Nazaire). Les filons des Sables d'Olonne sont déformés ductilement au moment de leur mise en place, témoignant d'une déformation extensive visible à l'interface entre l'Unité Intermédiaire et l'Unité Inférieure. Cette déformation pourrait être interprétée comme la preuve d'un découplage entre l'Unité Inférieure ductile, qui fluierait latéralement, et l'Unité Intermédiaire qui se comporterait de façon plus rigide. A ce stade, à l'Ouest du Domaine Sud Armoricaïn, dans la zone du Morbihan, des indices d'un événement métamorphique ou plutonique sont mis en évidence par la cristallisation de monazite. L'Unité Inférieure n'est cependant pas exhumée et aucune preuve de l'anatexie de la croûte n'est enregistrée.

(2) Le deuxième stade se situe vers ~325-320 Ma. A ce stade, la formation des migmatites est générale dans tout le Domaine Sud Armoricaïn. Cette période se caractérise par le début de l'exhumation de l'Unité Inférieure dans la zone du Morbihan, contemporaine de la fusion partielle des migmatites, puis de la mise en place des granites de Quiberon et du complexe de Carnac (Figure IV.33 (chapitre IV) : Modèle d'exhumation de l'Unité Inférieure dans la zone du Morbihan). A ce niveau, la croûte est soumise à un régime tectonique extensif enregistré par les premiers incréments cisailant le long de la QSZ et par la mise en place du complexe de Carnac dans des fentes de tension d'échelle crustale. A l'Est, l'anatexie favorise la formation du dôme diapirique de S^t-Nazaire et du dôme des Sables d'Olonne. Le granite de Guérande subit, à ce moment là, en son toit, une déformation plastique en aplatissement, initiée par la remontée du diapir.

(3) Le dernier stade de ce modèle se situe entre ~320 Ma et ~302-298 Ma. Pendant cette période, l'exhumation de l'Unité Inférieure évolue à l'Est du Domaine Sud Armoricaïn, vers la formation complète du dôme métamorphique des Sables d'Olonne et la formation du dôme diapirique de S^t-Nazaire (Figure VI.3 (ce chapitre) : Modèle de formation et d'exhumation du dôme de S^t-Nazaire et Figure VI.4 (ce chapitre) : Coupe interprétative, parallèle à l'orogène, dans le Domaine Sud Armoricaïn). Cette période voit, à l'Ouest, la localisation de la déformation ductile le long des zones de cisaillement de Quiberon et de Sarzeau dont les

derniers incréments de déformation sont datés à ~302-298 Ma (Figure IV.33 (chapitre IV) :
Modèle d'exhumation de l'Unité Inférieure dans la zone du Morbihan).

PERSPECTIVES DE TRAVAIL ET CONCLUSIONS

1 Une Hypothèse pour expliquer les différences du comportement rhéologique de l'Unité Inférieure entre l'Ouest et l'Est du Domaine Sud Armoricaïn

D'Est en Ouest dans le Domaine Sud Armoricaïn, les portions de l'Unité Inférieure ne se comportent pas de la même manière pendant l'évolution orogénique tardive. Ces différences, dont nous avons fait la synthèse précédemment, se manifestent en termes d'exhumation de l'Unité Inférieure, de l'anatexie et de la déformation extensive. Une explication plausible serait de considérer que les segments d'Unité Inférieure que l'on observe aujourd'hui en surface au niveau des Sables d'Olonne, de S^t-Nazaire et du Morbihan, appartenaient à des niveaux crustaux différents lors de l'évolution tardi-orogénique de la chaîne, la zone des Sables d'Olonne se situant à un niveau le plus profond. Une érosion différentielle plus intense à l'Est qu'à l'Ouest du domaine serait à l'origine de la mise à l'affleurement de ces différents niveaux de croûte. Bien que ce ne soit qu'une hypothèse, elle expliquerait les différences du comportement de la déformation, plus diffuse dans la zone des Sables d'Olonne et plus localisée vers des niveaux crustaux supérieurs représentés par la zone du Morbihan, synonyme de conditions plus froides. Cette hypothèse expliquerait également les différences entre l'Est et l'Ouest du domaine en termes d'enregistrement de l'anatexie de l'Unité Inférieure lors des phases tardives de l'orogène. A l'Ouest du Domaine Sud Armoricaïn, la présence de magmas déplacés depuis des niveaux crustaux plus profonds vers ceux de leur mise en place, est démontrée par les granites de Quiberon Ploemeur et Houat et le complexe de Carnac. A l'extrême Ouest du Domaine Sud Armoricaïn, d'autres plutons granitiques sont également présents comme le granite de Pont-l'Abbé ou de Pluguffant, ce dernier se mettant en place à 318 ± 4 Ma (datation chimique U-Th/Pb sur monazite réalisée par Cocherie, inédit dans la notice explicative de la carte géologique au 1/50000 de Quimper, Béchenec et al., 1999). Dans ces parties occidentales du Domaine Sud Armoricaïn, les granites datés lors de ce travail, présentent par ailleurs des monazites héritées considérées comme synchrones d'événements métamorphiques ou plutoniques ayant affecté la source à l'origine du magma. A l'Est, des événements plutoniques sont enregistrés par la mise en place des granites de Guérande et des Sables d'Olonne. Ainsi, il serait possible de considérer que les domaines de haut grade des Sables d'Olonne se situaient à la même profondeur que les sources qui ont produit les magmas à l'origine des granites de Quiberon, Ploemeur, Houat et Carnac. Le Cisaillement Sud Armoricaïn aurait joué dans cette remontée différentielle le rôle de faille de transfert. Les linéations systématiquement à pendage vers l'Est portées par les

plans de cisaillement du Cisaillement Sud Armoricaire, sont compatibles avec un tel phénomène.

Un moyen de vérifier cette hypothèse serait de déterminer les conditions métamorphiques contemporaines de la mise en place des filons granitiques des Sables d'Olonne et de la fusion partielle des migmatites dans cette zone. Les mêmes études devraient être entreprises dans la zone de S^t-Nazaire.

Dans le cas où cette hypothèse serait vérifiée, l'étude des résultats de la tomographie et de l'anisotropie sismique réalisée dans le Massif Armoricaire à l'occasion du projet ARMOR2-GéoFrance3D, permettrait peut-être d'expliquer un tel phénomène.

2 L'étirement tardi-orogénique à l'échelle de la virgation Ibéro-Armoricaine

Nous avons vu au cours de ce travail, que l'étirement ONO-ESE est bien établi dans tout le Domaine Sud Armoricaire. Nous avons par ailleurs montré qu'il est sub-synchrone à l'échelle de tout le domaine, évoluant entre ~335-330 Ma et ~302-298 Ma. Dans la branche sud de la virgation Ibéro-Armoricaine, un étirement de la croûte synchrone des phases tardi-orogéniques a aussi été documenté. Dans le domaine de Olo de Sapó, au Nord du massif Ibérique, les travaux de Aranguren et al., (1996) montrent l'existence d'un étirement N-S et d'un raccourcissement E-O, synchrone de la mise en place de granites syn-cinématiques datée à 310-315 Ma par la méthode Ar/Ar sur muscovite (Dallmeyer et al., 1990). Les travaux récents de Gloaguen (2006) mettent également en évidence ce régime tectonique caractérisé par un étirement N-S daté vers ~330 Ma par la méthode de datation chimique sur monazite. Dans le massif Ibérique, cet étirement est compatible avec un échappement tectonique vers le Nord qui s'inscrit dans le modèle de formation de l'arc Ibero-Armoricain proposé par Martinez Catalan (1990). Cet échappement serait accommodé par des zones de cisaillement ductiles senestres, faisant le pendant du Cisaillement Sud Armoricaire. Ainsi, la formation de la virgation Ibéro-Armoricaine ne serait pas uniquement imputable à un phénomène de poinçonnement lors de la collision Gondwana-Armorica comme ça l'a été proposé par Matte (1986). Un étirement parallèle à l'orogène, enregistré dans les deux branches de la virgation, synchrone des phases tardives de l'évolution orogénique de la chaîne, pourrait en être également le moteur. Cependant le régime tectonique d'une branche à l'autre de la virgation Ibéro Armoricaire n'est pas le même. D'après les travaux réalisés dans la branche Ibérique, la croûte semble être soumise à un régime compressif E-O, perpendiculaire à l'allongement du

massif (ex : Gloaguen, 2006 et références incluses), alors qu'aucun régime compressif n'est documenté dans le Domaine Sud Armoricaïn. Il est intéressant de noter que l'étirement ONO-ESE d'âge Carbonifère Moyen est également enregistré par les plutons granitiques datés entre 325 Ma et 310 Ma dans le Limousin, l'Auvergne, ou les Cévennes (Faure et Pons, 1991 ; Faure, 1995 ; Talbot et al., 2005a ; Joly et al., 2007 ; Faure et al., 2010).

3 Conclusions

Dans le Domaine Sud Armoricaïn, l'évolution tardi-orogénique se manifeste de différentes manières. L'étude de terrain de la zone du Golfe du Morbihan a permis en premier lieu de cartographier la Zone de Cisaillement de Sarzeau (SSZ) jusqu'alors peu connue, et de préciser sa structure et sa cinématique. L'étude structurale de ce secteur a mis en évidence un continuum de déformation dans le contexte tectonique extensif ONO-ESE tardi-orogénique. Nous avons estimé la durée de ce continuum à ~15-20 Ma par de multiples datations U-Th-Pb et Ar/Ar. Il s'enregistre d'abord par la mise en place du complexe granitique de Carnac daté vers ~320 Ma, qui se met en place à la faveur de fentes de tension de grande échelle orientées NNE-SSO, puis par la déformation ductile le long de la SSZ et enfin lors des derniers incréments par la formation d'un important réseau de faille fragiles documentant une contrainte principale maximale (σ_1) verticale et une contrainte principale minimale (σ_3) horizontale et orientée ONO-ESE. Les derniers incréments de ce continuum (en contexte fragile) sont datés vers ~302-298 Ma. L'étude géophysique réalisée dans la zone du Golfe du Morbihan, combinant ASM et gravimétrie, suggère que le pluton de Carnac est formé en partie de la coalescence de filons orientés NNE-SSO dans un contexte tectonique extensif. Les études structurales, cinématiques et chronologiques des zones de cisaillement de Quiberon et de Sarzeau montrent qu'elles ont un fonctionnement en partie synchrone et qu'elles sont toutes les deux le résultat d'un étirement ONO-ESE de la croûte. Les cinématiques opposées de ces zones de cisaillement accommodent l'exhumation de l'Unité Inférieure sub-synchrone d'une anatexie généralisée, à l'origine de la formation des migmatites et de la mise en place successive de plusieurs générations de granites. Les données géochronologiques obtenues en marge de la thèse sur le fonctionnement du Cisaillement Sud Armoricaïn (CSA), ont montré que cette zone de cisaillement est synchrone des zones de cisaillement extensives de Sarzeau et de Quiberon. Cela suggère que le CSA joue le rôle de faille de transfert accommodant les différences de comportements rhéologiques entre le

Domaine Sud Armoricaïn, qui s'étire, et les domaines plus septentrionaux qui restent stables. L'ensemble de ces résultats permet d'enrichir par de nouvelles données géochronologiques et structurales l'évolution pression-température qui avait été préalablement établie pour les migmatites du Golfe du Morbihan. Ainsi ce chemin pression-température-temps-déformation montre un léger diachronisme entre l'anatexie et l'enregistrement de la déformation extensive. Il suggère que la formation des zones de cisaillement de Sarzeau et de Quiberon ne soit que la conséquence de l'exhumation de l'unité de haut grade. Par ailleurs nous avons montré que la croûte moyenne à inférieure du Domaine Sud Armoricaïn a subi un épisode de fusion partielle synchrone à l'échelle de tout le domaine, que nous avons daté entre ~325 Ma et ~320 Ma. Nous considérons que le ramollissement de la croûte en raison de cette phase d'anatexie est responsable de l'exhumation tardi-orogénique de l'Unité Inférieure dans les zones des Sables d'Olonne et de S^t-Nazaire. L'étude structurale préliminaire réalisée dans la zone de S^t-Nazaire nous a permis de suggérer un modèle d'exhumation de l'Unité Inférieure dans cette zone. Le dôme de S^t-Nazaire est alors interprété comme un dôme diapirique et non comme un dôme extensif. Par ailleurs, les contrastes de style tectonique entre la partie occidentale du Domaine Sud Armoricaïn, caractérisée par des failles normales à faible pendage à cinématique opposée qui déforment des migmatites, et la partie orientale du Domaine Sud Armoricaïn dans laquelle il n'existe pas de telles failles de détachement, sont bien illustrés sur la coupe générale du Domaine Sud Armoricaïn.

Références bibliographiques

Agard, P., P. Monié, L. Jolivet, and B. Goffe (2002), Exhumation of the Schistes Lustrés complex: *in situ* laser probe $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints and implications for the Western Alps, *J. of Metamorphic. Geol.*, 20, 599-618.

Agard, P., L. Labrousse, S. Elvevold and C. Lepvrier (2005), Discovery of Palaeozoic Fe-Mg carpholite (Motalafjella, Svalbard Caledonides): a milestone for subduction zone gradients, *Geology*, 33, 761-764.

Améglio, L., J.-L. Vigneresse, et J.-L. Bouchez (1997), Granite pluton geometry and emplacement mode inferred from combined fabric and gravity data, in Bouchez, J.-L., Hutton, D. H. W., Stephens, W. E., (Eds.), in *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics* - Kluwer Academic Publishers, Dordrecht-Boston-London, pp. 199-214.

Andersen, T.B. (1998), Extensional tectonics in the Caledonides of southern Norway, an overview, *Tectonophysics*, 285, 333-352.

Anderson, E.M. (1942), The dynamics of faulting, in: Olivier and Boyd (Eds.), 1951 2nd ed., Edinburgh, 206p.

Angelier, J. (1984), Tectonic analysis of fault slip data sets, *J. Geophys. Res.*, 89 (B7) 5835–5848.

Angelier, J. (1990), Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. III. A new rapid direct inversion method by analytical means, *Geophys. J. Int.*, 103, 363–376.

Angelier, J. (1994), Fault slips analysis and paleostress reconstruction, in: P. Hancock (Eds.), *Continental Deformation*, Pergamon, New York, pp. 53-100.

Aranguren, A., J. M. Tubia, J.-L. Bouchez et J.-L. Vigneresse (1996), The Guitiriz granite, Variscan belt of northern Spain: extension-controlled emplacement of magma during tectonic escape. *Earth and Planetary Science Letters*, 139, 165-176.

Audren, C. (1987), Evolution structurale de la Bretagne méridionale au Paléozoïque, Thèse, Univ. de Rennes 1, Rennes, 365 pp.

Audren, C., P. Jegouzo, L. Barbaroux et P. Bouysse (1975), carte géologique au 1/50000 « La Roche-Bernard », BRGM (Eds.).

Audren, C. et J. Le Métour (1976), Mobilisation anatectique et déformation. Un exemple : les migmatites du Golfe du Morbihan (Bretagne méridionale), *Bull. Soc. géol. Fr.*, 4, 1041-1049.

Audren, C. et J.P. Lefort (1977), Géologie du plateau continental sud armoricain entre les îles de Glénan et de Noirmoutier. Implications géodynamiques, *Bull. Soc. Géol. France*. Vol. 7, t. XIX, n°2, p.395-404.

Audren, C. et J. Plaine, (1986) notice explicative de la carte géologique au 1/50000 « Belle Ile en Mer Iles Houat et Hoëdic », BRGM (Eds.).

Augier, R., P. Agard, P. Monié, L. Jolivet, C. Robin and G. Booth-Rea (2005a), P-T-D-t retrograde evolution of the Nevado-Filabride complex (SE Spain): New insights from in-situ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and metamorphic petrology, *J. of Metam. Geol.*, 23, 357-381.

Augier, R., L. Jolivet and C. Robin (2005b), Late orogenic doming in the eastern Betics: final exhumation of the Nevado-Filabride complex and its relation to basin genesis, *Tectonics*, 24, TC4003.

Augier, R., P. Turrillot, et al., (sous presse 1) carte géologique au 1/50000 « Vannes-Saint-Gildas », BRGM (Eds.).

Augier, R., Menier, D., Van-Vliet-Lanoë, B., Hallegouët, B., Chauris, L., Turrillot, P., Carn, A., Thinon, I., 2010 (sous presse 2), notice explicative de la carte géologique au 1/50000 « Vannes Saint-Gildas », BRGM (Eds.).

Axen, G.J., J. Selverstone, T. Byrne et J.M. Fletcher (1998), If the strong crust leads, will the weak crusts follow?, *GSA Today*, 8, 1-8.

Baker, D. R. (1998), The escape of pegmatite dikes from granitic plutons: Constraints from new models of viscosity and dike propagation, *Can. Mineral.* 36, 255-263.

Bale, P. et J.P. Brun (1986), Les complexes métamorphiques du Léon (NW Bretagne) : un segment du domaine éo-hercynien sud armoricain translaté au Dévonien, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 2(3), 471-477.

Ballard, J.F., J.P. Brun et J. Durand (1986), La discordance Briovérien-Paléozoïque inférieur en Bretagne Centrale : signature d'un épisode de distension ordovicienne, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, II* - 303(14), 1327-1332.

Ballèvre, M., J.R. Kienast, et J.L. Paquette (1987), Le métamorphisme écolitique dans la nappe hercynienne de Champtoceaux (Massif armoricain)." - *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, II* - 305, 127-131.

Ballèvre, M., F. Paris et M. Robardet (1992), Corrélation ibéro-armoricaines au Paléozoïque : une confrontation des données Paléobiogéographiques et tectonométamorphiques, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 315, 1783-1789.

Ballèvre, M., J. Marchand, G. Godard, J.-C. Goujou et R. Wyns (1994), Eo-Hercynian events in the Armorican Massif, in: Keppie, J.D. (Eds.), *Pre-Mesozoic geology in France and related areas*, Springer, Berlin, 183-194.

Ballèvre, M., R. Capdevilla, C. Guerrot et J.J. Peucat, (2002), 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, 303-311.

Ballèvre, M., V. Bosse, P. Pitra (2007), Geology, petrology and geochronology of the blueschists from the Île-de-Groix, In: *Eclogite Field Symposium (Lochalsh, Scotland)*, Post-Symposium Excursion 84 p.

- Ballèvre, M., V. Bosse, C. Ducassou and P. Pitra (2009), Palaeozoic history of the Armorican Massif: Models for the tectonic evolution of the suture zones, *C. R. Geoscience*, 341, 174-201.
- Bard, J.-P., Burg, J.-P., Matte, P. et A. Ribeiro (1980), La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques, BRGM, Orléans, Mémoire 108, pp. 233-246.
- Barrois, C. (1897), Carte géologique de la feuille de Quiberon à 1/80 000.
- Bartley, J.M., D.S. Coleman et A.F. Glazner (2006), Incremental pluton emplacement by magmatic crack-seal. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth* 97, 383-396.
- Be Mézeme, E., A. Cocherie, M. Faure, O. Legendre et P. Rossi (2006), Electron microprobe monazite geochronology of magmatic events: examples from Variscan migmatites and granitoids, Massif Central, France, *Lithos*, 87, 276–288.
- Béchenec, F., B. Hallégouët, et D. Thièblemont (1999), notice explicative de la carte géologique au 1/50000 "Quimper", BRGM (Eds.).
- Bernard-Griffiths, J., J.J. Peucat, S. Sheppard et P. Vidal (1985), Petrogenesis of Hercynian leucogranites from the southern Armorican Massif : contribution of REE and isotopic (Sr, Nb, Pb and O) geochemical data to the study of source rock characteristics and ages, *Earth and Planetary Science Letters*, 74, 235-250.
- Berthé, D., P. Choukroune et D. Gapais (1979), Quartz Fabrics and Progressive Gneissification of Granites By Simple Shear - Example of the South American Shear Zone, *Bulletin de Minéralogie*, 102(2-3), 265-272.
- Berthé, D., P. Choukroune and P. Jégouzo (1979), Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of south Armorican Shear Zone, *J. Struct. Geol.*, 1, 31-42.
- Berthier F., J.-L. Duthou et M. Roques (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 ces faciès types, *Bull. BRGM. Fr.*, I, 31-42.
- Bitri, A., J.P. Brun, D. Gapais, F. Cagnard, C. Gumiaux, J. Chantraine, G. Martelet et C. Truffert (2003), data from the ARMOR 2 South profile and correlation with the ARMOR 2 North profile, *C. R. Acad. Sc.*, 342, 448-452.
- Borradaile, G.J. (1988), Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain, *Tectonophysics* 156, 1–20.
- Borradaile, G.J. et B. Henry (1997), Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy, *Earth Science Reviews* 42, 49–93.
- Bosse, V., G. Féraud, G. Ruffet, M. Ballèvre, J.-J. Peucat and K. de Jong (2000), Late Devonian subduction and early orogenic exhumation of eclogite-facies rocks from the Champtoceaux complex (Variscan belt, France), *Geol. J.*, 35, 297-325.

Bosse, V., M. Ballèvre et O. Vidal (2002), Ductile thrusting recorded by the garnet isograd from blueschist-facies metapelites of the Ile de Groix, Armorican Massif, France, *Journal of Petrology*, 43, 485-510.

Bouchez, J.-L., P. Guillet et F. Chevalier (1981), Structures d'écoulement liées à la mise en place du granite de Guérande (Loire-Atlantique, France), *Bulletin de la Société Géologique de France*, 4, 387-399.

Bouchez, J.-L. (1997), Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks, in Bouchez, J.-L., Hutton, D. H. W., and Stephens, W. E., (Eds.), in *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht-Boston-London, pp. 95-112.

Bowen, N.L. (1948), The granite problem and the method of multiple prejudices. In: J. Giluly et al., *Origin of Granite*. Geol. Soc. Am. Mem, 28, 79-90.

Brillanceau, A. (1978), in: *Guide Géologique régional Poitou-Vendée-Charente*, Masson (Eds), 200p.

Brown, M. (1983), The petrogenesis of some migmatites from the Presqu'île de Rhuys, southern Brittany, France, in: Atherton, M. P., and C. D. Gribble (Eds.), *Migmatites, Melting and Metamorphism*, Shiva Publishing, Nantwich, 174-200.

Brown, M. (2005), Synergistic effects of melting and deformation: an example from the Variscan belt, western France, paper presented at 13th Conference Information: Meeting on Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics, (2003), St Malo, FRANCE, Source: *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: from minerals to the Lithosphere*, Geological Society Spec. Publication, 243, 205-226.

Brown, M. et R.D. Dallmeyer (1996), Rapid Variscan exhumation and the role of magma in core complex formation: southern Brittany metamorphic belt, France, *J. of Metamorph. Geol.*, 14, 361-379.

Brown, M. et T. Rushmer (1997), The role of deformation in the movement of granite melt: views from the laboratory and the field, in: Holness, M. B. (Eds.) *Deformation-Enhanced Fluid Transport in the Earth's Crust and Mantle*. The Mineralogical Society Series: 8. Chapman and Hall, London, 111-144,

Brun, J.-P., J.F. Ballard et C. Le Corre (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(4), 419-429.

Brun, J.-P. et J. Pons (1981), Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non-coaxial deformation, Sierra-Morena, southern Spain, *J. Struct. Geol.* 3, 19-229.

Brun, J.-P. et J.-P. Burg (1982), Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc: a corner effect during continental collision, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 61, 319-332.

Brun, J.-P., D. Sokoutis et J. Van Den Driessche (1994), Analogue modelling of detachment fault systems and core complexes, *Geology*, 22, 319-322.

Buck, W. R. (1991), Modes of Continental lithospheric extension, *J. Geophys. Res.*, 96, 20161-20178

Burg, J.-P., J. Van Den Driessche et J.-P. Brun (1994), Syn to post-thickening extension in the Variscan Belt of Western Europe: Modes and structural consequences, *Geol. Fr.*, 3, 33-51.

Cabanis, B. et G. Godard (1987), Les éclogites du pays de Léon (Nord- Ouest du Massif armoricain) : étude pétrologique et géochimique ; implications géodynamiques, *Bull. Soc. Geol. France* 8 III (1987) 1133–1142.

Cagnard, F., D. Gapais, J.-P. Brun, C. Gumiaux et J. Van Den Driessche (2004), Late pervasive crustal-scale extension in the south Armorican Hercynian belt (Vendée, France), *J. Struct. Geol.*, 26, 435-449.

Callot, J.-P. et X. Guichet (2003), Rock texture and magnetic lineation in dykes: a simple analytical model, *Tectonophysics* 366, 207-222.

Cannat, M. et J.L. Bouchez (1986), Linéations N-S et E-W en Vendée littorale (Massif Armoricain). Episodes tangentiels successifs éo-hercyniens en France occidentale, *Bulletin de la Société géologique de France*, 2(2), 299-310.

Carpena, J., D. Chaillou, A. Chambaudet et G. Poupeau (1979), Fission Track Geochronology of the Hercynian Platform in France, Report of the 10th International Conference on Solid State Nuclear Track Detectors, Space Biophysics of the Parliament of the Council of Europe, Lyon.

Carron, J.-P., M. Le Guen de Kerneizon et H. Nachit (1994), Variscan granites from Brittany, in: Keppie, J.D., (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas*, Springer, Berlin, 231-239.

Cartannaz C., P. Rolin, A. Cocherie, D. Marquer, O. Legendre, C.M. Fanning et P. Rossi (2006), Characterisation of wrench tectonics from dating syn-to post-magmatism in the north-western French Massif Central, *Int. J. Earth Sci.*, doi: 10.1007/s00531-0066-0101-y.

Cartier, C. (2001), Contexte tectonique des minéralisations du domaine ligérien. Implications géodynamiques pour la chaîne hercynienne, Thèse Université Orléans, 250p.

Cartier, C., M. Faure et H. Lardeux (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.

Charles, N., et al. (2010 in press), Metamorphic Core Complexes vs. synkinematic plutons in continental extension setting: Insights from key structures (Shandong Province, eastern China), *Journal of Asian Earth Sciences*, doi:10.1016/j.jseas.2010.07.006

Cherniak, D.J. et E.B. Watson (2000), Pb diffusion in zircon, *Chem. Geol.*, 172, 5–24.

Clemens, J.D. et C.K. Mawer (1992), Granitic magma transport by fracture propagation, *Tectonophysics* 204, 339-360.

- Cloos, H. (1925), Einführung in die tectonische Behandlung magmatischer Erscheinungen: pt 1: Das Riesengebirge in Shlesien. Gebr., Borntraeger, Berlin, pp. 194.
- Cocherie, A. et F. Albarede (2001), An improved U-Th-Pb age calculation for electron microprobe dating of monazite, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 65, 4509-4522.
- Cocherie, A., E. Be Mezeme, O. Legendre, C.M. Fanning, M. Faure et P. Rossi (2005), Electron microprobe dating as a tool for determining the closure of Th-U-Pb systems in migmatitic monazites, *Am. Mineral.*, 90, 607-618.
- Cocherie, A. et O. Legendre (2007), Potential minerals for determining U-Th-Pb chemical age using electron microprobe, *Lithos*, 93, 288-309.
- Cocks, L.R.M. (2000), The early Palaeozoic geography of Europe, *Journal of the Geological Society*, 157, pp.1-10.
- Cocks, L.R.M. et R.A. Fortey (1982), Faunal evidence for oceanic separations in the Paleozoic of Britain, *Journal of the Geological Society of London*, 139, 465-478.
- Cogné, J. (1949), Quelques observations tectoniques sur les schistes cristallins et les granites de la Cornouaille maritime, *Comptes Rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences*, 229, 1251-1253.
- Cogné, J. (1960), Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale. *Mém. Carte géol. France*, 382 p.
- Cogné, J. (1974), Le Massif armoricain, in : Debelmas, J. (Eds.), *Géologie de la France*, Doin, Paris, France, 105-161.
- Cogné, J., J.C. Horrenberger et M.T. Morzadec (1973a), carte géologique au 1/50000 "St-Nazaire", BRGM (Eds.).
- Cogné, J., B. Hassendorfer, L. Barbaroux, J. Guigues et A. Bambier (1973b), notice explicative de la carte géologique au 1/50000 "St-Nazaire", BRGM (Eds.).
- Cogné, J., J.C. Horrenberger et M.T. Morzadec (1973), notice explicative de la carte géologique au 1/50000 "Lorient", BRGM (Eds.).
- Colchen, M. et P. Rolin (2001), La chaîne hercynienne en Vendée, *Géologie de la France*, 2, 53-85.
- Corti, G., M. Bonini, S. Conticelli, F. Innocenti, P. Manetti and D. Sokoutis (2003), Analogue modelling of continental extension: a review focused on the relations between the patterns of deformation and the presence of magma, *Earth-Science Reviews*, 63, 169-247.
- Crittenden, M.D., P.J. Coney et G.H. Davis (Eds.), (1980), *Cordilleran Metamorphic Core Complexes*, Geological Society of America Memoir, 153.
- D'Eramo, F., L. Pinotti, J.M. Tubia, N. Vegas, A. Aranguren, R. Tejero et D. Gomez (2006), Coalescence of lateral spreading magma ascending through dykes: a mechanism to form a

granite canopy (El Hongo pluton, Sierras Pampeanas, Argentina). *Journal of the Geological Society*, London 163, 2006, 881–892.

Dahl, P.S. (1996a), The crystal-chemistry basis for Ar retention in micas: inferences from interlayer partitioning and implications for geochronology. *Contrib. Mineral Petrol.*, 123, 55-99.

Dallmeyer, R.D., J.I. Gil Ibarguchi et A. Ribeiro (1990), Age, palinspatic derivation and tectonothermal evolution of exotic terranes in northwest Iberia, in: IGCP 233 Int. Conf. Paleozoic Grogens in Central Europe, Abstract Vol., 46-49.

Dallmeyer, D., L. Johansson et C. Moller (1992), Chronology of Caledonian high-pressure granulite-facies metamorphism, uplift, and deformation within northern parts of the Western Gneiss Region, Norway, *Geological Society of America Memoir*, 104, 444-455.

Davis, G.H. et P.J. Coney (1979), Geological development of Cordilleran metamorphic core complexes, *Geology*, 7, 120-124

Dewey, J. et K. C. Burke (1973), Tibetan, Variscan and Precambrian basement reactivation: products of continental collision, *Journal of Geology*, 81, 683-692.

Dias, R. et A. Ribeiro (1995), The Ibero-Armorican Arc: a collision effect against an irregular continent?, *Tectonophysics*, 246, pp.113-128.

Diot, H. (1980), Recherches structurales et stratigraphiques dans la partie orientale du domaine ligérien (Massif armoricain), Thèse, Université de Nantes, 160 p.

Dodson, M. (1973), Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems, *Contrib. Mineral Petrol.*, 40, 259-274.

Duthou, J.-L. (1977), Chronologie Rb-Sr et géochimie des granitoïdes d'un segment de la chaîne Varisque. Relation avec le métamorphisme : le Nord Limousin, *Ann. Sci. Univ. Clermont-Ferrand*, 63.

Duthou, J.-L., M. Chenevoy et M. Gay (1994), Age Rb-Sr, Dévonien moyen des migmatites à cordiérite du Lyonnais (Massif central français), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 319, 791-796.

Eide, E.A., T.H. Torsvik et T.B. Andersen (1997), Absolute dating of brittle fault movements: Late Permian and late Jurassic extensional fault breccias in western Norway, *Terra Nova*, 9, 35-139.

Ellwood, B.B. (1978), Flow and emplacement direction determined for selected basaltic bodies using magnetic susceptibility anisotropy measurements, *Earth and Planetary Science Letter* 41, 254-264.

England, P.-C. et A.-B. Thompson (1984), Pressure–temperature–time paths of regional metamorphism, I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust, *Journal of Petrology*, 25, 894–908.

Faure, M. (1995), Late orogenic Carboniferous extensions in the Variscan French Massif Central, *Tectonophysics* 14, 132–153.

- Faure, M. et J. Pons (1991), Crustal thinning recorded by the shape of the Namurian-Westphalian leucogranite in the Variscan Belt of the northwest Massif Central, France, *Geology*, 7, 730-733.
- Faure, M., C. Leloix et J.Y. Roig (1997), L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne, *Bull. Soc. Geol. France*, 168, 695-705.
- Faure, M., W. Lin, L. Shu, Y. Sun et U. Schärer (1999), Tectonics of the Dabieshan (eastern China) and possible exhumation mechanism of ultra high-pressure rocks, *Terra Nova*, 11, 251-258.
- Faure, M., P. Monié, H. Maluski, C. Pin et C. Leloix (2002), Late Visean thermal event in the northern part of the French Massif Central. New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Rb-Sr isotopic constraints on the Hercynian syn-orogenic extension, *Int. J. Earth Sciences*, 91, 53-75.
- Faure, M., E. Be Mézeme, M. Duguet, C. Cartier et J.-Y. Talbot (2005a), Paleozoic tectonic evolution of medio-Europa from the example of the French Massif Central and Massif Armoricaïn, in: Carosi, R., R. Dias, D. Iacopini and G. Rosenbaum (Eds.), *The southern Variscan belt, J. Virtual Expl., Electronic Edition, ISSN 1441-8142*, 19, Paper 5.
- Faure M., E. Be Mezeme, A. Cocherie, P. Rossi, A. Chemenda et D. Boutelier (2008), Devonian geodynamic evolution of the Variscan Belt, insights from the French Massif Central and Massif Armoricaïn, *Tectonics*.
- Faure M., A. Cocherie, E. Be Mézeme, N. Charles et P. Rossi (2010), Middle Carboniferous crustal melting in the Variscan Belt: New insights from U–Th–Pb tot. monazite and U–Pb zircon ages of the Montagne Noire Axial Zone (southern French Massif Central), *Gondwana Research*, 18, 653-676.
- Franke, W. (1989), Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe, *Geological Society of America, Special Paper 230*, 67-90.
- Franke, W. (2000), The mid-European segment of the Variscides : tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution, in *Orogenic Processes : Quantification and Modelling in the Variscan Belt*, in: W. Franke, V. Haak, O. Oncken, D. Tanner (Eds.), *Special Publications*, 179, Geological Society of London, 35-61.
- Gapais, D. et B. Barbarin (1986), Quartz fabric transition in a cooling syntectonic granite (Hermitage Massif, France), *Tectonophysics*, 125, 357-370.
- Gapais, D., J.-L. Lagarde, C. Le Corre, C. Audren, P. Jégouzo, A. Casas Sainz and J. Van Den Driessche (1993), La zone de cisaillement de Quiberon : témoin d'extension de la chaîne Varisque en Bretagne méridionale au Carbonifère, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 316, 1123-1129.
- Gapais, D., F. Cagnard, F. Gueydan, P. Barbey et M. Ballèvre (2009), Mountain building and exhumation processes through time: inferences from nature models, *Terra Nova*, 21, 188-194.

- Geoffroy, L., J.P. Callot, C. Aubourg et M. Moreira (2002), Magnetic and plagioclase linear fabric discrepancy in dykes: a new way to define the flow vector using magnetic foliation, *Terra Nova* 14, 183-190.
- Gibbons, W., R. Doig, T. Gordon, B. Murphy, P. Reynolds et J. Clancy (1996), Mylonite to megabreccia: Tracking fault events within transcurrent terrane boundary in Nova Scotia, Canada *Geology*, 24, 411-414.
- Gloaguen, E. (2006), Apports d'une étude intégrée sur les relations entre granites et minéralisations filoniennes (Au et Sn-W) en contexte tardi-orogénique (Chaîne Hercynienne, Galice centrale, Espagne), Thèse, Université d'Orléans, 572 p.
- Goujou, J.-C. (1992), Analyse pétro-structurale dans un avant-pays métamorphique : influence du plutonisme tardi-orogénique Varisque sur l'encaissant épi à mésozonal de Vendée, BRGM (Eds.), 216.
- Guerrot, C., F. Béchenec et D. Thiéblemont (1997), Le magmatisme paléozoïque de la partie nord-ouest du domaine sud-armoricain données géochronologiques nouvelles, C.R. Acad. Sci. Paris, T324, 977-984.
- Guillet, P. et J.L. Bouchez (1981), Les structures primaires dans le granite de Guérande (Loire Atlantique, France), C. R. Acad. Sc. Paris, t. 292, 1087-1092.
- Guillet, P. et J.L. Bouchez (1983), Anisotropy of magnetic susceptibility and magmatic structures in the Guérande granite massif (France), *Tectonics*, 5, 419-429.
- Guillet, P., J.L. Bouchez et J.L. Vignerresse (1985), Le complexe granitique de Plouaret: mise en évidence structurale et gravimétrique de diapirs emboîtés, *Bulletin de la Société géologique de France* 8, 503-513.
- Guiraud, M., J.P. Burg et R. Powel (1987), Evidence for a variscan suture zone in the Vendée, France: a petrological study of blueschist facies rocks from Bois de Céné, *Journal of Metamorphic Geology*, 5, 225-237.
- Gumiaux, C. (2003), Modélisation du cisaillement Hercynien de Bretagne Centrale : déformation crustale et implications lithosphériques, Thèse, Université de Rennes1, Rennes, 256 p.
- Gumiaux, C., J.-P. Brun et D. Gapais (2004), Strain removal within the Hercynian Shear Belt of Central Brittany (Western France): methodology and tectonic implications, *J. Geol. Soc. London Spec. publ.*, 224, 287-305.
- Gunnell, Y. et A. Louchet (2000), The influence of rock hardness and divergent weathering on the interpretation of apatite fission-track denudation rates - Evidence from charnockites in South India and Sri Lanka, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 44, 33-57.
- Hames, W.E. et S.A. Browning (1994), An empirical evaluation of the Argon diffusion geometry in muscovite, *Earth Planetary Science Letter*, 124, 161-167.

Hames, W.E. et J.T. Cheney (1997), On the loss of ^{40}Ar from muscovite during polymetamorphism, Conference Information: Spring Meeting of the American-Geophysical-Union, Baltimore, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61, 3863-3872.

Hammer, S. (1939), Terrain corrections for gravimeter stations. *Geophysics*, 4, 184-194.

Hancock, P.L. (1985), Brittle microtectonics – principles and practice, *J. of Struct. Geol.*, 7, 437-457.

Handy, M.R. et J.-P. Brun (2004), Seismicity, structure and strength of the continental lithosphere, *Earth and Planetary Science. Letter*, 223, 427-441.

Harrison, T.M., J. Celerier, A.B. Aikman, J. Hermann et T. Matthew (2009), Diffusion of ^{40}Ar in muscovite, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 73, 1039-1051.

Herrero-Bervera, E., G.P.L. Walker, E. Canon-Tapia et M.O. Garcia (2001), Magnetic fabric and inferred flow direction of dikes, conesheets and sill swarms, Isle of Skye, Scotland, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 106, 195-210.

Hibbard, M. (1987), Deformation of incompletely crystallized magma systems: granitic gneisses and their tectonic implications, *Journal of Geology* 95, 543-561.

Hoilister, L.S. (1993), The role of melt in the uplift and exhumation of orogenic belts. *Chemical Geology*, 108, 31-48.

Horrenberger, J.C., et M.T. Morzadec (1972), carte géologique au 1/50000 "Lorient", BRGM (Eds.).

Hrouda, F. (1982), Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics, *Geophysical Surveys* 5, 37-82.

Iglesias, M. et J.-P. Brun (1976), Signification des variations et anomalies de la déformation dans un segment de la chaîne hercynienne (les séries cristallophylliennes de la Vendée littorale, Massif Armoricaïn), *Bull. Soc. géol. Fr.*, 18, 1443-1452.

Jégouzo, P. (1980), The South Armorican shear zone, *J. of Struct. Geol.*, 2, 39-47.

Jégouzo P., J.-J. Peucat et C. Audren (1986), Caractérisation et signification géodynamique des orthogneiss calco-alcalins d'âge ordovicien de Bretagne méridionale, *Bull. Soc. géol. Fr.* 2, 839-848.

Jégouzo, P. et E.A. Rossello (1988), La Branche Nord du Cisaillement Sud-Armoricaïn (France) : un essai d'évaluation du déplacement par l'analyse des mylonites, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 307, 1825-1831.

Jelinek, V. (1978), Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens, *Studia Geophysika et Geodetika* 22, 50-62.

Jelinek, V. (1981), Characterization of the magnetic fabric of rocks, *Tectonophysics* 79, 563-567.

Jenkin, G.R.T., R.M. Ellam, G. Rogers et F.M. Stuart (2001), An investigation of closure temperature of the biotite Rb-Sr system: The importance of cation exchange, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 65, 1141-1160.

Johnson, T. et M. Brown (2004), Quantitative constraints on metamorphism in the Variscides of southern Brittany - a complementary pseudosection approach, *J. Petrol.*, 45, 1237-1259.

Jolivet, L., C. Faccenna, B. Goffé, E. Burrov et P. Agard (2003), Subduction tectonics and exhumation of high-pressure metamorphic rocks in the Mediterranean orogens, *Am. J. Sci.*, 303, 353-409.

Jolivet, L., H. Raimbourg, L. Labrousse, D. Avigad, Y. Leroy, H. Austrheim et T.B. Andersen (2005), Softening triggered by eclogitization, the first step toward exhumation during continental subduction, *Earth Planetary Science Letter*, 237, 532-547.

Jolivet, L. et Brun J.P. (2010), Cenozoic geodynamic evolution of the Aegean, *International Journal of Earth Sciences*, 99, 109-138.

Joly A., Y. Chen, M. Faure et G. Martelet (2007), A multidisciplinary study of a syntectonic pluton close to a major lithospheric-scale fault: relationships between the Montmarault granitic massif and the Sillon Houiller Fault in the Variscan French Massif Central. Part I: Geochronology, mineral fabrics and tectonic implications, *J. Geophys. Res.*, 112, B10104, <http://dx.doi.org/10.1029/2006JB004745>.

Jones, K.A. et M. Brown (1989), The metamorphic evolution of the Southern Brittany Migmatite Belt, in: Daly, J.S., R.A. Cliff and B.W.D. Yardley (Eds.), *Evolution of Metamorphic Belts*, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 43, 501-505.

Jones, K.A. et M. Brown (1990), High-temperature 'clockwise' P-T paths and melting in the development of regional migmatites: an example from southern Brittany, France, *J. of Metam. Geol.*, 8, 55 1-578.

Kagami, H., T. Shimura, M. Yuhara, M. Owada, Y. Osanai et K. Shiraishi (2003), Resetting and closing condition of Rb-Sr whole-rock isochron system: some samples of metamorphic and granitic rocks from the Gondwana super-continent and Japan Arc, *Polar Geosci.*, 16, 227-242.

Kamber, B. S., R. Frei et A. J. Gibb (1998), Pitfalls and new approaches in granulite chronometry. An example from the Limpopo Belt, Zimbabwe, *Precambrian Research*, 91, 269-285.

Kirschner, L., M.A. Cosca, H. Masson et J.C. Hunziker (1996), Staircase $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ spectra of fine-grained white mica: timing and duration of deformation and empirical constraints on argon diffusion, *Geology*, 24, 747-750.

Kretz, R. (1983), Symbols of rock forming minerals, *Am. Mineral*, 68, 277-279.

Labrousse, L., L. Jolivet, P. Agard, R. Hébert et T.B. Andersen (2002), Crustal-scale boudinage and migmatization of gneiss during their exhumation in the UHP province of western Norway, *Terra Nova*, 14, 263-270.

Lafon, J.M. (1986), Géochronologie U-Pb appliqué à deux segments du Massif Central Français. Le Rouergue oriental et le Limousin central, Thèse d'Etat, Univ. Montpellier, 152 p.

Lardeaux J.M., Ledru P., Daniel I., Duchene S. (2001). The Variscan French Massif Central – a new addition to the ultra-high pressure metamorphic “club”: exhumation processes and geodynamic consequences. *Tectonophysics*, 332, 143-167.

Le Corre, C., P. Balé, et Y. Georget (1989), Le Léon: un domaine exotique au Nord-Ouest de la chaîne varisque armoricaine (France), *Geodinamica Acta*, 3, 57-71.

Le Corre, C., B. Auvray, M. Balleve et M. Robardet (1991), Le Massif Armoricain, *Scientific Geological Bulletin*, 44, 31-103.

Le Hébel, F. (2002), Déformation continentale et histoire des fluides au cours d'un cycle subduction, exhumation, extension. Exemples des porphyroïdes sud-armoricains, Thèse, Univ. de Rennes.

Le Hébel, F., O. Vidal, J.-R. Kienast et D. Gapais (2002b), Les 'Porphyroïdes' de Bretagne méridionale : une unité de HP-BT dans la chaîne hercynienne, *C. R. Geoscience*, 334, 205-211.

Le Métour, J. (1976), Contribution à l'étude pétrologique, géochimique et structurale du diapir migmatitique Hennebont-Vannes (Bretagne Méridionale), Thèse de troisième cycle, Rennes, 80 p.

Le Métour, J. (1978), Petrogenesis of migmatites and associated granites in South Brittany, *N. Jb. Miner. Mh.*, 8, 364-376.

Le Métour, J. (1977), Petrogenesis of migmatites and associated granites in South Brittany. *N. Jb. Miner. Mh.*, 8, 364-376.

Ledru P., J.M. Lardeaux, D. Santallier, A. Autran, J.M. Quenardel, J.P. Floc'h, G. Lerouge, N. Maillet, J. Marchand et A. Ploquin (1989), Où sont les nappes dans le Massif central français?, *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5, 605-618.

Lister, G.S., G. Banga et A. Feenstra (1984), Metamorphic core complexes of cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece, *Geology*, 12, 221-225.

Lo, C.H. et T.C. Onstott (1989), ³⁹Ar recoil artefacts in chloritized biotite, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 2697–2711.

Ludwig K.R. (2004), User's manual for ISOPLOT/EX, version2. A geochronological toolkit for Microsoft Excel (version 3.1), Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 1a, 43 p.

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

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

Marchand, J. (1981), Ecaillage d'un mélange tectonique profond: le complexe cristallophyllien de Champtoceaux (Bretagne méridionale), *C.R. Acad. Sci. Paris*, 293, 223-228.

Marchildon, N. and M. Brown (2003), Spatial distribution of melt-bearing structures in anatectic rocks from southern Brittany, France: implications for melt-transfer at grain-scale to orogen-scale, *Tectonophysics*, 364, 215-235.

Martinez Catalan, J.R. (1990), A non-cylindrical model for the northwest Iberian allochthonous terranes and their equivalents in the Hercynian belt of Western Europe, *Tectonophysics* 179, 253-272. 1990.

Matte, P. (1986), La chaîne Varisque parmi les chaînes Paléozoïques péri atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère, *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2, 9-24.

Matte, P. (1991), Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe, *Tectonophysics*, 196, 309-337.

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.

Maurel, O., P. Monié, J.-P. Respaut, A.F. Leyreloup et H. Maluski (2003), Pre-metamorphic $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and U-Pb ages in HP metagranitoids from the Hercynian belt (France). *Chemical Geology*, 193, 195-214.

McDougall, I. and T.M. Harrison (1999), *Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Method*, Oxford Univ. Press, New York, 282 p.

Melleton J. (2009), Modalités du recyclage de la croûte continentale dans l'orogène varisque par traçage *in situ* des zircons hérités (mesures U-Pb/LA-MC-ICPMS), Thèse, Université d'Orléans. 261 p.

Mulch, A. et M.A. Cosca (2004), Recrystallization or cooling ages: *in situ* UV-laser $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of muscovite in mylonitic rocks, *J. Geol. Soc. London*, 161, 573-582.

Muller W., S. Kelley et I.M. Villa (2001), Dating fault-generated pseudotachylytes: comparison of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ stepwise-heating, laser ablation and Rb-Sr micro-sampling analysis. - *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144, 57-77.

Muller, W. (2003), Strengthening the link between geochronology, textures and petrology, *Earth and Planetary Science Letters*, 206, 237-251.

- Paquette, J.L., P. Bale, M. Ballèvre et Y. Georget (1987), Geochronology and geochemistry of eclogites from the Léon – Their bearing on the geodynamical evolution of the northwestern Armorican Massif, *Bulletin de Minéralogie*, 110, 683-696.
- Paris, F. et M. Robardet (1990), Early Paleozoic paleobiogeography of the Variscan regions, *Tectonophysics*, 177, 192-213.
- Paris, F. et M. Robardet (1994), The Variscan - Paleogeographic Synthesis, In: J. D. Keppie (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology in France*. - Springer Verlag, Berlin, pp. 173-176.
- Passchier, C.W. (1990), Reconstruction of deformation and flow parameters from deformed vein sets, *Tectonophysics*, 180, 185-199.
- Passchier, C.W. et R.A.J. Trouw (1996), *Microtectonics*, in Springer-Verlag (Eds.), Berlin, 289 p.
- Paterson, S.R., R.H. Vernon et O.T. Tobisch (1989), A view of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids, *J. Struct. Geol.*, 11, 349-363.
- Paterson, S.R., T.K. Fowler, K.L. Schmidt, A.S. Yoshinobu, E.S. Yuan et R.B. Miller (1998), Interpreting magmatic fabric patterns in plutons, *Conference Information: Symposium on Generation of Granitic Rocks and Deep Crustal Processes (EUG 97)*, Strasbourg, France, *Lithos*, 44, 53-82
- Perroud, H. (1985), Synthèse des résultats paléomagnétiques sur le Massif Armoricaïn, *Hercynica*, 1(1), 65-71.
- Petford, N., R.C. Kerr et J.R. Lister (1993), Dike transport of granitoid magmas, *Geology* 21, 845-848.
- Petford, N. (1996), Dykes and diapirs?. *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Science* 87, 105-114.
- Petford, N., A.R. Cruden, K.J.W. McCaffrey et J.L. Vigneresse (2000), Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust, *Nature*, 408, 669-6673.
- Peucat, J.-J. (1983), Géochronologie des roches métamorphiques (Rb-Sr et U-Pb). Exemples choisis au Groënland, en Laponie, dans le Massif armoricaïn et en Grande Kabylie. *Mémoire de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne* 28, 158 p.
- Pin C. et J.-J. Peucat (1986), Age des épisodes de métamorphisme paléozoïques dans le Massif central et le Massif armoricaïn, *Bull. Soc. Géol. France*, 8, 461-469.
- Pinet P. et M. Souriau (1988), Continental erosion and large scale relief, *Tectonics*, 7, 553-582.
- Plaine, J., B. Hallegouët et Y. Quete (1984), French Geological map (1/50,000), "Questembert (418).", BRGM, Orléans.
- Plaine, J., B. Pivette, B. Charoy, B. Hallégouet, Y. Quété et A. Bambier (1984b), notice explicative de la carte géologique au 1/50000 "Questembert", BRGM (Eds.).

Platt, J.L. (1986a), Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 97, 1037-1053.

Platt, J.L., J.I. Soto, M.J. Whitehouse, A.J. Hurford et S.P. Kelley (1998), Thermal evolution, rate of exhumation, and tectonic signification of metamorphic rocks from the floor of the Alboran extensional basin, western Mediterranean, *Tectonics*, 17, 671-689.

Pommier, A., A. Cocherie et O. Legendre (2002), EPMA Dating User's manual: Age calculation from electron probe microanalyser measurements of U-Th-Pb, Document BRGM, 9 p.

Powell, R. et J. Downes (1990), Garnet porphyroblast-bearing leucosomes in metapelites: mechanisms, phase diagrams, and an example from Broken Hill, Australia. In: Ashworth, J. R. & Brown, M. (eds) *High-Temperature Metamorphism and Crustal Anatexis*. London: Unwin, 105-123.

Ramsay, J.G. (1989), Emplacement kinematics of a granite diapir: the Chindamora Batholith, Zimbabwe, *J. Struct. Geol.*, 11, 191-209.

Ranalli, G. (1997), Rheology of the lithosphere in space and time, *J. Geol. Soc. London Spec. publ.*, 121, 19-37.

Ranalli, G. (2003), How soft is the crust?, *Tectonophysics*, 361, 319-320.

Raposo, M.I.B. (1997), Magnetic fabric and its significance in the Florianopolis dyke swarm, Southern Brazil, *Geophysical Journal International* 131, 159-170.

Rey, P., J.-P. Burg et M. Casey (1997), The Scandinavian Caledonides and their relationship to the Variscan belt, in: Burg, J.P. and M. Ford (Eds.), *Orogeny Through Time*, *J. Geol. Soc. London Spec. publ.*, 121, 179-200.

Rey, P., O. Vanderheaghe et C. Teyssier (2001), Gravitational collapse of continental crust: definition, regimes, and modes, *Tectonophysics*, 342, 435-449.

Rey, P., C. Teyssier et D.L. Whitney (2009), The role of partial melting and extensional strain rates in the development of metamorphic core complexes, *Tectonophysics*, 477, 135-144.

Ribeiro, A., E. Pereira et R. Dias (1990), Central-Iberian Zone, Allochthonous sequences. Structure in the Northwest of the Iberian Peninsula, in Dallmeyer, R. D., and Martínez García, E., (eds.), in *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* - Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 220-236.

Ring, U., M.T. Brandon, S.D. Willett et G.S. Lister (1999), Exhumation processes. – In: Ring U., Brandon M.T., Willett S.D. et LISTER G.S. (Eds.), *Exhumation processes: normal faulting, ductile flow and erosion*, Geological Society Special Publication, 1-27.

Robardet, M., J.-L. Bonjour, F. Paris, P. Morzadec, et P.R. Racheboeuf (1994), Ordovician, Silurian, and Devonian of the medio-North Armorican domain, in Keppie, J. D., (ed.), in *Pre-Mesozoic geology in France and related areas*, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New-York, 142-151.

- Robardet, M. (2003), The Armorica "microplate": fact or fiction? Critical review of the concept and contradictory palaeobiogeographical data, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 195, 125-48.
- Rochette, P., L. Jenatton, C. Dupuy, F. Boudier et I. Reuber (1991), Emplacement modes of basaltic dykes in the Oman ophiolite: Evidence from magnetic anisotropy with reference to geochemical studies, In: Peters T.J. (Eds.), *Ophiolite Genesis and the Evolution of the Oceanic Lithosphere*, Kluwer, Dordrecht, 55-82.
- Rochette, P., M. Jackson et C. Aubourg (1992), Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility, *Reviews of Geophysics* 30, 209-226.
- Roig, J.Y., M. Faure et C. Truffert (1998), Folding and granite emplacement inferred from structural, strain, TEM, and gravimetric analyses: the case study of the Tulle antiform, SW French Massif Central, *J. Struct. Geol.*, 20, 1169-1189.
- Rolet, J., B. Le Gall, J.R. Darboux, P. Thonon et M. Gravelle (1986), L'évolution géodynamique dévono-carbonifère de l'extrémité occidentale de la chaîne hercynienne d'Europe sur le transect Armorique-Cornwall, *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, 43-54.
- Rolet, J., F. Gresselin, P. Jegouzo, P. Ledru et R. Wyns (1994), Intracontinental hercynian events in the Armorican Massif, In: Keppie, J.D., (Eds.), *Pre-Mesozoic geology in France and Related Areas*, Springer-Verlag, Berlin, 195-219.
- Rolin, P. et M. Colchen (2001), Les cisaillements hercyniens de la Vendée au Limousin, *Géologie de la France*, 1-2, 15-44.
- Rubin, A. M. (1995), Getting granite dikes out of the source region, *J. Geophys. Res.*, 100, 5911-5929.
- Samson, S. et E.C. Alexander (1987), Calibration of the interlaboratory ^{40}Ar - ^{39}Ar dating standard, MMhb-1, *Isotope Geoscience*, 7, 27-34.
- Santosh, M., A.S. Collins, I. Tamashiro, S. Koshimoto, Y. Tsutsumi et K. Yokoyama (2006), The timing of ultrahigh-temperature metamorphism in Southern India: U-Th-Pb electron microprobe ages from zircon and monazite in sapphirine-bearing granulites, *Gondwana Research*, 10, 128-155.
- Scaillet, S., G. Feraud, M. Ballèvre et M. Amouric (1992), Mg/Fe and (Mg, Fe) Si-Al₂ compositional control on argon behaviour in high-pressure white micas: a $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ continuous laser-probe study from the Dora-Maira nappe of the internal western Alps, Italy, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56, 2851-2872.
- Schaeffer, O. A., W. Muller et T.V. Grove (1977), Laser Ar/Ar study of Apollo 17 basalts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 8, 1489-1499.
- Sherlock, S.C, S.P. Kelley, J.A. Zalasiewicz, D.I. Schofield, J.A. Evans, R.J. Merriman et S.J. Kemp (2003), A new approach to dating slate: Ar-Ar Laser probe analysis of strain fringes in the Welsh Basin slate belt, UK, *J. Geophys. Res.*, 5, 219-222.

- Simon-Labric, T., Y. Rolland, T. Dumont, T. Heymes, C. Authemayou, M. Corsini et M. Fornari (2009), $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Penninic Front tectonic displacement (W Alps) during the Lower Oligocene (31-34 Ma), *Terra Nova*, 21, 127-136.
- Sonder, L.-J., P.C. England, B.P. Wernicke et R.L. Christiansen (1987), A physical model for Cenozoic extension of western North America. In: Coward R.J., Dewey J.F., Hancock P.L., (Eds.), *Continental Extensional Tectonics*, Geological Society Special Publication, 28, 187–201.
- Stampfli, G. M. et G.D. Borel (2002), A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones, *Earth and Planetary Science Letters*, 196, 17-33.
- Suzuki, K. et M. Adachi (1991), The chemical Th-U-total Pb isochron ages of zircon and monazite from the gray granite of the Hida terrane, Japan, *J. Earth Sci. Nagoya Univ*, 38, 11-37.
- Tait, J. A., V. Bachtadse, W. Franke et H.C. Soffel (1997), Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: palaeomagnetic and geological constraints, *Geol. Rundsch*, 86, 585-598.
- Talbot, J.-Y., Y. Chen et M. Faure (2005), Pluton-dykes relationships from AMS and microstructural studies in a Variscan granite from French Massif Central, *J. Geophys. Res.*, 110, B12106, doi:10.1029/2005JB003699.
- Talbot, J.-Y., M. Faure, Y. Chen et G. Martelet (2005a), Pull-apart emplacement of the Margeride granitic complex (French Massif Central). Implications for the late evolution of the Variscan orogen, *J. Struct. Geol.*, 27, 1610-1629.
- Ters, M. (1972), Sur l'extension du paléozoïque en Vendée littorale. Stratigraphie et structure, *Compte Rendu sommaire de la Société Géologique de France* 3, 1146–1148.
- Ters, M., J. Marchand, F.H. Gorestier et F. Ottmann (1978a), Carte géologique au 1/50000 "Paimboeuf", BRGM (Eds.).
- Ters, M., J. Marchand, J.-J. Châteauneuf, L. Visset, F. Biteau, F. Ottmann., O. Limasset, H. Talbo, J. Guigues et A. Bambier, (1978b), Notice explicative de la carte géologique au 1/50000 "Paimboeuf", BRGM (Eds.).
- Ters, M. et J. Gabilly (1986), Carte géologique au 1/50000 "Les Sables d'Olonne-Longeville", BRGM (Eds.).
- Teyssier, C. et D. Whitney (2002), Gneiss domes and orogeny, *Geology*, 30, 1139-1142.
- Thinon I., D. Menier, P. Guennoc et J.-N. Proust (2008), Carte géologique de la France au 1/250000 de la marge continentale : feuille Lorient, Bretagne Sud, BRGM (Eds.), Orléans – CNRS Rennes.

Tirel, C. (2004), Dynamique de l'extension des domaines continentaux épaissis: dômes métamorphiques et écroulement de la croûte ductile, Thèse, Université de Rennes, 248 p.

Tirel, C., J.-P. Brun et E. Burov (2008), Dynamics and structural development of metamorphic core complexes, *J. Geophys. Res.*, 13, B04403, doi:10.1029/2005JB003694.

Triboulet, C. et C. Audren (1985), Continuous reactions between biotite, garnet, staurolite, kyanite-sillimanite-andalusite and P-T-time-deformation path in micaschists from the estuary of the river Vilaine, south Brittany, France, *J. of Metam. Geol.*, 3, 91-105.

Triboulet, C. et C. Audren (1988), Controls on P-T-t-deformation path from amphibole zonation during progressive metamorphism of basic rocks (estuary of the river Vilaine, south Brittany, France), *J. of Metam. Geol.*, 6, 117-133.

Triboulet, C. et C. Audren (1988), Controls on P-T-t deformation path from amphibolite zonation during progressive metamorphism of basic rocks (estuary of the River Vilaine, South Brittany, France), *J. of Metam. Geol.*, 6, 117-133.

Turrillot, P., R. Augier et M. Faure (2009), The top-to-the-southeast Sarzeau shear zone and its place in the late-orogenic extensional tectonics of southern Armorica, *Bull. Soc. géol. Fr.*, 180, 247-261.

Turrillot, P., M. Faure, G. Martelet, Y. Chen et R. Augier (soumis 1), Pluton-dyke relationships in the Variscan Carnac granitic complex. Evidence of the earliest extensional tectonics in the South Armorican Domain (France) from AMS and gravity modelling, *J. Struct. Geol.*, x, xx-xx.

Turrillot, P., R. Augier, P. Monié et M. Faure (soumis 2), Partial melting and strain localisation and exhumation constraints for the Variscan infrastructure (South Armorican Domain, Western France), *Tectonics*, x, xx-xx.

Van Den Drissche, J. et J.-P. Brun (1991-92), Tectonic evolution of the Montagne Noire (French Massif Central) : a model of extensional gneiss dome, *Geodynamica Acta*, 5, 85-99.

Van der Molen, I. et M.S. Paterson (1979), Experimental deformation of partially-melted granite, *Contrib. Mineral Petrol.*, 70, 299-318.

Vanderhaeghe, O. (2004), Structural development of the Naxos migmatite dome. *GSA Special Papers*, 380, 211-226.

Vanderhaeghe, O. et C. Teyssier (2001), Partial melting and flow of orogens, *Tectonophysics*, 342, 451-472.

Vauchez, A., D. Maillet et J. Sougy (1987), Strain and deformation mechanisms in the Variscan nappes of Vendée, South Brittany, France, *J. Struct. Geol.*, 9, 31-40.

Vidal, P., S. Deutsch, F. Martineau et J. Cogné (1974), Nouvelles données radiométriques en baie de Saint Brieuc – Le problème d'un socle anté-Cadomien nord armoricain, *C. R. Acad. Sc, Paris*, 270, 631-634.

Vidal, P. (1976), L'évolution polyorogénique du Massif Armoricaire. Apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium, Thèse, Université de Rennes.

Vidal, P. (1980), L'évolution polyorogénique du Massif Armoricaire : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium, *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 21, 162 p.

Vignerresse, J.L. (1978), Gravimétrie et granites armoricaire. Structure de mise en place des granites hercyniens, Thèse, Rennes.

Vignerresse, J.L. (1995), Control of granite emplacement by regional deformation, *Tectonophysics* 249, 173-186.

Vignerresse, J.L. et J.-P. Brun (1983), Les leucogranites armoricaire marqueurs de la déformation régionale : apport de la gravimétrie, *Bull. Soc. géol. Fr.*, 25(3), 357-366.

Vignerresse, J.-L. et J.L. Bouchez (1997), Successive granitic magma batches during pluton emplacement: the case of Cabeza de Araya (Spain), *Journal of Petrology* 38, 1767-1776.

Villa, I.M., (1998), Isotopic closure, *Terra Nova*, 10, 42-47.

Watts, M.S., et G.D. Williams (1979), Faults rocks as indicators of progressive shear deformation in the Guingamp region, Brittany, *J. Struct. Geol.*, 1, 323-332.

Wernicke, B. (1981), Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: Nappe tectonics in an extending orogen, *Nature*, 291, 645-648.

Wernicke, B. (1992), Cenozoic extensional tectonics of the U.S. Cordillera, in: Burchfiel, B.C., P.W. Lipman and M.L. Zoback (Eds.), *The Geology of North America*, vol. G3, The Cordilleran Orogen: Conterminous U.S., *Geol. Soc. of Am.*, Boulder, Colo. 553-581

Zhu, X. K. et R.K. O'Nions (1999), Zonation of monazite in metamorphic rocks and its implication for high temperature thermochronology: a case study from the Lewisian terrain, *Earth and Planetary Science Letters*, 171, 209-220.

ANNEXES :

Mesures gravimétriques relatives à l'étude gravimétrique (voir Chapitre III)

Le tableau ci-dessus détail le jeu de données du levé gravimétrique en référence au réseau de base CGF65. Les stations 1 à 190 ont été réalisées au sein du complexe granitique de Carnac et dans son environnement proche, les stations 190 à 239 ont été réalisées le long des deux coupes gravimétriques détaillées (voir Chapitre III). Long./Lat. longitude et latitude dans le système de coordonnées WGS84 ; X/Y : coordonnées X et Y en Lambert 2 étendu ; g CGF : g mesuré près correction de l'effet de marée et correction de la dérive instrumentale ; AirLibre CGF : anomalie à l'air libre ; Boug. 2.6 CGF : anomalie de Bouguer simple rapportée à la densité 2.6. ; CT : correction de terrain. Boug. Comp. : anomalie de Bouguer Complète.

Station	Long. (WGS84)	Lat. (WGS84)	X (Lb2e)	Y (Lb2e)	Altitude	g CGF	AirLibre CGF	Boug. 2.6 CGF	CT 2.6	Boug.Comp. 2.6 CGF
1	-2.94583	47.63750	203351	2306445	22	980874.713	14.306	11.909	0.026	11.935
2	-2.91028	47.65250	206128	2307930	12	980875.316	10.473	9.166	0.058	9.224
3	-2.89694	47.65111	207117	2307709	15	980874.924	11.132	9.498	0.090	9.588
4	-2.90056	47.63972	206762	2306464	35	980872.078	15.482	11.668	0.035	11.703
5	-2.90000	47.63472	206767	2305906	32	980871.996	14.925	11.438	0.022	11.460
6	-2.91556	47.63167	205578	2305645	27	980873.394	15.054	12.112	0.027	12.139
7	-2.92444	47.63639	204946	2306214	18	980875.201	13.659	11.698	0.023	11.721
8	-2.91889	47.64028	205392	2306617	22	980874.599	13.942	11.544	0.050	11.594
9	-2.92361	47.64528	205075	2307196	5	980878.458	12.105	11.56	0.076	11.636
10	-2.91750	47.66000	205642	2308798	3	980877.255	8.961	8.634	0.192	8.826
11	-2.88694	47.65333	207883	2307906	47	980868.681	14.564	9.443	0.087	9.530
12	-2.87694	47.65333	208633	2307856	52	980867.458	14.885	9.218	0.033	9.251
13	-2.87139	47.65000	209025	2307458	45	980868.943	14.509	9.606	0.044	9.650
14	-2.87167	47.64944	209000	2307398	33	980872.391	14.304	10.709	0.062	10.771
15	-2.88528	47.63806	207895	2306203	38	980870.016	14.496	10.356	0.044	10.400
16	-2.87139	47.63250	208896	2305517	31	980872.360	15.179	11.802	0.156	11.958
17	-2.88500	47.63111	207865	2305431	29	980873.007	15.334	12.175	0.027	12.202
18	-2.89833	47.62306	206806	2304604	34	980871.078	15.673	11.968	0.030	11.998
19	-2.88361	47.62194	207901	2304407	20	980874.463	14.838	12.658	0.044	12.702
20	-2.83194	47.64028	211911	2306184	54	980867.403	16.621	10.737	0.054	10.791
21	-2.84611	47.64250	210865	2306501	48	980868.781	15.947	10.717	0.046	10.763
22	-2.85389	47.64750	210318	2307094	45	980868.474	14.265	9.362	0.035	9.397
23	-2.82944	47.65528	212208	2307836	32	980869.589	10.669	7.182	0.031	7.214
24	-2.86444	47.61500	209288	2303541	13	980875.619	14.457	13.041	0.041	13.081
25	-2.89556	47.61500	206954	2303696	31	980871.013	15.406	12.028	0.045	12.074
26	-2.89528	47.61417	206969	2303602	2	980875.582	11.101	10.883	0.099	10.982
27	-2.89333	47.58694	206914	2300573	21	980871.180	15.010	12.722	0.102	12.824
28	-2.92333	47.58694	204662	2300723	15	980872.032	14.011	12.377	0.082	12.458
29	-2.92500	47.60333	204659	2302550	26	980870.846	14.746	11.913	0.083	11.995
30	-2.93722	47.60556	203758	2302858	8	980874.399	12.544	11.672	0.030	11.702
31	-2.93556	47.59889	203834	2302110	11	980873.157	12.828	11.629	0.018	11.647
32	-2.93750	47.59417	203653	2301596	21	980873.102	16.283	13.995	0.080	14.075
33	-2.93694	47.61306	203835	2303688	23	980871.681	13.780	11.274	0.039	11.313
34	-2.93222	47.61750	204223	2304158	21	980872.851	13.934	11.646	0.040	11.685
35	-2.93722	47.62333	203891	2304830	19	980873.713	13.654	11.583	0.064	11.647
36	-2.94722	47.63083	203197	2305712	6	980876.989	12.244	11.590	0.050	11.640
37	-2.92250	47.66667	205317	2309563	25	980873.106	11.002	8.278	0.117	8.395
38	-2.94306	47.66472	203762	2309451	19	980874.259	10.477	8.407	0.034	8.442
39	-2.93306	47.65917	204470	2308784	25	980873.515	12.085	9.361	0.049	9.410
40	-2.95528	47.66194	202826	2309204	25	980874.025	12.345	9.621	0.030	9.651
41	-2.94833	47.65278	203278	2308152	23	980875.043	13.570	11.064	0.058	11.122
42	-2.97333	47.65722	201437	2308772	11	980876.975	11.400	10.201	0.099	10.300
43	-2.98333	47.63417	200514	2306265	17	980874.093	12.442	10.590	0.032	10.622
44	-2.97167	47.63000	201358	2305744	26	980871.578	13.080	10.247	0.050	10.297
45	-2.97306	47.62250	201197	2304919	22	980871.866	12.808	10.410	0.040	10.450
46	-2.96333	47.61722	201887	2304284	15	980872.701	11.957	10.323	0.043	10.365
47	-2.97028	47.61333	201337	2303888	15	980872.197	11.803	10.168	0.019	10.187
48	-2.98250	47.61667	200445	2304320	15	980872.084	11.390	9.755	0.019	9.774
49	-2.98389	47.62250	200385	2304974	17	980871.853	11.251	9.399	0.034	9.433
50	-2.98722	47.60333	199991	2302865	8	980872.315	10.660	9.788	0.016	9.804
51	-2.96694	47.59528	201452	2301868	8	980872.275	11.345	10.473	0.016	10.489
52	-2.96750	47.57611	201266	2299745	6	980872.594	12.770	12.116	0.012	12.128
53	-2.98556	47.57944	199936	2300206	12	980871.138	12.866	11.559	0.016	11.575
54	-2.96778	47.56639	201172	2298668	3	980872.964	13.089	12.762	0.013	12.775
55	-2.96056	47.56111	201675	2298046	1	980873.248	13.230	13.121	0.015	13.136
56	-3.00083	47.57778	198777	2300099	12	980870.717	12.595	11.287	0.021	11.308
57	-3.01417	47.58389	197822	2300845	5	980871.746	10.913	10.369	0.030	10.399
58	-3.00222	47.59861	198830	2302417	20	980869.671	12.144	9.964	0.023	9.987
59	-3.01167	47.60806	198193	2303513	24	980868.185	11.043	8.428	0.025	8.453

Station	Long. (WGS84)	Lat. (WGS84)	X (Lb2e)	Y (Lb2e)	Altitude	g CGF	AirLibre CGF	Boug. 2.6 CGF	CT 2.6	Boug.Comp. 2.6 CGF
60	-3.01139	47.61333	198253	2304097	19	980870.030	10.870	8.800	0.019	8.819
61	-3.00944	47.62083	198456	2304919	22	980869.777	10.869	8.471	0.018	8.489
62	-3.01944	47.61639	197672	2304477	11	980871.455	9.552	8.353	0.028	8.381
63	-3.01139	47.62972	198377	2305915	21	980870.843	10.827	8.538	0.046	8.584
64	-3.02389	47.62778	197425	2305763	15	980871.236	9.542	7.908	0.029	7.937
65	-3.02750	47.63806	197232	2306922	24	980869.885	10.045	7.430	0.025	7.455
66	-3.02417	47.64472	197533	2307644	20	980871.467	9.793	7.614	0.03	7.644
67	-3.02056	47.65139	197854	2308365	13	980875.078	10.645	9.228	0.047	9.275
68	-3.01167	47.63861	198424	2306902	29	980869.985	11.637	8.478	0.022	8.499
69	-3.00806	47.65361	198808	2308548	23	980873.122	11.575	9.069	0.026	9.095
70	-2.99722	47.65833	199655	2309016	32	980872.045	12.850	9.363	0.037	9.400
71	-2.99833	47.65139	199520	2308252	34	980871.313	13.360	9.655	0.026	9.681
72	-2.99500	47.64389	199713	2307403	24	980873.023	12.658	10.043	0.025	10.069
73	-3.04139	47.63611	196176	2306777	12	980871.662	8.293	6.986	0.033	7.019
74	-3.03806	47.62417	196335	2305435	15	980870.547	9.179	7.544	0.035	7.579
75	-3.05944	47.62667	194751	2305823	17	980869.736	8.760	6.907	0.015	6.922
76	-3.06917	47.61778	193954	2304887	10	980870.247	7.910	6.820	0.015	6.835
77	-3.05194	47.61361	195214	2304336	15	980869.531	9.111	7.477	0.019	7.496
78	-3.03917	47.61583	196189	2304517	16	980869.897	9.586	7.843	0.015	7.858
79	-3.06472	47.60861	194217	2303847	22	980868.157	10.348	7.951	0.021	7.972
80	-3.07222	47.59917	193582	2302838	17	980868.649	10.146	8.293	0.011	8.304
81	-3.05694	47.60000	194735	2302852	13	980869.680	9.868	8.452	0.038	8.490
82	-3.03167	47.60556	196673	2303338	16	980869.540	10.154	8.411	0.040	8.450
83	-3.04306	47.59944	195773	2302719	19	980868.666	10.755	8.685	0.029	8.714
84	-3.03278	47.58667	196447	2301249	14	980869.642	11.337	9.812	0.036	9.848
85	-3.02778	47.57472	196731	2299898	8	980870.679	11.597	10.725	0.027	10.752
86	-3.06194	47.57444	194165	2300043	2	980869.931	9.023	8.805	0.013	8.818
87	-3.06917	47.57333	193614	2299957	6	980869.676	10.102	9.448	0.012	9.460
88	-3.09639	47.56889	191537	2299605	5	980869.746	10.263	9.718	0.012	9.730
89	-3.08944	47.57806	192128	2300586	9	980869.359	10.286	9.306	0.016	9.322
90	-3.08111	47.58722	192824	2301560	27	980866.142	11.799	8.857	0.029	8.886
91	-3.08111	47.59444	192879	2302361	20	980867.877	10.724	8.545	0.012	8.557
92	-3.08861	47.60556	192402	2303632	15	980868.635	8.940	7.306	0.010	7.316
93	-3.10500	47.58806	191038	2301776	16	980867.455	9.643	7.899	0.020	7.919
94	-3.13722	47.60806	188775	2304163	13	980868.252	7.715	6.299	0.016	6.315
95	-3.14333	47.62028	188411	2305550	14	980868.623	7.295	5.770	0.011	5.781
96	-3.15417	47.61556	187562	2305083	11	980869.624	7.796	6.597	0.013	6.610
97	-3.16111	47.62833	187140	2306537	13	980869.557	7.196	5.780	0.014	5.794
98	-3.18639	47.62250	185200	2306023	10	980870.349	7.587	6.498	0.014	6.512
99	-3.18361	47.64111	185553	2308072	14	980870.104	6.903	5.377	0.012	5.389
100	-3.19306	47.64444	184871	2308492	14	980870.019	6.519	4.993	0.028	5.021
101	-3.19889	47.65278	184499	2309447	6	980871.813	5.094	4.440	0.032	4.472
102	-3.17778	47.65111	186068	2309151	12	980870.367	5.650	4.342	0.020	4.362
103	-3.16722	47.64722	186829	2308664	14	980869.785	6.035	4.509	0.019	4.528
104	-3.18972	47.67306	185345	2311648	13	980871.917	5.535	4.118	0.039	4.157
105	-3.20278	47.66833	184330	2311193	8	980872.603	5.102	4.230	0.035	4.265
106	-3.10917	47.60583	190862	2303770	17	980867.537	8.434	6.582	0.024	6.606
107	-3.09611	47.61556	191916	2304780	15	980868.874	8.280	6.646	0.012	6.657
108	-3.11611	47.62083	190457	2305469	16	980868.193	7.433	5.689	0.013	5.702
109	-3.13139	47.62167	189317	2305642	23	980867.037	8.362	5.856	0.028	5.885
110	-3.11528	47.62778	190573	2306235	19	980868.323	7.864	5.794	0.010	5.804
111	-3.11056	47.64250	191040	2307844	21	980868.8700	7.705	5.416	0.027	5.443
112	-3.09417	47.63194	192188	2306588	18	980869.157	8.015	6.054	0.012	6.065
113	-3.09861	47.62389	191792	2305717	26	980866.874	8.925	6.092	0.030	6.123
114	-3.07556	47.62833	193555	2306091	13	980870.257	7.897	6.48	0.022	6.502
115	-3.07111	47.63556	193944	2306869	11	980870.863	7.236	6.037	0.035	6.072
116	-3.06167	47.64389	194715	2307744	16	980871.076	8.243	6.499	0.034	6.533
117	-3.02389	47.66306	197692	2309676	27	980872.863	11.700	8.758	0.019	8.777
118	-3.04694	47.65667	195916	2309086	27	980871.043	10.455	7.513	0.020	7.533
119	-3.05500	47.65750	195319	2309220	20	980872.513	9.690	7.511	0.032	7.543
120	-3.07222	47.65972	194045	2309555	28	980870.682	10.128	7.077	0.017	7.094

Station	Long. (WGS84)	Lat. (WGS84)	X (Lb2e)	Y (Lb2e)	Altitude	g CGF	AirLibre CGF	Boug. 2.6 CGF	CT 2.6	Boug.Comp. 2.6 CGF
121	-3.08972	47.65889	192727	2309553	14	980872.826	8.027	6.501	0.040	6.541
122	-3.10139	47.65917	191855	2309645	31	980869.254	9.676	6.298	0.045	6.343
123	-3.08861	47.64389	192696	2307884	20	980869.689	8.089	5.910	0.038	5.948
124	-3.08861	47.64389	192696	2307884	23	980869.013	8.340	5.833	0.021	5.855
125	-3.12306	47.66111	190247	2309973	31	980868.179	8.426	5.048	0.022	5.070
126	-3.13556	47.65139	189235	2308960	17	980869.796	6.596	4.744	0.015	4.759
127	-3.14472	47.64972	188535	2308823	21	980868.391	6.576	4.288	0.017	4.305
128	-3.12750	47.64333	189776	2308024	18	980869.047	6.881	4.920	0.013	4.932
129	-3.14111	47.66028	188887	2309975	19	980869.901	6.519	4.449	0.025	4.474
130	-3.16250	47.66000	187283	2310056	12	980871.019	5.503	4.195	0.022	4.217
131	-3.17083	47.67028	186738	2311240	13	980871.547	5.415	3.999	0.018	4.017
132	-3.17222	47.68111	186718	2312449	7	980873.752	4.794	4.031	0.031	4.062
133	-3.16028	47.68417	187637	2312725	6	980874.213	4.671	4.018	0.029	4.046
134	-3.15083	47.68139	188323	2312367	15	980871.859	5.345	3.711	0.044	3.754
135	-3.13917	47.68611	189233	2312830	15	980873.864	6.925	5.291	0.034	5.325
136	-3.14778	47.68806	188603	2313091	19	980872.612	6.733	4.663	0.080	4.743
137	-3.13722	47.69361	189437	2313652	9	980876.175	6.710	5.730	0.030	5.759
138	-3.02889	47.68194	197461	2311797	42	980870.533	12.301	7.725	0.033	7.758
139	-3.02111	47.67250	197972	2310710	38	980871.011	12.393	8.253	0.023	8.276
140	-3.05500	47.67750	195471	2311438	34	980870.835	10.534	6.829	0.036	6.866
141	-3.05083	47.68500	195841	2312249	37	980870.372	10.322	6.291	0.029	6.320
142	-3.03694	47.69333	196944	2313102	39	980871.348	11.166	6.916	0.031	6.947
143	-3.05056	47.69917	195969	2313819	33	980872.744	10.186	6.590	0.032	6.622
144	-3.06194	47.69889	195114	2313847	20	980875.009	8.464	6.285	0.039	6.324
145	-3.07000	47.68528	194407	2312378	26	980872.623	9.153	6.320	0.018	6.338
146	-3.07028	47.67861	194335	2311640	22	980873.312	9.208	6.811	0.021	6.832
147	-3.07667	47.69611	193991	2313614	26	980873.362	8.918	6.085	0.019	6.104
148	-3.08556	47.69444	193312	2313476	34	980872.132	10.307	6.603	0.041	6.644
149	-3.08583	47.67944	193176	2311813	28	980872.062	9.734	6.684	0.022	6.706
150	-3.08556	47.67917	193195	2311781	20	980873.301	8.529	6.350	0.024	6.374
151	-3.08556	47.67917	193195	2311781	26	980870.402	7.482	4.649	0.020	4.669
152	-3.11889	47.67889	190696	2311923	25	980871.89	8.686	5.962	0.033	5.996
153	-3.10611	47.68639	191711	2312689	6	980876.035	6.294	5.640	0.036	5.677
154	-3.10528	47.69861	191867	2314040	23	980873.712	8.118	5.612	0.050	5.662
155	-3.24000	47.72139	181960	2317274	14	980876.013	5.593	4.068	0.027	4.095
156	-3.23972	47.70111	181820	2315024	20	980872.165	5.420	3.241	0.028	3.269
157	-3.22944	47.69889	182572	2314723	5	980875.045	3.872	3.327	0.035	3.362
158	-3.23472	47.69167	182120	2313950	4	980874.615	3.782	3.346	0.022	3.369
159	-3.22500	47.68806	182820	2313498	3	980874.768	3.951	3.625	0.018	3.643
160	-3.23167	47.68417	182290	2313102	5	980874.191	4.341	3.796	0.026	3.822
161	-3.23167	47.67556	182222	2312147	16	980871.509	5.828	4.085	0.020	4.105
162	-3.21528	47.67417	183439	2311906	6	980873.425	4.783	4.129	0.018	4.147
163	-3.22111	47.66500	182930	2310920	14	980871.397	6.048	4.523	0.034	4.556
164	-3.23306	47.66694	182051	2311199	11	980872.340	5.891	4.692	0.021	4.713
165	-3.22611	47.65889	182508	2310269	13	980870.909	5.801	4.384	0.017	4.401
166	-3.21444	47.64556	183277	2308728	6	980871.684	5.614	4.960	0.018	4.978
167	-3.24417	47.66694	181218	2311258	12	980871.999	5.858	4.550	0.021	4.572
168	-3.24000	47.66917	181548	2311483	9	980872.707	5.440	4.460	0.014	4.474
169	-3.24000	47.66917	181548	2311483	16	980871.737	6.631	4.887	0.024	4.911
170	-3.27806	47.68778	178845	2313750	6	980873.108	3.242	2.588	0.035	2.623
171	-3.27083	47.69639	179454	2314666	18	980871.400	4.462	2.501	0.036	2.537
172	-3.28278	47.69583	178555	2314669	5	980873.538	2.639	2.094	0.048	2.143
173	-3.27194	47.70500	179439	2315627	20	980871.819	4.725	2.546	0.026	2.571
174	-3.29583	47.70417	177644	2315663	8	980872.189	1.466	0.594	0.021	0.615
175	-3.28000	47.71667	178929	2316964	27	980871.022	5.039	2.097	0.029	2.127
176	-3.26944	47.71611	179714	2316846	21	980873.242	5.458	3.169	0.019	3.188
177	-3.24694	47.72500	181468	2317712	21	980874.883	6.299	4.011	0.037	4.048
178	-3.25111	47.71639	181089	2316779	15	980874.866	5.205	3.571	0.019	3.590
180	-3.24861	47.71389	181256	2316489	18	980873.264	4.753	2.792	0.026	2.818

Station	Long. (WGS84)	Lat. (WGS84)	X (Lb2e)	Y (Lb2e)	Altitude	g CGF	AirLibre CGF	Boug. 2.6 CGF	CT 2.6	Boug.Comp. 2.6 CGF
181	-3.24417	47.71028	181560	2316064	17	980874.085	5.590	3.738	0.017	3.755
182	-3.28250	47.72222	178786	2317594	19	980874.023	5.072	3.001	0.026	3.027
183	-3.17278	47.70444	186859	2315040	13	980875.544	6.340	4.923	0.027	4.950
184	-3.20278	47.70500	184617	2315259	14	980874.957	6.011	4.485	0.046	4.531
185	-3.19444	47.69194	185139	2313767	3	980875.614	4.448	4.121	0.019	4.139
186	-3.20500	47.69556	184377	2314224	2	980876.108	4.308	4.090	0.018	4.109
187	-3.16000	47.69861	187770	2314326	5	980876.263	5.114	4.569	0.023	4.592
188	-3.08806	47.70750	193225	2314937	20	980874.979	7.660	5.481	0.058	5.538
189	-3.06972	47.70250	194559	2314287	15	980875.696	7.284	5.649	0.079	5.729
190	-2.85415	47.60155	209962	2301998	2.5	980876.767	13.590	13.312	0.059	13.371
191	-2.85261	47.60090	210072	2301918	3.0	980876.683	13.711	13.381	0.043	13.424
192	-2.85176	47.60059	210134	2301880	2.2	980876.690	13.480	13.244	0.068	13.312
193	-2.85107	47.60006	210182	2301817	2.8	980876.635	13.676	13.368	0.059	13.427
194	-2.85032	47.59909	210231	2301705	2.6	980876.555	13.604	13.325	0.049	13.373
195	-2.84903	47.59842	210322	2301625	2.9	980876.365	13.567	13.255	0.085	13.340
196	-2.84881	47.59693	210328	2301458	12.8	980874.315	14.724	13.327	0.065	13.392
197	-2.84708	47.59595	210451	2301341	18.5	980873.391	15.640	13.624	0.041	13.666
198	-2.84631	47.59564	210506	2301303	17.1	980873.662	15.513	13.647	0.042	13.689
199	-2.84617	47.59394	210504	2301114	7.3	980875.349	14.313	13.521	0.029	13.550
200	-2.84477	47.59421	210612	2301137	5.7	980875.842	14.288	13.670	0.029	13.699
201	-2.84310	47.59441	210738	2301151	3.9	980876.352	14.220	13.800	0.051	13.851
202	-2.84196	47.59435	210823	2301138	4.9	980876.656	14.839	14.310	0.026	14.336
203	-2.84061	47.59321	210916	2301006	3.6	980876.359	14.266	13.870	0.050	13.920
204	-2.83918	47.59242	211018	2300911	2.9	980876.373	14.133	13.814	0.024	13.839
205	-2.83633	47.59182	211227	2300830	2.6	980876.573	14.288	14.004	0.033	14.037
206	-2.83386	47.59191	211413	2300828	9.1	980875.864	15.578	14.586	0.022	14.608
207	-2.83069	47.59155	211648	2300772	10.2	980875.448	15.527	14.417	0.033	14.450
208	-2.82917	47.59102	211759	2300706	5.3	980876.282	14.914	14.332	0.022	14.353
209	-2.82634	47.59086	211970	2300674	2.6	980876.884	14.697	14.409	0.019	14.428
210	-2.82433	47.59080	212121	2300658	1.5	980876.939	14.405	14.242	0.032	14.274
211	-2.85899	47.60205	209602	2302077	2.3	980876.649	13.341	13.093	0.035	13.129
212	-2.86230	47.60172	209351	2302057	7.3	980875.763	14.038	13.242	0.028	13.270
213	-2.86555	47.60265	209114	2302176	19.4	980873.631	15.565	13.448	0.055	13.502
214	-2.86787	47.60364	208948	2302298	22.0	980873.242	15.890	13.489	0.054	13.543
215	-2.87028	47.60467	208774	2302424	21.5	980873.287	15.676	13.334	0.043	13.376
216	-2.87243	47.60561	208620	2302539	21.8	980873.311	15.711	13.335	0.050	13.385
217	-2.87537	47.60644	208405	2302645	20.7	980873.456	15.456	13.195	0.036	13.231
218	-2.87771	47.60838	208244	2302873	23.4	980873.099	15.733	13.187	0.035	13.222
219	-2.88069	47.60864	208022	2302917	26.5	980872.291	15.870	12.982	0.044	13.026
220	-2.88363	47.60924	207806	2302998	31.4	980871.342	16.373	12.953	0.055	13.008
221	-2.88551	47.60977	207669	2303065	27.9	980871.701	15.614	12.572	0.040	12.611
222	-2.88809	47.61028	207479	2303135	21.4	980872.845	14.713	12.377	0.028	12.406
223	-2.84321	47.62575	210960	2304628	21.9	980874.110	14.750	12.356	0.039	12.395
224	-2.83966	47.62498	211220	2304525	11.7	980876.039	13.586	12.309	0.044	12.353
225	-2.83614	47.62485	211483	2304493	9.8	980876.417	13.386	12.317	0.055	12.372
226	-2.83320	47.62498	211705	2304494	24.0	980873.464	14.802	12.186	0.054	12.240
227	-2.82935	47.62628	212003	2304619	16.2	980875.001	13.804	12.042	0.054	12.095
228	-2.81806	47.63556	212918	2305592	45.0	980868.388	15.253	10.350	0.053	10.403
229	-2.80194	47.63583	214128	2305544	27.0	980871.987	13.273	10.331	0.046	10.377
230	-2.81290	47.62486	213227	2304380	20.5	980874.147	14.413	12.180	0.087	12.266
231	-2.81399	47.62515	213146	2304417	23.0	980873.256	14.268	11.762	0.113	11.875
232	-2.81586	47.62556	213009	2304472	22.0	980873.844	14.527	12.124	0.071	12.195
233	-2.81779	47.62609	212869	2304540	21.7	980874.056	14.575	12.213	0.062	12.275
234	-2.81832	47.62692	212835	2304635	21.9	980874.078	14.601	12.211	0.060	12.271
235	-2.82028	47.62628	212683	2304574	21.5	980874.072	14.527	12.182	0.056	12.237
236	-2.82230	47.62688	212536	2304650	28.6	980872.911	15.511	12.389	0.062	12.451
237	-2.82369	47.62686	212432	2304655	27.8	980872.981	15.323	12.293	0.061	12.354
238	-2.82522	47.62719	212319	2304699	24.2	980873.838	15.030	12.395	0.062	12.457
239	-2.82651	47.62705	212221	2304690	21.4	980874.305	14.653	12.321	0.059	12.380
240	-2.91417	47.55528	205115	2297164	16.0	980870.635	15.771	14.028	0.050	14.078
241	-2.89833	47.53833	206179	2295205	20.0	980868.158	16.053	13.873	0.068	13.942
242	-2.87972	47.55333	207687	2296776	13.0	980870.836	15.222	13.805	0.029	13.834
243	-2.87667	47.54583	207861	2295929	15.0	980870.480	16.157	14.523	0.018	14.541

Mesures de densité relatives à la modélisation gravimétrique (voir Chapitre III)

Le tableau ci-dessous liste l'ensemble des mesures de densité des formations géologique modélisées (voir Chapitre III). Pour chaque formation une moyenne de densité a été calculée en pondérant les sous faciès (ex : granite de Ste-Anne d'Auray non porphyrique et granite de Ste-Anne d'Auray porphyrique) en fonction de leur étendu géographique mise en évidence par les cartographies géologiques disponibles pour la zone étudiée.

N° d'échantillon	Nature de l'échantillon	Lat. WGS84	Long. WGS84	Densité réelle
ORP 10	Orthogneiss	-2.80333	47.53094	2.70
ORP 11	Orthogneiss	-2.76561	47.61450	2.65
ORP 12	Orthogneiss	-2.78242	47.62177	2.64
MiP 01a	Migmatite	-2.91576	47.54540	2.75
MiP 01b	Migmatite	-2.91576	47.54540	2.76
MiP 02	Migmatite	-2.91576	47.54540	2.78
MiP 08	Migmatite	-2.84350	47.63224	2.74
MiP 03	Migmatite	-2.95277	47.64075	2.69
MiP 04	Migmatite	-2.95277	47.64075	2.67
MiP 221	Migmatite (type Morbihanite)	-2.80151	47.61822	2.84
AUP 06	G. Ste-Anne d'Auray	-2.97828	47.66118	2.74
AUP 07	G. Ste-Anne d'Auray	-2.97822	47.66147	2.71
AUP 08	G. Ste-Anne d'Auray	-2.97814	47.66193	2.75
AUP 05	G. Ste-Anne d'Auray	-2.97830	47.66094	2.65
M 223a	G. Ste-Anne d'Auray	-2.76550	47.69724	2.65
M 206	G. Ste-Anne d'Auray	-2.88250	47.69419	2.68
M 227	G. Ste-Anne d'Auray (porphyrique)	-2.62171	47.63509	2.68
MR 103	G. Ste-Anne d'Auray (porphyrique)	-2.64583	47.62890	2.66
CAP 01	Granite de Carnac	-2.99442	47.64120	2.64
CAP 02	Granite de Carnac	-3.02187	47.59121	2.64
CAP 03	Granite de Carnac	-3.10194	47.66289	2.64
M 203	Granite de Carnac	-2.87665	47.56117	2.65
M 212	Granite de Carnac	-2.78635	47.55263	2.65
M 214	Granite de Carnac	-2.73888	47.58395	2.65
SCP 01	Micaschistes de la Vilaine	-2.79487	47.48547	2.76
SCP 02	Micaschistes de la Vilaine	-2.77858	47.52163	2.73
VA 0632	Micaschistes de la Vilaine	-2.74959	47.49857	2.75

Fusion crustale et évolution tardi-orogénique du Domaine Sud Armoricaïn

Résumé : L'évolution tardive du Domaine Sud Armoricaïn (segment de la chaîne Varisque Ouest Européenne), se traduit par un effondrement gravitaire de la croûte préalablement épaissie dans un contexte tectonique extensif. Cette extension s'accompagne, dans tout le domaine, d'une fusion partielle de la croûte moyenne à inférieure et de l'exhumation des roches métamorphiques issues de niveaux crustaux profonds. L'approche pluridisciplinaire conduite dans cette étude permet de proposer un calendrier précis de la fusion crustale et d'étudier les mécanismes de la déformation responsable de l'exhumation de la croûte moyenne à inférieure. Une des démarches adoptées associe l'identification structurale et cinématique précise des témoins de l'étirement et leur datation multiméthodes (U-Th/Pb sur monazite, et Ar/Ar sur micas). Dans la partie occidentale du Domaine Sud Armoricaïn, cette approche permet ainsi de documenter un continuum de déformation extensive durant plus de 20 Ma, qui accompagne en partie l'exhumation des roches de haut grade qui elle, se développe entre 325 Ma et 300 Ma. L'étude géophysique, combinant ASM et gravimétrie, permet en outre de caractériser la structure interne et la géométrie en profondeur du complexe granitique de Carnac, dont la mise en place apparaît être le témoin du stade le plus précoce de ce continuum. La fusion partielle des migmatites et la mise en place des plutons granitiques, interprétées à la fois comme le moteur et la conséquence de l'étirement et de l'exhumation, est estimée entre 335 Ma et 320 Ma. Cette anatexie généralisée apparaît synchrone à l'échelle de tout le domaine, ce qui permet un regard nouveau sur les stades tardi-orogéniques du Domaine Sud Armoricaïn. L'étude de la déformation extensive et de l'exhumation dans les portions occidentale et orientale, met en évidence des contrastes de style tectonique, suggérant une exhumation plus importante des parties orientales du Domaine Sud Armoricaïn.

Mots clés : Massif Armoricaïn, fusion crustale, tectonique extensive, datation chimique U-Th/Pb, datation Ar/Ar, ASM, gravimétrie

Crustal melting and late-orogenic evolution of the South Armorican Domain

Abstract: The late-orogenic evolution of the South Armorican Domain (West European Variscan Belt), is characterized by a gravitational collapse of the thickened crust in an extensional tectonic setting. In the entire domain, this stage is coeval with a generalized crustal melting of the middle to lower crust, and with the exhumation of the deep metamorphic rocks. This multidisciplinary study allows us to put geochronological constraints on the crustal partial melting events and to analyse the deformation mechanisms responsible for the exhumation of the metamorphic rocks. One of the scientific approaches was to combine the structural and kinematic analyses of the extensional deformation, and their dating (monazite U-Th/Pb chemical and mica Ar/Ar methods). In a western part of the South Armorican Domain, this approach allows us to highlight a continuum of deformation of 20 Ma, coeval with the metamorphic rocks exhumation between 325 Ma and 300 Ma. The geophysical study of the Carnac granitic complex, using ASM and gravity surveys, allows us to define the internal structure of the granite and its deep geometry. The emplacement of this granitic complex is interpreted as the marker of the earliest stage of the extensional continuum. The migmatite partial melting and the emplacement of granitic plutons, interpreted both as the triggering factor and as the consequence of the crustal stretching and of the exhumation, is estimated between 335 Ma and 320 Ma. This generalised anatexis, synchronous in the entire domain, provides a renewed view on the late-orogenic evolution of the South Armorican Domain. The structural study of the extensional deformation and the exhumation processes in the western and eastern parts argue for contrasted tectonics, suggesting a most important exhumation in the eastern parts of the South Armorican Domain.

Keywords: Massif Armoricaïn, crustal melting, extensional tectonics, U-Th/Pb chemical datation, Ar/Ar dating, AMS, gravity



Institut des Sciences de la Terre d'Orléans
1 A, rue de la Ferronnerie 45071 Orléans
Cedex 2

