Apports d'une étude intégrée sur les relations entre granites et minéralisations filoniennes (Au et Sn-W) en contexte tardiorogénique (Chaîne Hercynienne, Galice centrale, Espagne).

Eric Gloaguen

▶ **To cite this version:**

Eric Gloaguen. Apports d'une étude intégrée sur les relations entre granites et minéralisations filoniennes (Au et Sn-W) en contexte tardiorogénique (Chaîne Hercynienne, Galice centrale, Espagne).. Minéralogie. Université d'Orléans, 2006. Français. NNT : . tel-00107391

HAL Id: tel-00107391

https://theses.hal.science/tel-00107391

Submitted on 18 Oct 2006

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.

UNIVERSITE D'ORLEANS

THÈSE

PRÉSENTÉE

À L'UNIVERSITÉ D'ORLÉANS

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ D'ORLÉANS

Discipline : Sciences de la Terre et de l'Atmosphère
Spécialité : Géologie structurale et métallogénie

PAR

Eric GLOAGUEN

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)

Soutenue à Orléans le 29 juin 2006

MEMBRES DU JURY :

- M. Michel FAURE	Professeur, Université d'Orléans	Examinateur
- M. Alain CHAUVET	Chargé de Recherche CNRS, Montpellier	Directeur de thèse
- M. Yannick BRANQUET	Maître de Conférences, Université d'Orléans	Co-Directeur de thèse
- M. José Ramón MARTÍNEZ CATALÁN	Professeur, Université de Salamanque (Espagne)	Rapporteur
- M. Gaston GIULIANI	Directeur de Recherche, IRD, Nancy	Rapporteur
- M. Damien GABOURY	Professeur, Université du Québec À Chicoutimi (Canada)	Examinateur

UNIVERSITE D'ORLEANS

THÈSE

PRÉSENTÉE

À L'UNIVERSITÉ D'ORLÉANS

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ D'ORLÉANS

Discipline : Sciences de la Terre et de l'Atmosphère
Spécialité : Géologie structurale et métallogénie

PAR

Eric GLOAGUEN

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)

Soutenue à Orléans le 29 juin 2006

MEMBRES DU JURY :

- M. Michel FAURE	Professeur, Université d'Orléans	Examinateur
- M. Alain CHAUVET	Chargé de Recherche CNRS, Montpellier	Directeur de thèse
- M. Yannick BRANQUET	Maître de Conférences, Université d'Orléans	Co-Directeur de thèse
- M. José Ramón MARTÍNEZ CATALÁN	Professeur, Université de Salamanque (Espagne)	Rapporteur
- M. Gaston GIULIANI	Directeur de Recherche, IRD, Nancy	Rapporteur
- M. Damien GABOURY	Professeur, Université du Québec À Chicoutimi (Canada)	Examinateur

Remerciements

Un travail de thèse n'est jamais un travail solitaire, plus encore lorsqu'il s'agit d'une thèse pluri-disciplinaire. Aussi, c'est à de très nombreuses personnes que je voudrais adresser mes remerciements.

Cette thèse a été réalisée à l'Institut des Sciences de la Terre d'Orléans dans le cadre du GdR TRANSMET (CNRS/BRGM) et constitue le projet 2 du thème I (Or orogénique) de ce GdR qui m'a fourni un important soutien financier et scientifique. L'objectif était de concentrer les moyens analytiques et scientifiques sur une cible unique afin d'obtenir les meilleures contraintes possibles dans l'optique de la problématique des relations entre or mésothermal et granites en contexte tardi-orogénique. La zone de Brués, située en Galice centrale a été choisie comme cible pour ces travaux. C'est grâce à Moises Ponce de León que cette cible exceptionnelle, tant pour les qualités géologiques que la qualité des affleurements, a été choisie. Ainsi, le projet de thèse fut soutenu dès le début par le Centre d'Etudes Galiciennes, sous la direction de Moises Ponce de León, à partir de la visite faite en janvier 2002. Je remercie Mr. Ponce de León et j'espère que ce travail pourra apporter un élément supplémentaire à son projet pour la création d'un musée ethnologique dans ce site vraiment exceptionnel, que lui même avait étudié en 1986. Cette région le mérite, l'industrie minière de l'or étant un élément historique important de la culture Galicienne.

Un grand merci à mes directeurs, Alain Chauvet et Yannick Branquet, qui m'ont laissé une grande liberté de recherche, guidé, encouragé et aidé tout au long de la thèse. Mes remerciements à messieurs José Ramón Martínez Catalán et Gaston Giuliani pour avoir accepté de rapporter ce travail. Merci à Vincent Bouchot pour toute son aide, les analyses et les nombreuses et fructueuses discussions. Merci à Luc Barbanson pour son aide sur les questions minéralogiques. Merci à Michel Cathelineau, Marie-Christine Boiron et Christian Marignac pour toute l'étude des inclusions fluides. Merci à Catherine Lerouge, Serge Fourcade, Philippe Boulvais et Jean Cornichet pour m'avoir fait découvrir le monde des isotopes stables. Merci à Gilles Ruffet pour les datations argon et pour m'avoir appris à maniper sur sa ligne, ainsi qu'à Patrick Monié pour les analyses de Montpellier. Merci à Jean-Louis Vigneresse pour tout le volet gravimétrie. Merci à Yan Chen pour toute son aide sur les analyses ASM. Merci à Eric Marcoux pour son aide à l'identification optique de sulfures. Merci à Olivier Rouer et Gilles Drouet pour la préparation des séances microsonde, les traversées automatiques et les cartographies X. Merci à Gabriel Badin et Sylvain Janiec pour

l'importante quantité de lames qu'ils ont du produire et merci à Dominique Panis pour les analyses au goniomètre de texture. Merci à Jean-Louis Robert, Nicole Lebreton, Koen De Jong ainsi qu'à l'ensemble des chercheurs et enseignant-chercheurs de l'ISTO avec qui j'ai souvent eu des discussions fructueuses et/ou de bons coups de main. Merci à Chantal Le Coq et Fabienne Le Bihan pour tout le volet administratif.

Je n'oublie pas tous mes collègues passés ou présents, doctorants ou docteurs : Carine Cartier, les Tud's Johann et Nath (alors Jo, ça fart ?), Julien Calimero Charreau, Sylvain Ouinouin Drouin, Pierre Patelle Trap et sa Marie, Jérôme FET Gouin, Bo Wang, Steph Poussineau, Aurore Joly, Jean-Yves Talbot, avec spéciale dédicace à mes anciens ou nouveaux collègues de bureau : Manuel Piwie-cosacs Duguet, Eugène ça ira Be, Khalifa El Dursi, Sheng Zhan.

Merci aux Rennais pour leur accueil hébergement, notamment Flo, Ben et Nico lors de mes passages.

Un remerciement particulier pour les galiciens qui m'ont surpris par la qualité et la gentillesse de leur accueil, faisant tout pour m'aider : Maria Luisa Rodriguez, Dina M. Nogueira, Tomas Sancho ainsi que Pablo González Cuadra pour les discussions géologiques et les " balades " dans le secteur de Beariz. Merci à mes parents pour m'avoir toujours activement soutenu.

A Céline, pour toute son aide et son soutien permanent

A ma grand-mère, Marie

Table des matières

Remerciements 5

Introduction - Problématique 13

Chapitre I Les gisements filoniens mésothermaux Au versus Sn-W 17

I-1 Historique et évolution des connaissances 19

I-1.1 Le lien granite-minéralisation 19

I-1.2 Les gisements Au *versus* Sn-W-métaux rares 21

I-2 Les minéralisations aurifères orogéniques 22

I-2.1 Présentation 22

I-2.2 Les minéralisations aurifères orogéniques et leurs contextes 22

I-2.3 Classification, âges et crises aurifères 28

I-3 Les minéralisations étain-tungstène et métaux rares associés aux granites 29

I-3.1 Présentation 29

I-3.2 Cadre géodynamique 30

I-3.3 Source et caractéristiques des granitoïdes associés 30

I-3.4 Type 1 : les granites à métaux rares 31

I-3.5 Type 2 : les pegmatites à Sn-W et métaux rares 33

I-3.6 Type 3 : les greisens et les veines 37

I-4 L'émergence d'un nouveau type : les minéralisations aurifères associées à des granites dans les provinces à Sn-W 39

I-4.1 La constatation d'un lien spatial 39

I-4.2 Caractéristiques 42

I-4.3 Différences avec les minéralisations aurifères orogéniques 44

I-5 Les minéralisations Au et Sn-W-métaux rares dans la chaîne hercynienne et leur adéquation avec les modèles existants 45

I-5.1 Intérêt des minéralisations de la chaîne hercynienne 45

I-5.2 Aperçu sur les minéralisations en Sn, W, métaux rares, Au, Sb de la chaîne hercynienne Ouest-européenne 45

I-5.3 Les minéralisations aurifères spatialement associées aux granites dans la chaîne hercynienne 46

Chapitre II Contexte géologique et metallogénique 47

II-1 La Chaîne hercynienne Ouest européenne 49

II-1.1 Géométrie d'ensemble 49

II-1.2 Structure et géodynamique 51

II-2 Le Massif Ibérique 57

II-3 Caractéristiques structurales, métamorphiques et magmatiques du Nord-Ouest du Massif Ibérique 58

II-3.1 Les zones Nord-Ibériques et l'histoire anté-hercynienne 58

II-3.2 Phases de déformation et métamorphisme hercyniens 58

II-3.3 Le magmatisme hercynien du Nord Ouest de l'Ibérie 71

II-4 Essai de synthèse des évènements dans le Nord-Ouest Ibérique 76

II-5 Répartition des minéralisations Au et Sn-W dans le NW de l'Ibérie 78

II-5.1 Minéralisations aurifères 78

II-5.2 Minéralisations filoniennes à étain-tungstène, pegmatites et granites à métaux rares 84

II-5.3 Bilan sur les minéralisations Au et Sn-W dans le Nord-Ouest Ibérique 84

Chapitre III Etude pétro-structurale des granites et de leur encaissant - apports des analyses structurales et géophysiques 87

III-1 Présentation de la zone d'étude 89

III-1.1 Localisation 89

III-1.2 Schéma structural, objets géologiques et liens spatiaux avec les minéralisations 89

III-2 Analyse structurale 93

III-2.1 Etude pétro-structurale de l'encaissant 93

III-2.2 Les granites et leurs relations avec l'encaissant 114

III-3 Etudes géophysiques des massifs granitiques G3 et du massif de Beariz 138

III-3.1 But et Méthodes 138

III-3.2 Résultats de l'étude gravimétrique 143

III-3.3 Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM) : résultats 150

III-3.4 Synthèse des études géophysiques 158

III-4 Une coupe synthétique du secteur 159

Chapitre IV Contrôles structuraux des minéralisations 163

IV-1 Granites et minéralisations : Le lien spatial 165

IV-1.1 Objectif 165

IV-1.2 Répartition spatiale des minéralisations 165

IV-2 Contrôle structural des minéralisations aurifères : exemple des mines de Brués [article en préparation] 168

IV-3 Contrôle structural des minéralisations stanno-wolframifères du massif de Beariz 202

IV-3.1 Les objets liés aux minéralisations 202

IV-3.2 Types, orientations et cinématiques des veines de quartz 207

IV-3.3 Structure interne et déformation des veines de quartz 213

IV-3.4 Synthèse, succession et cinématiques des évènements autour du massif de Beariz 221

IV-4 Résultats sur les contrôles structuraux des minéralisations 221

Chapitre V Du magmatisme à l'hydrothermalisme 223

V-1 Préambule 225

V-2 Minéralogie et géochimie des granites 225

V-2.1 Minéralogie comparée des granites 225

V-2.2 Géochimie des granites 235

V-3 Les minéralisations 244

V-3.1 Les minéralisations filoniennes aurifères des mines de Brués 244

V-3.2 Les minéralisations filoniennes stanno-wolframifères de Beariz 273

V-3.3 Pegmatites et aplites à minéralisation disséminée et filonienne 294

V-3.4 Eléments sur la géochimie des minéralisations 297

V-3.5 Evolution paragénétique comparée des minéralisations 300

Chapitre VI Etude des fluides des minéralisations filoniennes aurifères et stanno-wolframifères 303

VI-1 Objectif de cette étude 305

VI-2 Etude des inclusions fluides 305

VI-2.1 Types d'inclusions fluides 305

VI-2.2 Principe de la méthode 306

VI-2.3 Protocole analytique 306

VI-2.4 Signification et terminologie des changements de phase 307

VI-2.5 Inclusions fluides des minéralisations aurifères des mines de Brués 308

VI-2.6 Inclusions fluides des minéralisations stanno-wolframifères de Beariz 322

VI-3 Etude des Isotopes stables 333

VI-3.1 Protocoles analytiques 333

VI-3.2 Résultats 333

Chapitre VII Geochronologie des granites : datations Th-U-Pb sur monazite à la microsonde électronique 345

VII-1 Objectif de cette étude 347

VII-2 Caractéristiques minéralogiques et chimiques de la monazite 347

VII-2.1 Structure, substitutions et solutions solides 347

VII-2.2 Le plomb dans la structure monazite : intégration – localisation - diffusion 350

VII-2.3 Environnement de formation – domaines de stabilité – altération 357

VII-2.4 Conclusions 361

VII-3 Echantillons et protocole de préparation 361

VII-4 Caractérisation des monazites 363

VII-4.1 Typologie des monazites 363

VII-4.2 Zonalités, chimie et substitutions 368

VII-4.3 Conclusions sur la caractérisation des monazites 375

VII-5 Méthode de datation « chimique » sur monazite à la microsonde électronique 376

VII-5.1 Base théorique 376

VII-5.2 Application au système Th-U-Pb 377

VII-5.3 Méthode chimique non isotopique 378

VII-6 Résultats 384

VII-6.1 Démarche suivie 384

VII-6.2 Ages 385

VII-6.3 Synthèse des résultats 394

Chapitre VIII Geochronologie $^{40}Ar/^{39}Ar$: Datations des granites et des minéralisations 399

VIII-1 Objectif de cette étude 401

VIII-2 Echantillons analysés 401

VIII-3 Principe de la méthode, protocole analytique 404

VIII-3.1 Principe de la méthode de datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ 404

VIII-3.2 Procédure analytique 408

VIII-3.3 Corrections 410

VIII-4 Résultats 411

VIII-4.1 Granites 411

VIII-4.2 Minéralisations 419

VIII-4.3 Synthèse et discussion des résultats 421

Chapitre IX Synthèse 427

IX-1 Introduction 429

IX-2 Le cadre tectono-métamorphique et magmatique des minéralisations 429

IX-2.1 Les principales phases de déformations 429

IX-2.2 La place du magmatisme et ses particularités 430
IX-2.3 Contraintes temporelles sur le magmatisme – discussions 435
IX-2.4 Modèle d'évolution de la zone d'étude 436

IX-3 Discussion 440
IX-3.1 Contrôle structural des minéralisations 440
IX-3.2 Les liens entre le magmatisme et les minéralisations : des liens temporels indirects mais forts 441

Conclusion 445

Références bibliographiques 447

Liste des figures 473

Liste des tableaux 491

Liste des annexes 493

Annexes 495

Introduction - Problématique

Durant les trente dernières années, les techniques analytiques et micro analytiques ont permis l'élaboration de modèles génétiques des minéralisations métallifères de plus en plus performants pour l'exploration de ces ressources minérales. Cependant, les contrôles émanant directement de l'observation de terrain (lithologies, géométries, structures…) sur des affleurements, des carottes ou bien dans des galeries restent incontournables pour le géologue minier et le chercheur. Ceci est sans doute encore plus vrai lorsqu'on s'adresse à des minéralisations de type filonien. Ce « calage » de terrain reste une étape préliminaire indispensable aux investigations analytiques, géochimiques, minéralogiques et géochronologiques postérieures. C'est la démarche suivie au cours de cette étude.

Les gisements métalliques sont des concentrations minérales qui portent la marque de l'évolution crustale (voire lithosphérique). Ils sont le résultat de paramètres physico-chimiques et mécaniques particuliers (rhéologie, déformation, hydrodynamique, pression, température…) convergeant, sur une courte période de temps, vers la concentration des métaux. Les gisements sont donc des traceurs d'un état crustal spécifique favorisant des circulations de fluides minéralisateurs et caractérisant l'évolution tectono-métamorphique de la croûte. Ainsi, une fois intégrés spatialement et chronologiquement dans le cadre géologique et tectonique régional, les gisements métallifères offrent une réelle opportunité de contribuer à la compréhension de l'évolution géologique et hydrodynamique de la croûte. Cette intégration régionale des gisements est également l'approche suivie dans ce travail.

Cette étude pluridisciplinaire concerne **les minéralisations filoniennes Au et les minéralisations Sn-W-métaux rares du Domaine Schisteux de Galice Centrale**. Ce domaine s'inscrit au sein des **zones internes de la chaîne hercynienne Nord-Ouest Ibérique**. Le point commun et l'originalité de toutes ces minéralisations est de présenter **un lien spatial très fort avec les nombreux granites** qui caractérisent ce secteur.

Ce mémoire s'enchaîne et se subdivise en trois parties principales.

- La première partie constitue une revue métallogénique (**Chapitre I**) et une revue du cadre géologique et métallogénique du Nord-Ouest du Massif Ibérique (**Chapitre II**). Ces revues ont pour objectif de définir précisément la problématique métallogénique et géologique posée par ces minéralisations hercyniennes en Galice. Les questions majeures qui en découlent sont :

1. le degré de lien génétique entre minéralisations filoniennes et granites. Depuis de nombreuses années, un modèle « or orogénique » où l'origine des minéralisations aurifères se caractérise par une absence complète de relations avec le magmatisme est bien établi, notamment dans les domaines archéens (Goldfarb *et al.*, 2001; Groves *et al.*, 1998; Groves *et al.*, 2003). Inversement, un modèle où des granites spécialisés sont génétiquement à l'origine de minéralisations disséminées en Sn-W-métaux rares est également présenté et discuté, à partir des exemples hercyniens (Bouchot *et al.*, 2005). Les problèmes de lien génétique – ou d'absence de lien – entre minéralisations Au, Sn-W et le magmatisme surviennent principalement pour les minéralisations filoniennes. Ainsi, depuis une dizaine d'années la mise en évidence de domaines – principalement au Yukon et en Alaska – où les minéralisations aurifères présentent un lien systématique avec des granitoïdes à conduit à reconsidérer certains gisements « or orogénique » et à proposer leur intégration dans un nouveau type où la minéralisation est génétiquement liée aux granitoïdes. En parallèle, le lien génétique gisements filoniens Sn-W-métaux rares et granites est toujours l'objet de controverses même si les relations spatiales sont plus fortes. Les modèles génétiques actuels pour les minéralisations filoniennes spatialement associées aux granites sont donc toujours problématiques et leurs spécificités par rapport aux modèles préexistants sont peu définies.

Questions :

* A partir des exemples étudiés en Galice, peut-on dégager des arguments (structuraux, minéralogiques, géochimiques, fluides, thermicité…) directs ou indirects (à discuter) en faveur d'un lien génétique entre granites et minéralisations filoniennes Sn-W et Au ?

* Si oui, peut-on mieux définir, en particulier, les caractéristiques des gisements d'or génétiquement liés à des granites ?

2. Contrôles structuraux et cadre géotectonique.

Les revues **des deux premiers chapitres** mettent en évidence que le type filonien de gisement « or orogénique » : i) est essentiellement définit dans des orogènes anciens précambriens (Archéen et Paléoprotérozoïque surtout) dans lesquels les concepts de tectonique des plaques « modernes » ne s'appliquent pas de façon directe; ii) présente des structures pièges compatibles et induites par une déformation régionale compressive ou transpressive localisée le long de grands accidents crustaux cisaillants (« shear zones aurifères »). Le contrôle tectonique des gisements étant purement régional sans qu'aucune

force de volume responsable d'instabilités mécaniques (e.g. mise en place de plutons) n'intervienne.

Questions :

- Les minéralisations filoniennes étudiées en Galice présentent t-elles les mêmes contrôles structuraux ?
- Plus généralement, retrouve t-on les mêmes contrôles structuraux dans des contextes géotectoniques modernes comme celui de la chaîne hercynienne ?
- Les granites associés aux minéralisations filoniennes sont-ils seulement un encaissant rhéologique favorable qui localise les filons (piège à l'état solide) ou bien servent ils aussi de drains au cours de leur mise en place ?
- En quoi l'évolution tectonique, métamorphique et magmatique du domaine est elle favorable au développement de ces minéralisations ?
- En contexte extensif, l'ouverture des structures drain et piège est logiquement facilitée sans nécessiter de hautes pressions fluides (supra-lithostatiques). Pourquoi si peu de gisements aurifères « orogéniques » décrits sont associés à un contexte régional extensif (e.g. détachement pendant l'extension ou l'évolution post-orogénique) ? A-t-on des éléments de réponse dans l'histoire tardi-orogénique hercynienne en Galice ?

3. Fonctionnement et durée des systèmes hydrothermaux en contexte mésothermal orogénique ? D'après les études sur l'actuel et le fossile, on sait que les minéralisations épithermales (associées au volcanisme aérien) se déposent au cours de circuits hydrothermaux relativement brefs (le million d'année étant déjà une borne supérieure pour des concentrations métallifères non polyphasées). En contexte mésothermal orogénique, la durée du système hydrothermal reste difficile à estimer pour de nombreuses raisons.

Questions :

- Pour les minéralisations galiciennes qui nous concernent, la géochronologie seule, nous permet t-elle de dater les minéralisations, et d'estimer la durée de l'évènement hydrothermal ?
- Y a-t-il un (ou plusieurs) cycle(s) hydrothermal(aux) discontinu(s), et sur quelle unité de temps ?
- En croisant les résultats sur les fluides, les datations, la déformation et le métamorphisme peut-on contraindre significativement le fonctionnement et la durée de l'évènement minéralisateur ?

- La seconde partie du mémoire **(du Chapitre III au VIII)** est consacrée aux données et aux résultats obtenus dans les différents champs d'investigation par les différentes méthodes et moyens analytiques utilisés. Les questions liées au cadre tectonique et structural des minéralisations trouvent des réponses **aux chapitres III et VI** respectivement. Dans le but d'éclaircir les relations entre granites et l'hydrothermalisme responsable des minéralisations, leurs caractéristiques minéralogiques, géochimiques et paragénétiques ont été regroupées dans le **chapitre V**. Les phases fluides occluses (inclusions fluides) ainsi que celles en équilibre isotopique (isotopes stables) avec les minéraux magmatiques et hydrothermaux peuvent fournir des arguments directs pour répondre aux questions relatives au degré de lien génétique entre granite et minéralisations (**chapitre VI**). Enfin, l'âge du magmatisme, celui des minéralisations et plus généralement l'évolution thermo-chronologique du secteur feront l'objet des **chapitres VII et VIII**.

- La troisième partie du mémoire (**chapitre IX**) est une synthèse des résultats, aboutissant à l'élaboration d'un modèle tectonique-magmatique-hydrothermal du segment hercynien étudié. Ce chapitre s'articule autour des réponses et des discussions induites par la problématique définie ci-dessus.

Chapitre I

LES GISEMENTS FILONIENS MESOTHERMAUX

Au *VERSUS* Sn-W

ROLE DES MAGMAS ET HYPOTHESES DE FORMATION

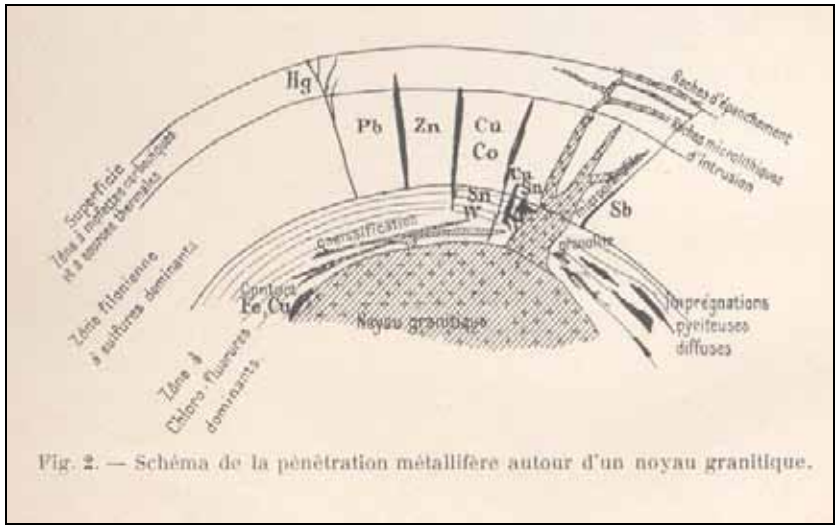


Fig. 2. — Schéma de la pénétration métallifère autour d'un noyau granitique.

de Launay, Louis. (1913). Gîtes minéraux et métallifères, I, p. 53. Béranger Ed., Paris, Liège.

I-1 Historique et évolution des connaissances

I-1.1 Le lien granite-minéralisation

Le lien spatial fréquemment observé entre les minéralisations filoniennes *s.l.* et les granitoïdes[1] a conduit très tôt de nombreux auteurs à s'interroger sur l'existence possible d'un lien génétique entre les deux (*e.g.* de Launay, 1913 ; Lindgren, 1933). Au début du XIX^{ème} siècle l'hypothèse selon laquelle les fluides minéralisateurs sont issus des profondeurs (hypothèse *« per asensum »*) est privilégiée. L'exploitation et l'exploration intense de certaines provinces métalliques comme par exemple la Cornouaille anglaise (*Figure I-1*) pour l'étain-tungstène, le cuivre et le plomb, fait nettement apparaître une zonalité des minéralisations centrées sur les intrusions granitiques (*e.g.* Emmons, 1940 ; Schneiderhöhn, 1941).

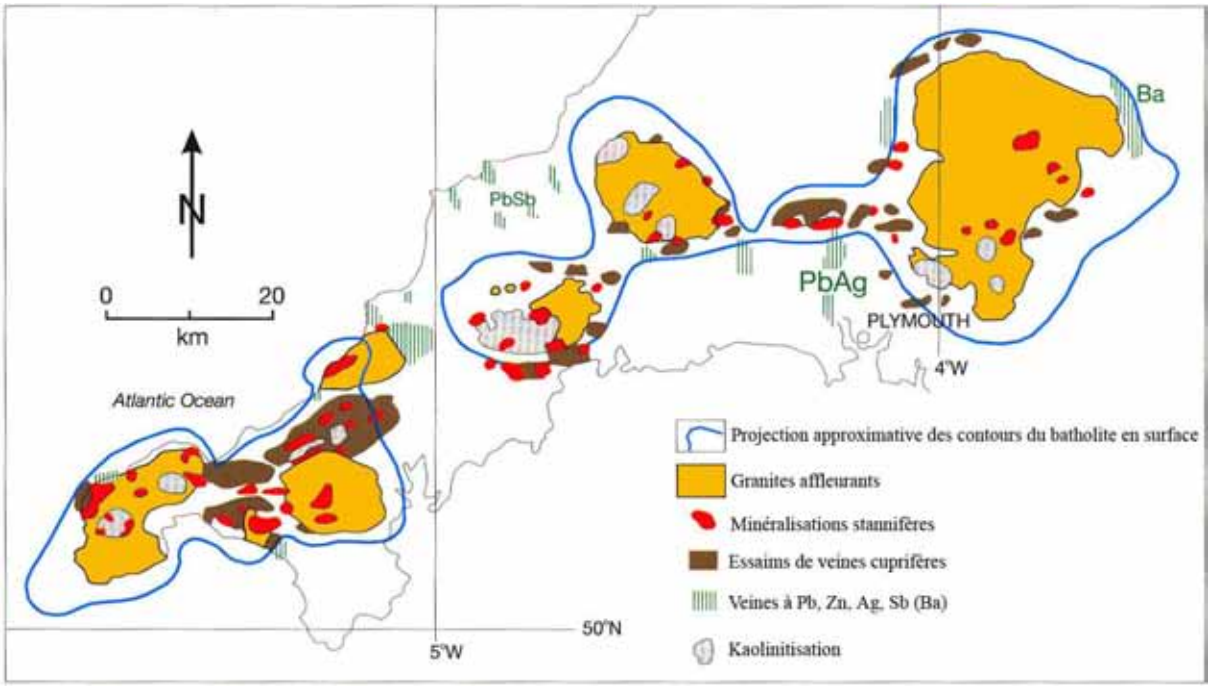


Figure I-1 : *Relations spatiales entre les granites hercyniens de la Cornouaille anglaise et les minéralisations Sn-W, Cu et Pb-Zn. Une zonalité cartographique des minéralisations centrées sur les granites apparaît clairement, avec les minéralisations Sn-W proches des intrusions et les gisements Pb-Zn plus distaux. Modifié d'après Černý et al. (***2005***) ; Dunham et al. (***1978***) ; Moore (***1982***).*

Ces observations conduisent naturellement à faire l'hypothèse d'un lien génétique entre minéralisations filoniennes et granitoïdes. De Launay (1913), avec la notion de « départ

[1] Ce paragraphe ne portera que sur les minéralisations ayant ou ayant eu un lien génétique supposé avec du magmatisme. De la même façon tous les autres types de gisements, type PGE, ou autres, liés au magmatisme basique ne seront pas abordés.

acide » est un des porteurs de cette idée. Jusque vers les années 1940, de nombreux auteurs supposent un lien génétique entre de nombreux types de minéralisations et le magmatisme. Ainsi par exemple, vers la fin des années 1930, des auteurs considèrent que les minéralisations aurifères de Kalgoorlie et de Yilgarn (Australie) incluses dans les roches vertes sont en rapport avec les intrusions granitiques (Emmons, 1937, 1940). Les années d'après guerre (1950) voient une explosion de la consommation des métaux et par conséquent de l'exploration et de la recherche des minéralisations.

A partir des années 1950, de nombreuses études modifient les connaissances et vont remettre en cause le lien génétique systématique qui était auparavant proposé. Ainsi pour Raguin (1961) : « *Les eaux thermales, et par conséquent les remplissages filoniens hydrothermaux, ne sont pas nécessairement en relation avec des magmas volcaniques voisins, ni avec des plutons sous-jacents. Cependant, la position géologique de maints champs filoniens, périphériquement à des batholites, ainsi qu'on peut le voir dans des districts suffisament érodés, indique dans certains cas une corrélation entre plutonisme et hydrothermalisme. Les champs filoniens péribatholitiques, définis par Emmons (Figure I-2) conformément à la profondeur d'érosion, font bien apparaître ce fait important. Mais il n'y a aucune raison de penser qu'il en est toujours ainsi. Beaucoup d'eaux thermales actuelles sont en rapport avec une hydrologie artésienne où rien de plutonique ou de magmatique n'intervient.* ». On voit ici qu'au moins une partie des gisements hydrothermaux ne sont plus considérés comme génétiquement liés au magmatisme, surtout ceux qui ne sont pas spatialement associés à des objets magmatiques. Le lien génétique est alors essentiellement basé sur les relations spatiales. Le cas des gisements de type « porphyres » mis à part, cette différence va conduire de nombreux auteurs à distinguer plusieurs manifestations ou types de gisements spatialement associés aux granites. Routhier (1963), par exemple, reprend la classification de Schneiderhöhn (1941) et distingue (*Figure I-3*) : i) les minéralisations disséminées au sein des granites ; ii) les gîtes pyrométasomatiques (skarns et tactites au contact des granites) ; iii) les pegmatites ; iv) les gîtes de « départ acide » (filons « pneumatolytiques » et stockwerks à Sn-W) ; et v) les filons hydrothermaux.

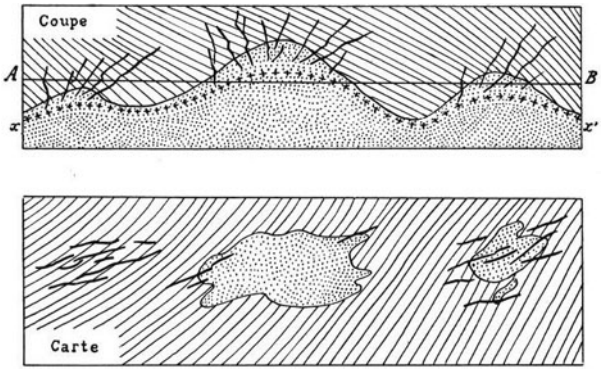


Figure I-2 : *Champs filoniens péribatholitiques d'après Emmons in Raguin (***1961***).*

Ce même auteur introduit le terme de « dépôts tardi-magmatiques » qui exprime que les dépôts précédents sont liés à des étapes tout à fait finales de l'évolution des « magmas ». Bien que les schémas génétiques théoriques intègrent toujours la présence de filons aurifères autour de granites, l'origine métamorphique de la majorité des grands gisements hydrothermaux aurifères est en train de s'établir.

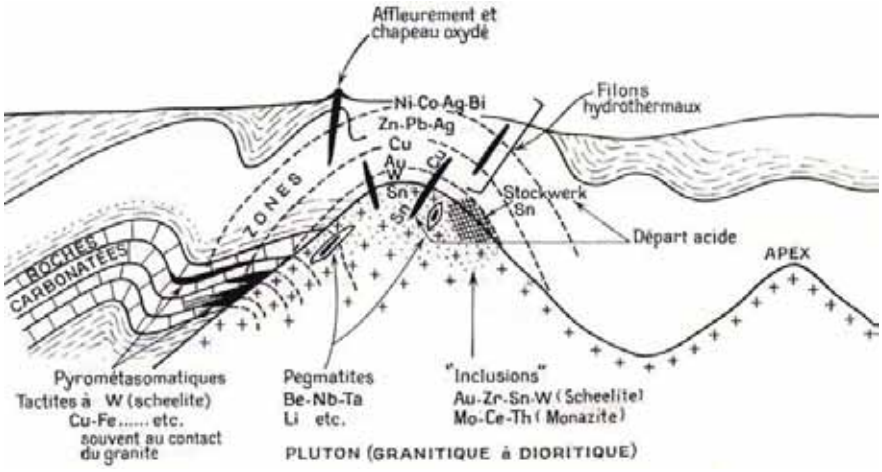


Figure I-3 : *Schéma théorique de la distribution et de la zonalité des différents types de minéralisations associées aux granites, d'après Routhier (***1963***).*

I-1.2 Les gisements Au *versus* Sn-W-métaux rares

Les années 1960 à 1990 voient un développement considérable de nombreuses méthodes analytiques. Ces méthodes permettent une meilleure compréhension des objets géologiques (granites, encaissants, fluides) et l'intégration de la formation des gisements dans les modèles de d'évolution orogénique. Les nombreux travaux vont permettre d'établir les contextes géodynamiques caractéristiques des gisements à Sn-W-métaux rares[2] d'un côté, et des gisements d'or de l'autre :

i) Une majorité des gisements d'or est ainsi considérée comme formée par des fluides métamorphiques durant les orogènes (gisements d'or des ceintures métamorphiques, Goldfarb *et al.,* 2005 ; Groves *et al.,* 2003, 2005), spatialement reliés aux zones ou paléozones de subduction, d'accrétion et de collision et regroupés sous le nom de gisements d'or orogénique (Goldfarb *et al.*, 2001; Groves *et al.*, 1998);

ii) Les gisements Sn-W et métaux rares sont majoritairement spatialement liés à des granites tardi-orogéniques de contexte collisionnel et dans une moindre mesure en contexte de subduction associés à du magmatisme calco-alcalin (porphyres) (Černý *et al.*, 2005). La contribution du magmatisme en terme de source des fluides et des métaux dans la formation

[2] Par métaux rares nous entendons Li, Rb, Cs, Be, Mo, Sn, Zr, Th, U, Nb, Ta, W et Terres Rares, concentrés de manière souvent économique en proportion relatives très variables dans des granites fortement différenciés et dans des pegmatites évoluées.

de ces minéralisations (c'est-à-dire le lien génétique entre ces granites et ces minéralisations) est considérée comme importante ou faible suivant les cas (Černý *et al.*, 2005).

Si l'on considère l'hypothèse d'un lien génétique entre minéralisations aurifères et granites, c'est au niveau des gisements de type porphyre, épithermal et skarn aurifère qu'elle paraît pouvoir être la mieux établie. Or ces gisements se forment dans le contexte très particulier d'arc océanique ou continental qui est très différent du contexte de fin de collision dans lequel se forment la majorité des minéralisations Sn-W-métaux rares associées à des granites.

I-2 Les minéralisations aurifères orogéniques

I-2.1 Présentation

En dehors des minéralisations aurifères de types porphyre, épithermal, skarn et amas volcanique sulfuré massif, il existe de nombreuses minéralisations aurifères à quartz-carbonates se présentant sous forme de veines. Il s'agit de minéralisations épigénétiques pauvres en sulfures à la fois quantitativement et qualitativement, que l'on trouve depuis des âges Archéen à Oligocène (veines dans les alpes italiennes, Curti, 1987). Ces veines ont été dénommées de très nombreuses manières différentes (mesothermal gold, Mother lode gold, Homestake type, low-sulfide quartz gold, gold-only deposits, quartz-carbonate lode gold, synorogenic gold, turbidite hosted gold, structurally hosted vein systems in metamorphic terranes) puis reconnues comme étant différents sous-types d'un type de veines épigénétiques contrôlées structuralement et formées dans des terrains métamorphiques (Kerrich, 1993). Les anciennes dénominations seront ensuite discréditées par Groves *et al.* (1998) pour être regroupées sous le terme de gisements d'or orogénique.

I-2.2 Les minéralisations aurifères orogéniques et leurs contextes

I-2.2.1 Cadre géodynamique

D'après la littérature, les gisements d'or orogénique se forment majoritairement aux frontières ou paléo-frontières de plaques tectoniques (*e.g.* Goldfarb *et al.,* 2001 ; Groves *et al.,* 1998, 2003 et *Figure I-4*).

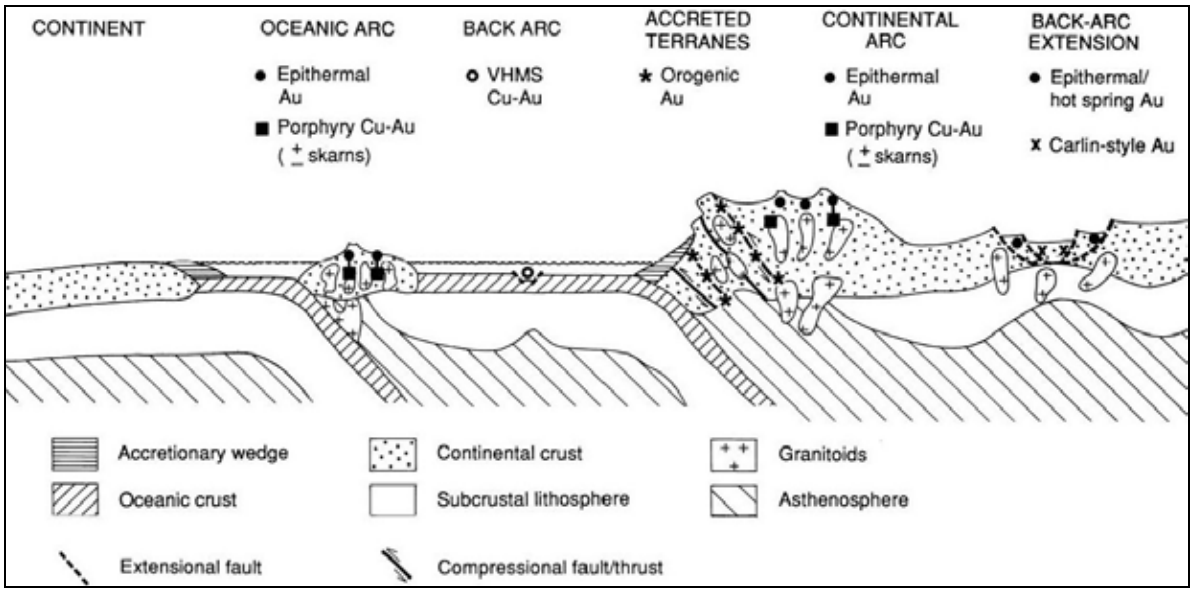


Figure I-4 : *Contexte tectonique de formation des divers types de minéralisations aurifères épigénétiques, d'après Groves et al. (***1998***). Les gisements d'or orogénique se sont formés dans des régimes tectoniques compressifs à transpressifs à différentes profondeurs de la croûte continentale supérieure dans des ensembles de terrains accrétés, très déformés et adjacents à des zones d'arcs magmatiques continentaux.*

Cette proposition vient du fait que de nombreux gisements de ce type sont présents dans des ensembles de terrains qui ont été accrétés lors des processus de subduction collision (anciens prismes d'accrétion). Ces terrains présentent par ailleurs nécessairement un lien spatial - à cette échelle - avec les zones de subductions ou les paléozones de subductions, la présence à leur aplomb d'une partie subductée de croûte océanique (ou slab), représentant la zone source potentielle pour les fluides et les métaux. Néanmoins, il faut noter que ces auteurs s'adressent le plus souvent à des gisements archéens ou paléoprotérozoïques. Les orogènes et la géodynamique de ces époques géologiques sont encore loin d'être bien compris et établis (rhéologie des masses « continentales »….). Pour les gisements archéens au moins, il apparaît donc délicat d'appliquer des notions modernes de tectonique des plaques.

Dans les orogènes modernes, comme l'Hercynien ou l'Alpin, il existe également des gisements d'or orogénique formés en contexte tectonique collisionnel à tardi-collisionnel[3].

I-2.2.2 Encaissant, métamorphisme et association avec les intrusions

Les minéralisations aurifères orogéniques se trouvent dans les ceintures de roches vertes et les TTG archéennes, les couvertures et les socles métamorphiques paléozoïques et dans les séquences sédimentaires du Phanérozoïque (répartition mondiale des gisements les

[3] Remarque : ces zones de collision n'apparaissent d'ailleurs pas dans les schémas théoriques de Groves *et al.* (1998, 2003, 2005).

plus importants dans Goldfarb *et al.,* 2005). La nature des roches encaissantes est très variable. Inversement, le grade métamorphique des encaissants est souvent dans le faciès schiste vert même si des minéralisations localisées dans des encaissants du faciès granulite existent (Groves *et al.*, 1998). Les minéralisations, épigénétiques, se forment essentiellement après le pic de métamorphisme[4] et postérieurement aux épisodes de déformation majeure de compression et/ou de transpression (Groves *et al.*, 2003). Elles sont donc tardi- à post-orogénique. Ces minéralisations, toujours proches dans le temps d'épisodes magmatiques, ne sont jamais considérées comme spatialement associées à un groupe de granitoïdes en particulier (Groves *et al.*, 2003). C'est une différence majeure avec les gisements aurifères hercyniens où le lien spatial avec des granitoïdes est souvent fort (*e.g.* Charonnat *et al.,* 1999 ; Lerouge *et al.,* 2000 ; Neiva, 2002).

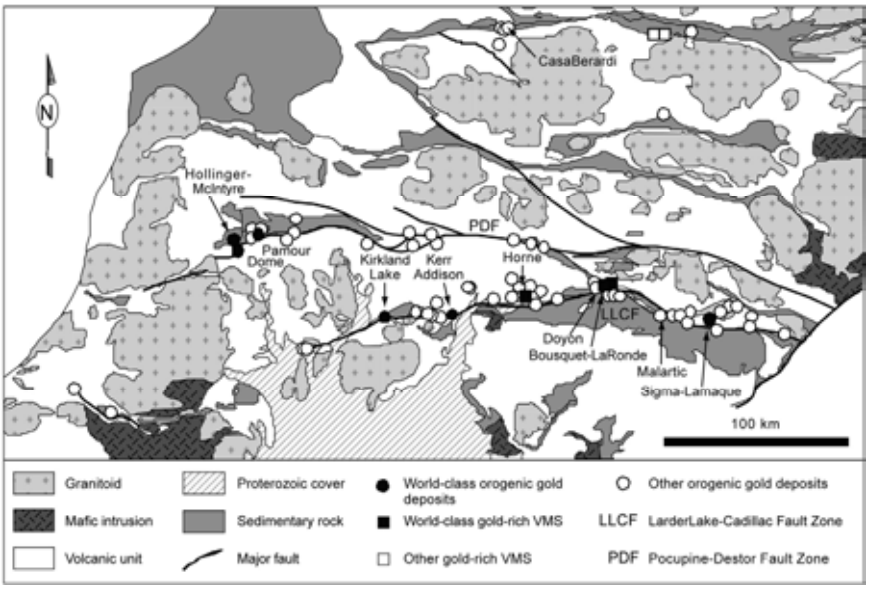


Figure I-5 : *Un exemple du contrôle de la distribution spatiale des gisements d'or orogénique par les grandes failles crustales majeures en Abitibi (Québec, Canada). Modifié par Goldfarb et al.(***2005***) d'après Poulsen et al. (***2000***).*

I-2.2.3 Contrôle structural

Dans les orogènes anciens, le contrôle structural des gisements mésothermaux orogéniques a souvent été mis en avant (*e.g.* Sibson, 1987, 2004 et Sibson *et al*., 1988). L'importance et l'impact de ces travaux définit en quelque sorte le type « mésothermal orogénique » dans lequel la déformation syn-mineralisation est typiquement compressive ou

[4] Les minéralisations les plus profondes formées dans le faciès amphibolite seraient syn pic du métamorphisme d'après Groves *et al*., 2003.

transpressive. En effet, les veines minéralisées se trouvent distribuées le long de failles cisaillantes majeures (*Figure I-5*), distantes entre elles de quelques centaines de mètres à quelques kilomètres. Le système minéralisé comprend (Colvine *et al.*, 1988) des structures et des failles de second (de 5 à 15 km de long et moins de 100 m de large) et de troisième ordre (1 km de long pour 10-15 m de puissance).

Les minéralisations sont contrôlées par d'importants systèmes faillés d'échelle crustale. Elles s'échelonnent depuis des faciès de grande profondeur (amphibolite, plus rarement granulite) jusqu'au faciès pumpellyite -prehnite. La puissance, la géométrie et le type de déformation des veines aurifères sont très variables et fonctions de la profondeur (*Figure I-6*). Le contrôle tectonique régional influence également leur géométrie et leur état de déformation. Deux grands types de veines sont distingués généralement dans ces contextes compressifs : i) les veines cisaillantes dans des failles fonctionnant en fractures hybrides dilatantes cisaillantes (mode II) ; ii) des veines subhorizontales fonctionnant en fente de tension (mode I). L'intervention de pressions de fluide lithostatiques (voire *supra*) est requise pour ouvrir et/ou réactiver de telles fractures. Des circulations très importantes de fluides minéralisés d'origine métamorphique s'effectuent grâce à ces grands systèmes faillés.

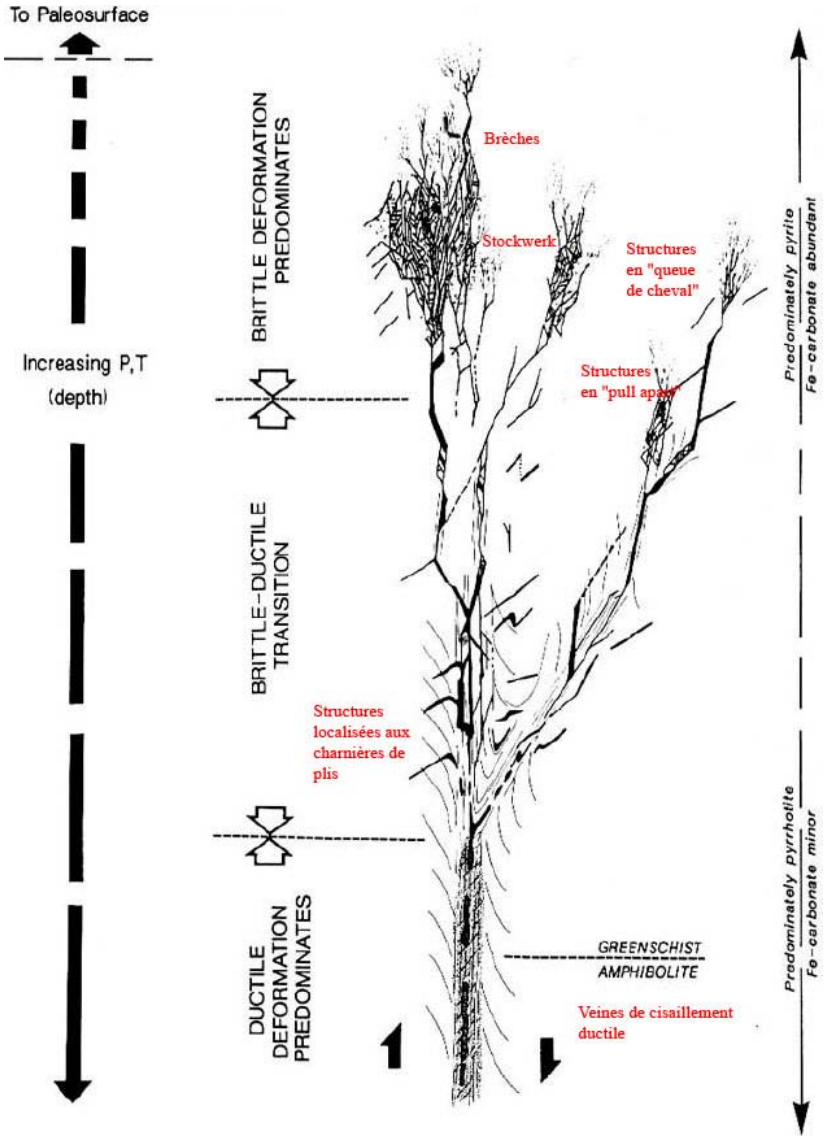


Figure I-6 : *Modèle composite théorique de la distribution et de la géométrie des minéralisations aurifères orogéniques associées à des grandes failles cisaillantes d'échelle crustale (Modifié d'après Colvine et al.,* ***1988****).*

Les fortes fluctuations de la pression des fluides dans ces systèmes permettent le fonctionnement de systèmes hydrothermaux cycliques grâce au mécanisme de valve sismique (Sibson *et al.*, 1988). Des ensembles de veines minéralisées se recoupant mutuellement sont ainsi symptomatiques de ce type de gisement aurifères orogéniques (Robert & Brown, 1986).

Il faut noter qu'aucune minéralisation développée en contexte extensif n'a été décrite dans les plus récentes compilations même si quelques travaux récents en soulignent l'importance (Charonnat *et al.*, 1999; Chauvet *et al.*, 2001).

I-2.2.4 Paragenèse, fluides et altérations

Paragenèse

La paragenèse typique des veines aurifères de ce type se compose essentiellement de quartz, de moins de 3 à 5 % de sulfures (surtout des sulfures de fer) et de moins de 5 à 15 % de carbonates (Groves *et al.*, 1998). Elle varie relativement peu avec la profondeur de formation. On trouve par contre, très fréquemment dans ces veines, des quantités variables de silicates (albite, mica blanc, fuschite, chlorite et tourmaline) et de tungstates (scheelite). Les proportions relatives en sulfures ou sulfo-arséniures de fer (pyrite, pyrrhotite, arsénopyrite) semblent être fonction de la géochimie de l'encaissant. Ainsi il semble exister une corrélation entre la proportion d'arsénopyrite et la proportion de métasédiments dans les roches encaissantes (Robert, 1990). L'or se présente sous la forme d'électrum (généralement à 90 % Au – 10 % Ag) à des teneurs moyennes historiquement exploitée de 5 à 30 g/t[5] (Groves *et al.*, 1998).

Fluides et altération hydrothermale

Les fluides responsables des minéralisations sont caractérisés par des compositions à H_2O-CO_2-H_2S ($\pm$ CH_4 $\pm$ N_2) de faible salinité et acidité (Böhlke, 1989). La température estimée de ces fluides lors du dépôt de la minéralisation est de l'ordre de 350°C et l'or serait transporté sous forme de complexes sulfurés réduits de type $AuHS(H_2S)_3$ (Loucks & Mavrogenes, 1999). Ces fluides sont d'origine profonde, interprétés comme d'origine métamorphique, et drainés par les grandes failles d'échelle crustale qui contrôlent ces gisements (cf., ci-dessus). Ces fluides pourraient êtres issus, pour partie, de processus de granulitisation et/ou de la fusion ? du slab subducté (*e.g.* Groves *et al.,* 2005).

[5] On exploite bien évidemment également des teneurs plus basses dans les gisements de fort tonnage actuellement.

A l'échelle du gisement, les fluides hydrothermaux produisent une très forte altération de l'encaissant. On en reconnaît différents types qui sont fonction de la physico-chimie de l'encaissant (chimie, porosité, perméabilité), et de la température et la profondeur à laquelle s'effectuent ces modifications (voir synthèse dans Goldfarb *et al.,* 2005). Les différentes altérations reconnues sont les suivantes :

- **Carbonatisation** qui se marque par un métasomatisme et l'apparition de magnésite ou ankérite-dolomite-calcite,

- **Sulfuration** qui se marque par l'apparition de pyrite, pyrrhotite et/ou arsénopyrite,

- **Métasomatisme sodique** qui se marque, suivant les cas, par l'apparition de mica blanc ou de biotite ou de feldspath potassique et d'albite,

- **Silicification** de l'encaissant dans la proximité immédiate des veines,

- **Chloritisation** si l'encaissant est mafique.

Les échelles auxquelles peuvent respectivement se produire ces altérations sont variables, de l'ordre du centimètre au kilomètre. L'altération peut être particulièrement spectaculaire lorsque l'encaissant est en très fort déséquilibre chimique avec le fluide minéralisateur comme c'est le cas dans les formations de minerais de fer rubanées, affectées secondairement par une minéralisation filonienne aurifère (« BIF hosted gold deposit », *e.g.* Phillips *et al.,* 1984).

I-2.3 Classification, âges et crises aurifères

I-2.3.1 Classification

Trois sous-types sont distingués (Groves *et al.*, 1998) :

1. Les gisements d'or orogénique **épizonaux,** formés à moins de 6 km de profondeur et à des températures de 150°C
2. Les gisements d'or orogénique **mésozonaux,** formés entre 6 et 12 km de profondeur et à des températures de 300 à 475°C
3. Les gisements d'or orogénique **hypozonaux,** formés à plus de 12 km de profondeur et à des températures supérieures à 475°C

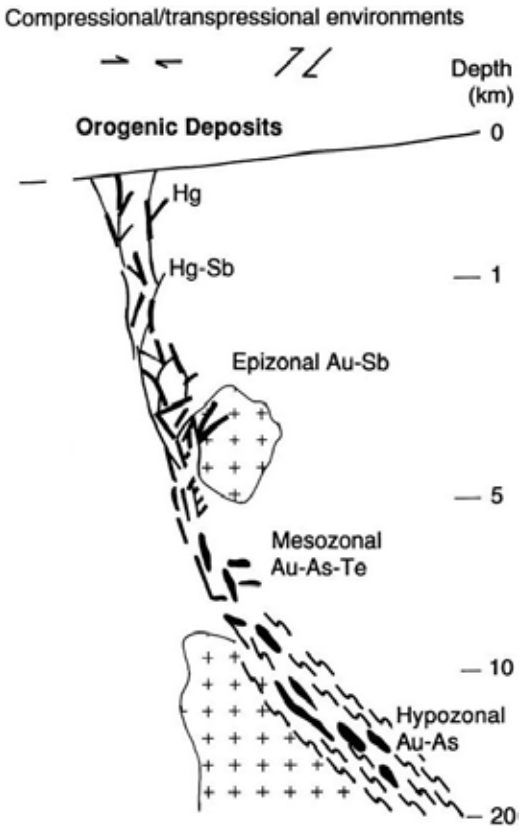


Figure I-7 : *illustration schématique des trois sous-types de gisements d'or orogénique dans leur contexte de formation. Il n'y a pas nécessairement tous les types présents en un unique endroit. D'après Groves et al. (***1998***).*

I-2.3.2 Aperçu de la répartition dans le temps de ces gisements - crises aurifères

Grâce à l'amélioration considérable des techniques de datation durant ces 15 dernières années, il existe à l'heure actuelle une bonne base de données publiées qui permet de bien contraindre les périodes de temps les plus favorables à la formation de gisements d'or. La *Figure I-8* montre que la distribution d'âge des minéralisations aurifères est hétérogène.

Cette distribution est marquée par deux pics précambriens vers 2800-2550 Ma (Archéen) et 2100-1800 Ma (Paléoprotérozoïque). Une troisième période de formation de gisements s'échelonne de 600 Ma à l'actuel. On note l'absence de grands gisements à l'Hercynien. Il y a donc en dehors des nombreux paramètres qui conditionnent la formation des gisements, l'existence de périodes géologiques favorables à la formation de ces minéralisations. Plusieurs auteurs ont proposé que ces évènements étaient reliés à l'évolution de la cinématique et de la dynamique de la tectonique des plaques au cours du refroidissement de la terre (Condie, 1998 ; Goldfarb *et al.,* 2001, 2005 ; Groves *et al.*, 2005). Ainsi les premiers évènements aurifères majeurs seraient liés à des périodes majeures de formation et d'accrétion de la croûte continentale et à des contributions mantelliques importantes. Ces périodes seraient le site d'intenses activités plutoniques et magmatiques, certainement très favorables aux circulations de fluides.

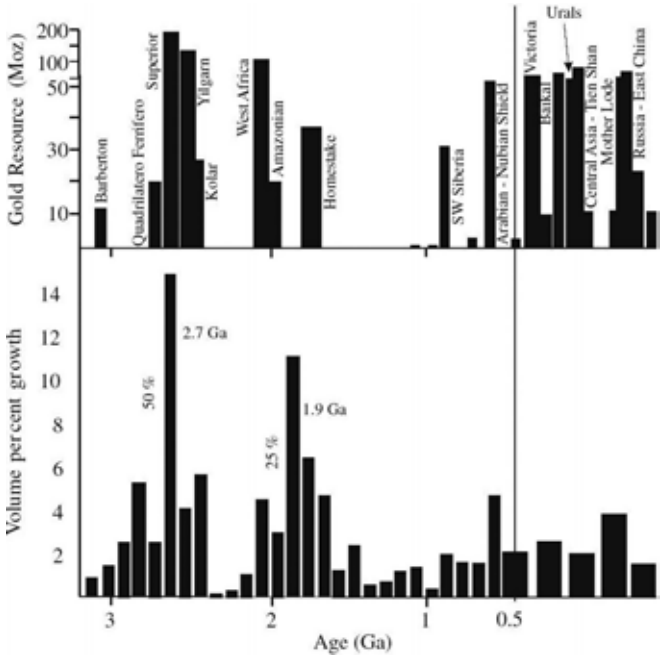


Figure I-8 : *Age de formation des minéralisations aurifères orogéniques comparé aux périodes de croissance de la croûte continentale (Groves et al.,* **2005***).*

I-3 Les minéralisations étain-tungstène et métaux rares associés aux granites

I-3.1 Présentation

A l'inverse des minéralisations aurifères orogéniques, les minéralisations ± Sn ± W ± Mo ± métaux rares sont **en grande majorité** observées au sein de granitoïdes et/ou fortement spatialement associées à des granitoïdes. On distingue trois types majeurs de gisements (Černý *et al.*, 2005) :

i) type 1 : minéralisations disséminées dans les granitoïdes;

ii) type 2 : minéralisations des pegmatites ;

iii) type 3 : minéralisations de greisens et veines aux bordures des intrusions (*i.e.* formées dans le granite et/ou encaissant).

Ces trois types de gisements possèdent des morphologies différentes qui résultent de processus de formation variables. Ainsi, les trois types de minéralisations à Sn ± W ne se rencontrent jamais en un même site.

I-3.2 Cadre géodynamique

Les granitoïdes spatialement associés aux minéralisations ± Sn ± W ± Mo ± métaux rares caractérisent deux contextes géodynamiques différents : i) les marges continentales actives où ils se trouvent plutôt en retrait par rapport à la marge ; ii) les contextes tardi-orogéniques extensifs des zones de collision continent/continent où ils se trouvent, suivant les types, uniquement dans les parties les plus internes de ces domaines (type 1) ou à la fois dans les zones internes et externes (types 2 & 3).

I-3.3 Source et caractéristiques des granitoïdes associés

Dans les contextes de marge active, ce type de minéralisation est associé à un magmatisme calco-alcalin, métalumineux à légèrement peralumineux (tonalites à granodiorites), mis en place à faible profondeur voire subvolcanique (ex : porphyres des Andes). Ces granitoïdes sont essentiellement de type I dans la classification de Chappell & White (1992) et appartiennent à la fois aux séries à magnétite (minéralisation Mo-W) et à ilménite (minéralisation Sn-W) de Ishihara (1977). Le caractère oxydant ou réduit du magma contrôle fortement les concentrations en divers métaux (Blevin & Chappell, 1995) ainsi que les valences de certains éléments conditionnant leur concentration (*e.g.,* Sn^{2+} plutôt que Sn^{4+} dans les magmas réduits, Taylor & Wall, 1992). Ces magmas sont issus de la fusion partielle sous-saturée de la croûte moyenne à inférieure.

Dans les contextes tardi-orogéniques extensifs des zones collisionnelles, les minéralisations sont associées à des granitoïdes généralement riches en potassium et silicium mais pauvres en calcium. Ils sont également majoritairement peralumineux à fortement peralumineux (granodiorites à granites). Ces granitoïdes sont essentiellement de type S dans la classification de Chappell & White (1992) et appartiennent aux Ilmenite series de Ishihara (1977). Ils sont issus de la fusion partielle de roches alumineuses (type métapelites) de la croûte moyenne épaissie, même si une contribution de sources plus profondes et/ou plus basiques se produit.

I-3.4 Type I : les granites à métaux rares

I-3.4.1 Caractéristiques communes

Les granites à métaux rares sont caractérisés par une minéralisation disséminée dans l'ensemble de la masse granitique. Ils sont tous fortement enrichis en fluor et de façon variable en Sn, W, Nb, Ta, Rb, Cs, Be, B, Li et In. Ils sont par contre très appauvris en Mg, Ti et éléments de transition. Ces granites sont généralement les membres les plus tardifs et les plus fractionnées de masses granitiques emplacées dans une région donnée (exemple : granite albitique à topaze-lépidolite de Beauvoir, Massif Central français, *Figure I-9* et Cuney *et al.,* 1992; Raimbault *et al.,* 1995). Il y a deux hypothèses quant à leur origine (Černý *et al.*, 2005) : i) ils pourraient se former par différenciation prolongée au sein d'énormes chambres magmatiques (batholites) ; ii) ils pourraient se former par anatexie de faible degré de sources métapélitiques. Cette dernière est l'hypothèse privilégiée. L'un ou l'autre de ces modes de formation du liquide magmatique initial a pour effet de permettre l'enrichissement initial du liquide en métaux rares. Certains de ces éléments (fondants) ont pour effet de rendre le magma très fluide et d'abaisser sa température de cristallisation. Ceci permet un emplacement de ces magmas à des niveaux crustaux relativement haut, voir subvolcanique (dykes de microgranite ou de rhyolites). Par ailleurs des équivalents volcaniques sont connus. La longue ascension des magmas permet d'augmenter encore la concentration en métaux rares par des phénomènes de cristallisation fractionnée, ce qui va permettre la saturation en ces éléments au stade magmatique, expliquant ainsi le caractère disséminé de la minéralisation une fois le magma mis en place. Le contrôle

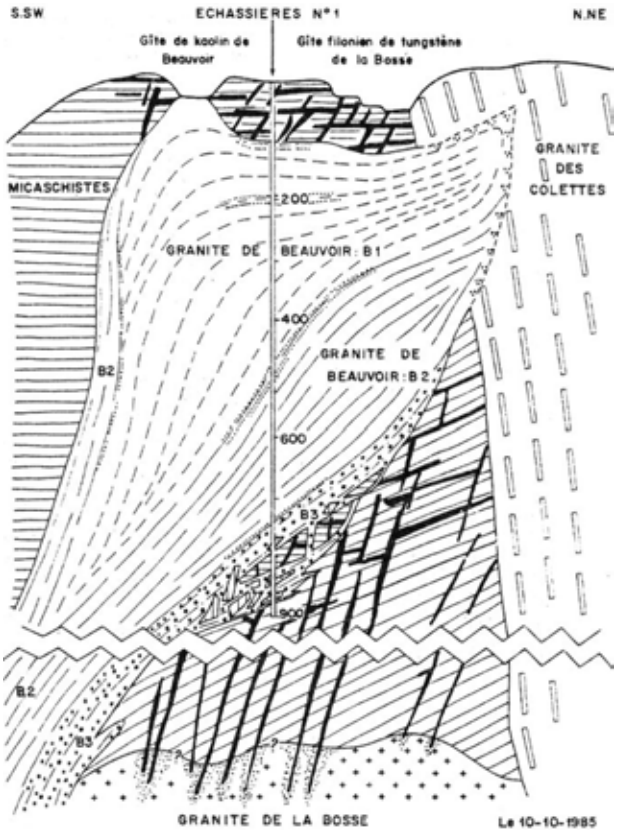


Figure I-9 : *Un exemple de granite à métaux rare, le granite albitique à topaze-lépidolite de Beauvoir (Massif Central français). Coupe interprétative réalisée à partir des observations structurales et pétrographique du forage GPF de 900 mètres. Ce granite, dont la foliation magmatique est indiquée en pointillé, recoupe le stockwerk à ferbérite associé au granite de La Bosse. D'après Cuney & Autran (***1987***).*

structural de ce type de minéralisation est, *a priori*, faible. Il se limite au contrôle de l'ascension du magma et de la mise en place du pluton. On trouve majoritairement ces granites à métaux rares dans les contextes extensifs tardi-orogéniques des zones internes de collision.

L'origine magmatique primaire de ces minéralisations, malgré l'existence d'évènements hydrothermaux tardifs remobilisant parfois partiellement le stock métal (*e.g.* granite de Beauvoir, Raimbault *et al.,* 1995) est supportée par les faits suivants (Černý *et al.*, 2005): i) on trouve des chimies de ce type aussi bien dans des granites que des dykes volcaniques ; les signatures métalliques sont retrouvées dans les inclusions magmatiques préservées dans des phénocristaux de quartz; ii) les études expérimentales sur les systèmes haplogranitiques riches en halogènes montrent que les compositions granitiques riches en albite et pauvres en quartz, peuvent être expliquées par le rôle du fluor et du lithium dans le liquide magmatique ; iii) les études des inclusions magmatiques dans les rhyolites et les études expérimentales indiquent que la plupart des métaux rares ont un coefficient de partage fluide/liquide magmatique très bas au moins avec les magmas fortement peralumineux. Il existe ainsi pour ce type de minéralisation un consensus pour les considérer comme d'origine magmatique (Černý *et al.*, 2005).

I-3.4.2 Classification

Suivant la chimie de ces granites fortement différenciés et fractionnés, et leurs contenus en métaux, on distingue trois types de granites à métaux rares (Černý *et al.*, 2005) :

- 1) les **granites à métaux rares de type peralcalin** [(Na+K)/Al>1] très pauvres en phosphore, avec des teneurs très fortes en REE, Zr, Y, Nb, F,U, Th, fortes en Th, Sn, Be, Rb et U. Ces granites contiennent des **minéralisations disséminées en Zr, Nb, REE, U, Th.**
- 2) les **granites à métaux rares de type peralumineux** [1 < Al/(Na+K)] < 1,15] contenant peu de phosphore et avec des teneurs moyennes en REE, Y, Zr, Hf, Th. Ces granites contiennent des **minéralisations disséminées en Nb, Ta, Sn.** Ils sont postorogéniques (voire anorogéniques). Il s'agit d'intrusions tardives liées au contexte extensif dans les zones internes des ceintures de collision.
- 3) les **granites à métaux rares de type peralumineux** [Al/(Na+K)] > 1,15] très enrichis en phosphore. Ils sont très appauvris en REE, Th, Y, Zr, Hf, Sc et Pb. Ils contiennent des **minéralisations disséminées en Ta, Sn, Li**, et sont

souvent très enrichis en Rb et Cs. Ces granites se trouvent dans le même contexte géodynamique que les précédents.

I-3.5 Type 2 : les pegmatites à Sn-W et métaux rares

I-3.5.1 Forme et emplacement des pegmatites

Les pegmatites se présentent sous forme de corps lenticulaires, de taille variable (en général de la dizaine à la centaine de mètres) plus ou moins contordues ou fusiformes. On les trouve en individus isolés ou en essaim. Elles se mettent en place généralement dans l'encaissant des granites et plus rarement au coeur des intrusifs. Elles adoptent alors la forme de dykes, remplissant les fractures associées aux derniers mouvements tectoniques relatifs à l'emplacement du granite. La mise en place des pegmatites est structuralement contrôlée. En effet, elles sont fréquemment associées à des failles et/ou des zones de cisaillements [exemple : Greenbushes pegmatite (Australie) associée à une zone de cisaillement, (Partington, 1990)]. La nature et la rhéologie de l'encaissant contrôlent par ailleurs leur morphologie.

Classe	Eléments mineurs typiques	Encaissant métamorphique	Relations avec les granites	Caractéristiques structurales
Abyssale	U, Th, Zr, Nb, Ti, Y, REE, Mo; rarement Be, B; minéralisation moyenne à faible	Faciès amphibolite supérieur à granulite FP à HP; ~400-900 MPa; ~700-800°C	absentes (ségrégation à partir de leucosomes anatectiques ?)	conforme aux structures ou les recoupant
Muscovite	Minéralisation absente; micas et minéraux pour céramiques	Faciès amphibolite HP; ~500-800 Mpa; ~650-580°C	absentes (corps anatectiques), aux bordures des granites et dans leur encaissant	quasi conforme aux structures ou les recoupant
Muscovite -éléments rares	Li, Be, Y, REE, Ti, U, Th, Nb>Ta; rarement Li, Be; minéralisation faible	Faciès amphibolite MP-MT; ~300-700 Mpa; ~650-520°C	mal définies, au sein des granites et dans l'encaissant	quasi conforme aux structures ou les recoupant
Eléments rares	Li, Rb, Cs, Be, Ga, Sn, Hf, Nb-Ta, B, P, F, ou Be, Y, REE, U, Th, Nb>Ta, F; minéralisation faible à importante; pierres de joaillerie, minéraux industriels	Faciès amphibolite BP; ~200-400 Mpa; ~650-500°C	Essentiellement dans l'encaissant des granites	quasi conforme aux structures ou les recoupant
Miaro - litique	Li, Be, B, F, Ta>Nb, ou Be, Y, REE, Ti, U, Th, Zn, Nb>Ta, F; minéralisation faible; pierres de joaillerie	Faible profondeur à subvolcanique; ~100-200 Mpa	au sein des granites et sur leurs bordures	"poches" dans les granites et dykes sécants

Tableau I-1 : *Les cinq grandes classes de pegmatites granitiques et leurs caractéristiques. Modifié d'après Černý et al. (***2005***) et Černý & Ercit (***2005b***).*

I-3.5.2 Typologie des pegmatites

Les pegmatites sont généralement spatialement associées à des granites syn- à tardi-orogéniques. Černý & Ercit (2005b) ont ainsi défini cinq grandes classes de pegmatites suivant leur minéralogie, le grade métamorphique de leur encaissant et leurs relations par rapport aux granites (*Tableau I-1*).

I-3.5.3 Formation des pegmatites

Il existe deux modes documentés de formation des pegmatites granitiques à partir de magmas parents (références dans Černý *et al.,* 2005) : i) par stades multiples de différenciation de liquides magmatiques dans de grandes chambres magmatiques (batholites) ; ii) par fractionnement de petits leucogranites pré-enrichis issus d'un faible pourcentage d'anatexie. La forte proportion en espèces volatiles de ces magmas pegmatitiques facilite l'intégration d'une grande quantité d'eau, renforcée par le fait que les pegmatites sont sous-saturées en eau jusqu'aux derniers stades tardifs de cristallisation. Les magmas pegmatitiques ont ainsi la propriété d'avoir une très faible viscosité et une température de cristallisation beaucoup plus basse que le solidus des granites, qui d'après de nombreuses études pourrait être aussi basse que 350°C (références dans Černý *et al.*, 2005). Ceci confère aux liquides pegmatitiques une extrême mobilité leur permettant de se mettre en place relativement loin du granite source. Le fait que les magmas pegmatitiques puissent parcourir une distance relativement importante permet encore de concentrer les éléments rares par fractionnement. Ceci explique la zonalité qui est observée dans les champs de pegmatites, avec les pegmatites les plus évoluées en position distale vis-à-vis de leur zone source (*Figure I-10*).

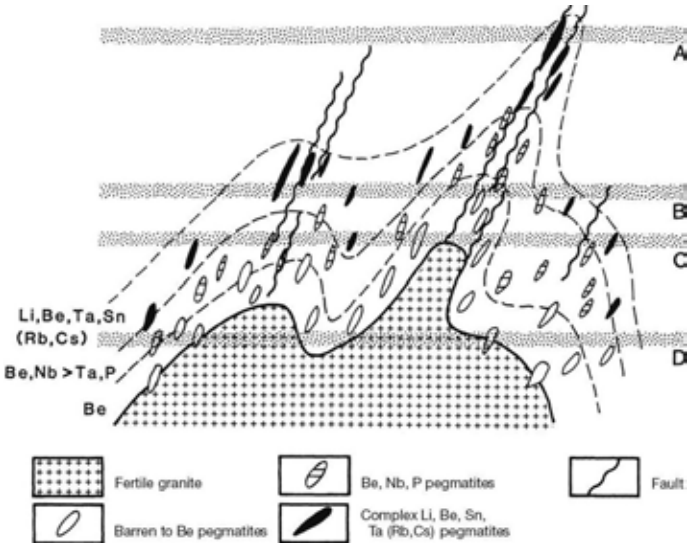


Figure I-10 : *section verticale schématique d'un granite zoné et de son système pegmatitique. A, B, C et D marquent les différents niveaux d'érosion potentiels. D'après Černý et al. (***2005***).*

I-3.5.4 Zonation interne des pegmatites

Les pegmatites minéralisées présentent généralement de fortes zonations internes. Le schéma général (*Figure I-11*) montre que les minéraux formant la paragenèse de bordure diminuent quantitativement en progressant vers la partie le plus interne de la pegmatite, appelée cœur et formée principalement de quartz. La cristallisation de liquides pegmatitiques dans des conditions très en dessous du liquidus (*i.e.* équilibre cristaux-liquide) génère des

séquences paragénétiques du même type (London, 2005) ce qui suggèrerait que c'est ce mode de cristallisation qui se produit pour les pegmatites (Černý *et al.*, 2005). Cependant, les différents types de zonation interne des pegmatites (litages à plat, zonations concentriques, etc…) ont été à la base de différents modèles de cristallisation (ébulition, Jahns, 1982 ; cristallisation en conditions de supersaturation en composante quartz et feldspath, London, 2005 ; cristallisation à partir de gels silicatés, Taylor *et al.*, 2002). Ainsi, les processus qui contrôlent exactement les séquences de cristallisation des pegmatites restent encore débattus même si l'origine magmatique du liquide pegmatitique enrichi en élément rare est admise.

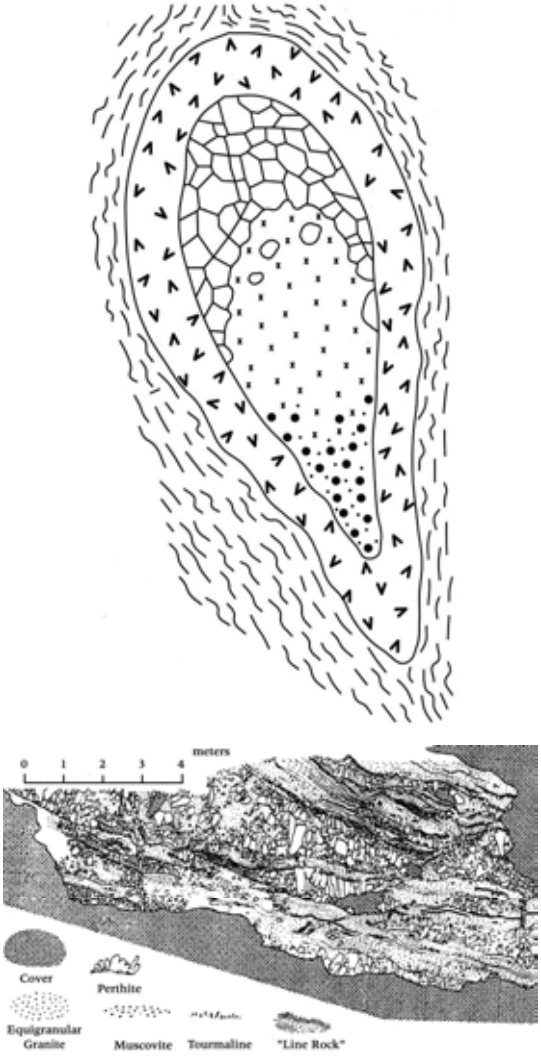


Figure I-11 : *deux exemples de géométries de pegmatites évoluées. En haut, pegmatite en lentille avec une bordure aplitique et une zonation concentrique, d'après Jahns & Burnham (***1969***). En bas une pegmatite-aplite complexe litée du pluton Calamity Peak, Sud Dakota, d'après Duke et al. (***1988***).*

I-3.5.5 Classification des pegmatites granitiques à éléments rares

De nombreuses classifications des pegmatites ont été réalisées, les plus récentes ont été proposées par Černý & Ercit (2005b) et Zagorski *et al.* (2003). Les pegmatites les plus économiques sont les pegmatites de la classe à éléments rares (voir *Tableau I-1*). Černý & Ercit (2005b) ont récemment proposé une classification de cette classe de pegmatites, présentée dans le *Tableau I-2*. On note que les pegmatites les plus susceptibles d'être rencontrées en contexte collisionnel tardi-orogénique sont des pegmatites LCT (Li-Cs-Ta) associées au magmatisme peralumineux.

Famille pétro-génétique	Type de Pegmatite [proportions des feldspaths et micas]	Sous-type de pegmatite	Signature Géochimique	Minéraux types	Granites associés	Types des granites	Sources des granites
NYF	Terres Rares [f-K>plg à ab; bi>ms]	allanite-monazite	(L)REE, U, Th (P, Be, Nb>Ta)	allanite, monazite	granites syn-, tardi- à post-orogéniques ; très homogènes	Subalumineux et metalumineux (rarement peralcalins), types A et I	granulites déplétées de la croûte moyenne à inférieure, ou granitoïdes juvéniles, croûte métasomatisée par le manteau
		Euxenite	REE, Y, Ti, Zr, Nb>Ta, (F, P)	euxenite, monazite, xenotime, aeschynite			
		Gadolinite	Y, (H)REE, Be, Nb>Ta, F	gadolinite, fergusonite, (U, Th, Ti, Zr) euxenite, (topaze, beryl)			
LCT	Beryl [fK>ab; ms>bi]	Beryl-columbite	Be, Nb-Ta, (± Sn, B)	beryl, columbite-tantalite	granites syn- à **tardi-** orogéniques; très hétérogènes	Peralumineux S, I ou types mixtes S + I	croûte moyenne à supérieure non déplétée; gneiss supracrustaux et lités
		Beryl-columbite-phosphate	Be, Nb-Ta, P, (Li, F, ± Sn, B)	beryl, columbite-tantalite, triplite, triphylite			
	Complex [fK-ab; ms-lpd]	Spodumène	Li, Rb, Cs, Be, Ta-Nb, (Sn, P, F, ± B)	spodumène, béryl, tantalite, (amblygonite, lépidolite, pollucite)			
		Pétalite	Li, Rb, Cs, Be, Ta>Nb, (Sn, Ga, P, F, ± B)	pétalite, béryl, tantalite, (amblygonite, lépidolite)			
		Lépidolite	F, Li, Rb, Cs, Be, Ta>Nb, (Sn, P, ± B)	lépidolite, topaze, béryl, microlite, (pollucite)			
		Elbaïte	Li, B, Rb, Sn, F, (Ta, Be, Cs)	elbaïte, microlite, (béryl, tantalite, hambergite)			
		Amblygonite	P, F, Li, Rb, Cs, Be, Ta>Nb, (Sn, ± B)	amblygonite, béryl, tantalite, (lépidolite, pollucite)			
	Albite-spodumène [ab>fK; ((ms))]		Li, (Sn, Be, Ta-Nb, ± B)	spodumène, (cassitérite, béryl, tantalite)			
	Albite [ab >>fK; (ms, lep)]		Ta-Nb, Be, (Li, ± Sn, B)	tantalite, béryl, (cassitérite)			
mixte NYF + LCT					Post-orogéniques à an-orogéniques, modérément hétérogènes	Subalumineux à légèrement peralumineux	Protolithes mixtes ou assimilation de roches encaissantes supracrustales par des granites de type NYF

Tableau I-2 : *Classification des pegmatites de la classe des éléments rares. Modifié d'après Černý & Ercit (***2005b***).*

I-3.6 Type 3 : les greisens et les veines

I-3.6.1 Localisation et morphologie

Les gisements de type greisen et veines se localisent dans les parties périphériques d'intrusions granitiques (*Figure I-12*), c'est-à-dire dans les parties apicales et/ou sur les bordures. On distingue deux sous-types : i) les greisens à Sn, W ou Mo et ii) les veines à Sn, W ou Mo.

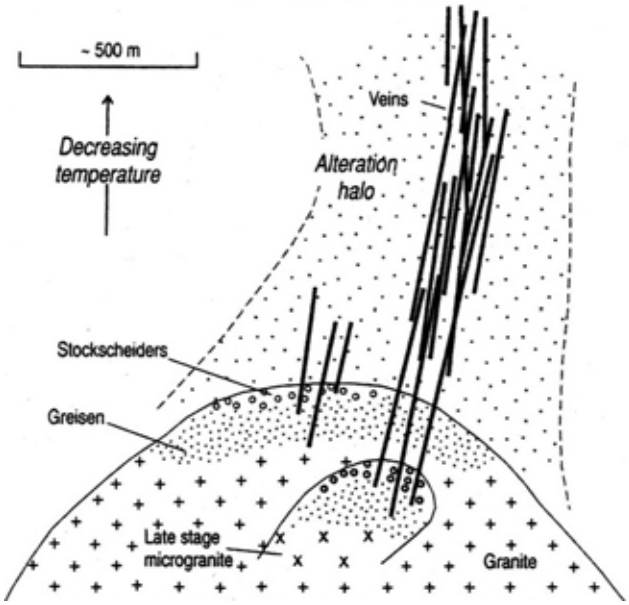


Figure I-12 : *Coupe schématique verticale théorique de l'apex d'une coupole granitique minéralisée, montrant les principaux systèmes minéralisés Sn, W et Mo (greisen, veines, stockscheider, microgranite tardif) reliés aux granites. D'après Černý et al. (***2005***).*

Minéralisation de type greisen

Les greisens sont des zones d'altération hydrothermale du granite où se dépose une minéralisation disséminée en cassitérite et/ou molybdénite et/ou wolframite. Ils sont habituellement associés à des veines, cheminées, filons ou brèches de quartz. Le phénomène d'altération de type greisen consiste en un remplacement hydrothermal des minéraux primaires du granite par un assemblage principalement à quartz-muscovite. Les autres minéraux secondaires formés sont la topaze, l'andalousite, la tourmaline, le béryl et la fluorite. Les zones d'altération de type greisen sont fréquemment soulignées par des zones d'altération feldspathique (microcline et/ou albite). Localement, et dans le prolongement des zones d'altération greisen du granite, l'encaissant immédiat est également fortement altéré (silicification, tourmalinitisation et séricitisation).

Minéralisation de type veine

La minéralisation de ce type se présente sous forme de veines de quartz de puissance et de géométrie variables (veines simples, filons, essaims de veines parallèles, stockwerk ou brèches) dans le granite et parfois dans son encaissant. Le contrôle structural de ces veines de quartz est très fort. Il est lié aux mouvements tectoniques tardifs qui accompagnent la cristallisation du granite (joints de refroidissement). La minéralisation se localise dans des veines de quartz contenant en proportions variables la suite métallique Sn, W, Sn-W, W-Mo ± Bi et Mo sous forme de cassitérite, wolframite, molybdénite, avec nombreux autres éléments

(Cu, Pb, Zn, Ag, F, U, In) diversement représentés sous forme de sulfures, oxydes et silicates. La formation de ces veines s'accompagne d'altérations des épontes (granite et/ou encaissant) avec l'apparition de silicates, d'oxydes, de sulfures, et localement de carbonates. Ces altérations sont **qualitativement** identiques à celles associées aux minéralisations de type greisen.

I-3.6.2 Nature et origine des fluides minéralisateurs

L'enrichissement en éléments rares des magmas granitiques est un phénomène qui se produit dans les granites fractionnés (cf. ci-dessus). Comme cela a été démontré sur certains granites de l'Est Australien, il existe un lien entre le taux de fractionnement, le caractère réduit ou oxydé, la chimie de magmas granitiques (types I ou S) et les minéralisations hydrothermales qui leurs sont spatialement associées (Blevin & Chappell, 1995). Cela suggère qu'il existe un lien entre granites et minéralisations et que les paramètres physico-chimiques des magmas jouent un rôle sur la nature de l'enrichissement en éléments rares. Les granites associés à ces minéralisations de type greisen ou veines sont généralement moins évolués que les granites à métaux rares. Néanmoins, les processus de concentration des incompatibles lors de la cristallisation d'un magma réduit fractionné, ne présentant pas de pré-enrichissement ou d'héritage, peuvent suffire à former un liquide magmatique résiduel suffisamment concentré en éléments rares (*e.g.* de la dizaine à la centaine de ppm Sn, Černý *et al.,* 2005) pour potentiellement former des minéralisations.

Le coefficient de partage fluide/magma de métaux comme par exemple l'étain, est fortement en faveur du magma. Ce qui fait que lorsqu'une exsolution de fluide *a priori*[6] aqueux se produit en fin de la cristallisation du granite, il ne doit pas être très concentré en étain. De plus le transport par des fluides aqueux d'éléments comme l'étain est surtout assuré par des complexes chlorurés, or le chlore étant peu soluble dans les magmas, il est difficile d'appréhender la quantité de chlore que doivent contenir ses fluides. Ces considérations ont amenés certains auteurs à proposer que l'étain (entres autres) des filons était issu de processus hydrothermaux de remobilisation (*e.g.* Linnen, 1998). Pourtant des exemples de saumures associés aux stades minéralisés sont connus dans des minéralisations filoniennes de type Sn-W (*e.g.* minéralisations Sn-W du Mole granite, Australie, Audétat *et al.,* 2000). Ceci suggère que les saumures peuvent exister dans ces systèmes. De même, plusieurs modèles sont proposés pour expliquer la précipitation de métaux et pour former la minéralisation par

[6] Le CO_2 ayant une très faible solubilité dans les liquides magmatiques à composition granitique, il est supposé être exsolvé relativement tôt du magma lors de la montée de celui-ci dans la croûte.

oxydation du fluide de diverses façons (mélanges de fluides, réactions avec les épontes, Heinrich, 1990). Enfin, il est intéressant de se poser la question du devenir des fluides magmatiques résiduels en toute fin de cristallisation, car même en cas d'exsolutions de phases fluides aqueuses, ces fluides ultimes sont certainement riches en métaux et en eau et pourraient expliquer des faciès transitionnels intermédiaires entre pegmatites et veines de quartz, et ainsi potentiellement êtres responsables d'une partie de la minéralisation.

Ainsi que l'on a pu le voir succinctement ci-dessus, les processus qui conduisent à la formation de ces minéralisations de type veine (et greisen) sont très nombreux et très complexes. Il existe un débat encore non tranché sur l'origine et la source des minéralisations à Sn, W et Mo de ce type. En effet, d'une part il s'agit de minéralisations qui recoupent ou affectent le granite, elles ont donc un caractère tardif, d'autre part la source des fluides minéralisateurs *s.l.* provient du granite ou de son encaissant. Il en découle logiquement que la source des métaux peut être magmatique ou métamorphique. Il est enfin possible de proposer une origine mixte, avec par exemple des fluides d'origine magmatique et une source de métaux dans l'encaissant, et inversement.

I-4 L'émergence d'un nouveau type : les minéralisations aurifères associées à des granites dans les provinces à Sn-W

Ainsi que l'on a pu le voir dans les paragraphes précédents, il existe deux modèles bien différents pour les minéralisations orogéniques aurifères et pour les minéralisations étain, tungstène métaux rares. Même si pour les gisements Sn-W de type veines ou greisen le lien génétique avec les granites reste discuté, le lien spatial est très fort, et les autres types de minéralisations Sn, W, métaux rares sont génétiquement liés au magmatisme acide (granites à métaux rares, pegmatites). Le modèle actuel des gisements d'or orogénique n'intègre pas de relations avec le magmatisme, si ce n'est sa possible existence en tant que piège rhéologique (ou structural) pour les minéralisations. Depuis peu, un autre modèle de minéralisations aurifères associées à des granites dans des provinces Sn-W semble se dégager.

I-4.1 La constatation d'un lien spatial

A partir du début des années 1990, de nombreux auteurs ont constaté, notamment en Alaska et au Yukon, un fort lien spatial entre des minéralisations aurifères et des intrusions magmatiques (*e.g.* Bakke, 1995 ; Hollister, 1992 ; Newberry *et al.,* 1988 ; Sillitoe, 1991). Ces

intrusions (granodiorites à granites) sont caractérisées par une faible fugacité en oxygène (réduit) et une chimie de type métalumineux à peralumineux et sont parfois localisées dans les mêmes zones que des minéralisations à étain-tungstène également associées à des granitoïdes. De nombreux travaux ont également montré l'existence de liens spatiaux entre granitoïdes et gisements d'or en de nombreux endroits différents du monde. Ceci a finalement conduit plusieurs auteurs à proposer un nouveau type de gisements aurifères associés à des granitoïdes. Ce type de gisements a successivement été dénommé « intrusion-related stockwork-disseminated deposit » (Sillitoe, 1991), « plutonic-related gold deposit » (McCoy *et al.*, 1997; Newberry *et al.*, 1988), puis lors des premières synthèses sur ce type de gisements « intrusion-related gold deposit » (Thompson *et al.*, 1999), « intrusion-related gold systems » (Lang & Baker, 2001) et enfin « reduce intrusion-related gold deposits » (Goldfarb *et al.*, 2005; Thompson & Newberry, 2000). Plus que des problèmes de noms, ces changements illustrent la difficulté à uniformiser les observations et analyses de ce type de gisements, du fait i) de la grande diversité de ses exemples naturels et ii) de la difficulté à distinguer clairement les caractéristiques de ce nouveau type par rapport à celui des gisements d'or orogénique mésothermaux « classiques » sur « shear zone ».

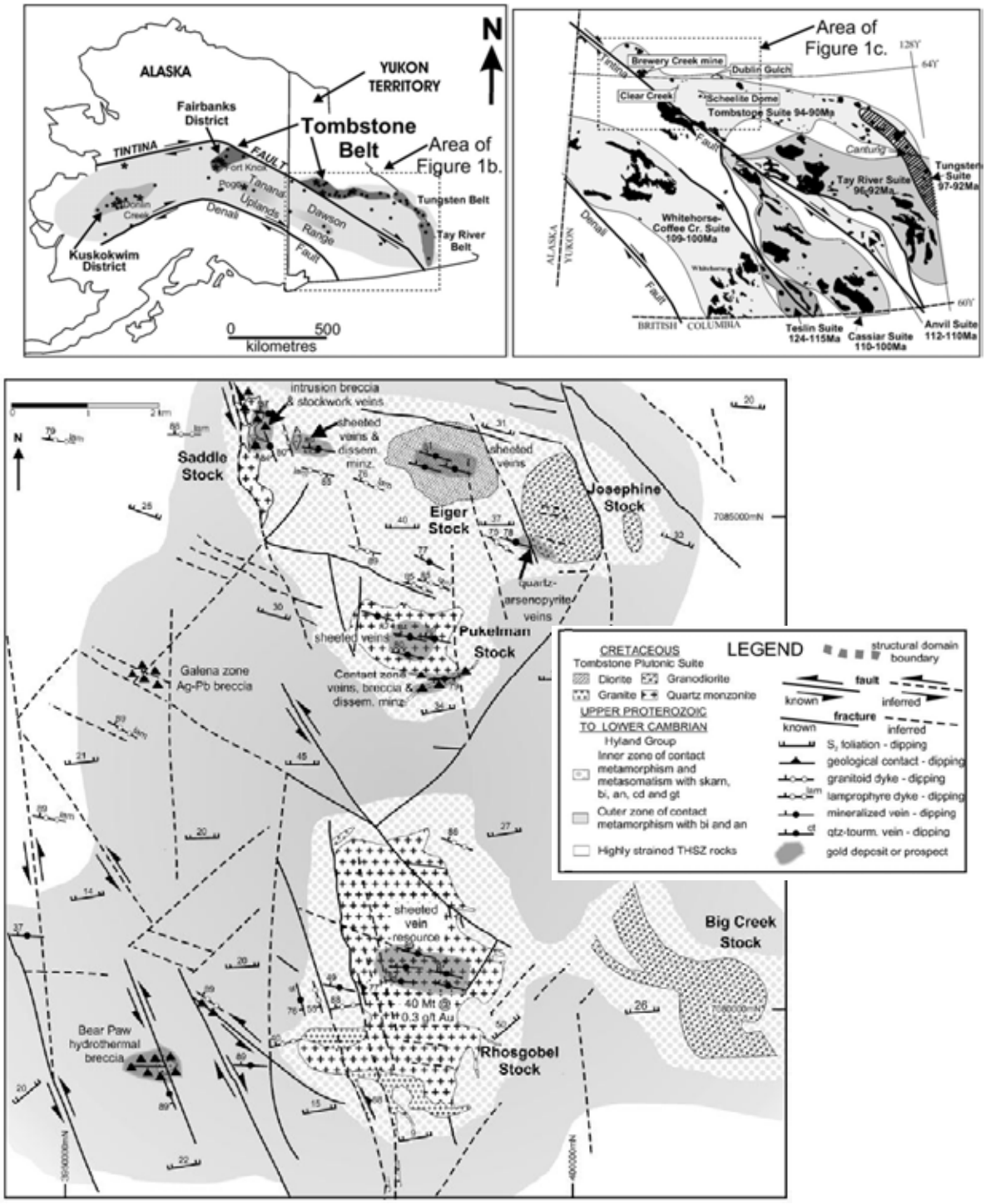


Figure I-13 : *relations spatiales entre intrusions et minéralisations aurifères dans l'Alaska et au Yukon. A) Carte simplifiée de la province aurifère de Tintina (Alaska) et du Yukon. Les gisements exploités sont indiqués par des étoiles, les occurrences significatives par des points. B) Carte des principales suites intrusives du Yukon. C) Carte géologique et structurale simplifiée de la zone de Clear Creek montrant une forte relation spatiale entre intrusions et minéralisations. Modifié d'après Stephens et al. (***2004***).*

I-4.2 Caractéristiques

I-4.2.1 Diversité et points communs

Les synthèses réalisées notamment par Lang & Baker (2001) ; Thompson & Newberry (2000) ; Thompson *et al.* (1999) permettent de dégager les caractéristiques suivantes : 1) Les granitoïdes auxquels sont spatialement associées les minéralisations aurifères sont majoritairement pauvres en calcium, métalumineux à peralumineux ; 2) géodynamiquement, ces granitoïdes se localisent sur les marges continentales actives mais en position très continentale dans l'arrière-pays; 3) ces intrusions sont tardi-orogéniques avec un emplacement en contexte plutôt extensif; 4) Les minéralisations se localisent dans les granitoïdes, et/ou à leur bordure recoupant à la fois les intrusions et leur encaissant ; 5) La morphologie de la minéralisation est très variable : elle se présente le plus souvent sous forme de veines de quartz, parallèles entre elles ou en stockwerk. Mais, la minéralisation peut également se présenter à la fois dans des veines et disséminée dans le granite (Timbarra, Australie, Mustard, 2001), sous forme de brèche (Kidston, Australie, Baker & Andrew, 1991), sous forme de greisen (Salave, Espagne, Harris, 1980) ou encore sous forme de skarn au contact du granite ; 6) La quantité de sulfures présente dans la minéralisation est toujours faible (moins de 3 %), ces derniers se présentent le plus fréquemment comme une suite identique de métaux caractérisée par la présence d'arsenic, de tungstène, d'étain, de molybdène, de bismuth, de tellure, d'or, d'argent et d'antimoine. Quantitativement, la pyrite et/ou l'arsénopyrite sont les sulfures dominants. L'or se présente sous forme d'electrum ou de maldonite accompagné de bismuthinite, bismuth natif et tellures variés (*e.g.* tétradymite) ; 7) Les altérations associées à ces minéralisations se marquent par l'apparition, en proportions qualitativement et quantitativement variables, de quartz, feldspath potassique, albite, séricite, carbonates ; 8) la composition des fluides de ces gisements est majoritairement à CO_2

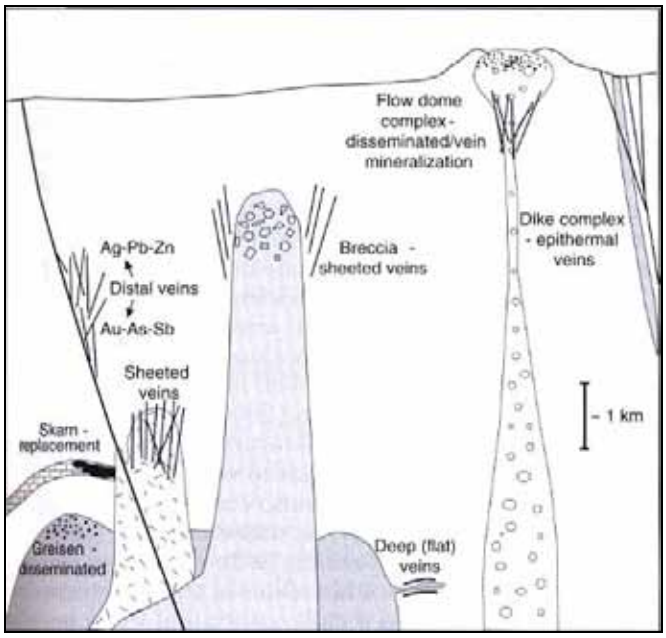


Figure I-14 : *Les différents styles de minéralisations aurifères spatialement associés à des intrusions à caractère réduit. D'après Thompson & Newberry (***2000***).*

dominant de faible salinité, mais des exemples comportant des saumures sont connus (Exemples dans les minéralisations associées à la suite magmatique de Tombstone, références dans Thompson *et al.,* 1999).

I-4.2.2 Répartition géographique et temporelle des gisements d'or associés aux intrusions

Il existe à l'heure actuelle de nombreux gisements qui sont rattachés à tort ou à raison à ce nouveau type (listes plus ou moins exhaustives et discutables dans Lang & Baker, 2001 ; Thompson & Newberry, 2000 et Thompson *et al.,* 1999). Il semble que tous ces gisements soient d'âge phanérozoïque, se répartissant entre 450 et 15 Ma dans les ceintures des différents orogènes modernes (voir *Figure I-15*). La répartition des gisements est relativement resserrée. Il est pour le moins surprenant de ne voir aucun gisement de ce type dans des zones comme l'Afrique ou la Sibérie, ainsi que des gisements d'âge protérozoïque à archéen.

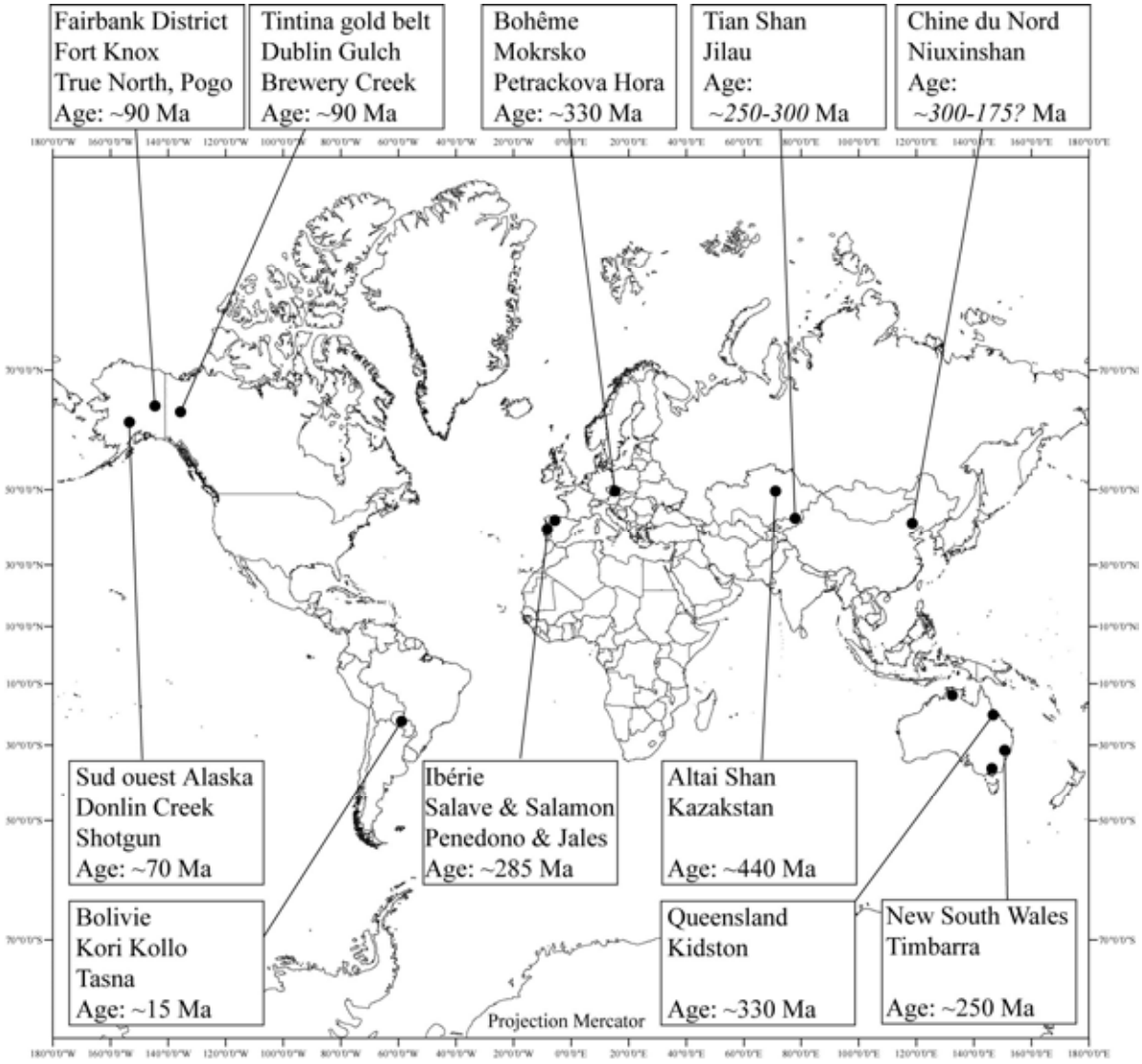


Figure I-15 : *Répartition mondiale des gisements supposés appartenir au type intrusion réduite associé à des gisements d'or. Modifié d'après Lang & Baker (***2001***); Thompson & Newberry (***2000***); Thompson et al. (***1999***).*

I-4.3 Différences avec les minéralisations aurifères orogéniques

Les derniers articles de synthèse (Goldfarb *et al.*, 2005; Groves *et al.*, 2003) ont tout naturellement porté sur la comparaison entre ce nouveau type potentiel de gisements et les « classiques » gisements d'or orogénique. Parmi les nombreux points définissant la caractéristique du nouveau type de gisements, il en existe un grand nombre qui sont commun avec les minéralisations de type orogénique *s.s.* Ainsi, 1) les teneurs faibles en sulfures (moins de 3%) et la présence de métaux comme Bi, W et Te ; 2) les fluides à CO_2 dominant faiblement salés ; 3) les veines formées postérieurement au pic de métamorphisme enregistré par l'encaissant ; 4) la profondeur de formation des minéralisations et 5) le lien spatial et temporel (dans une certaine mesure) entre magmatisme et minéralisations, sont des caractéristiques que l'on retrouve également à des degrés divers dans les gisements orogéniques archéens ou paléoprotérozoïques. Cette constatation ajoutée au fait qu'il existe une très grande variabilité au sein des autres critères pour distinguer le nouveau type de gisements, rend souvent ténue la distinction entre les deux et mène à de nombreuses confusions. Cependant, il y a un accord général pour dire que des gisements comme Fort Knox, Timbarra et Kidston par exemple, sont distinct des gisements d'or orogénique (Goldfarb *et al.*, 2005).

Cet accord se base sur ces différences principales (Goldfarb *et al.*, 2005) :

1. la faible teneur en or des gisements associés aux intrusions (< 1 g/t) par rapport aux gisements d'or orogénique (> 5-10 g/t),
2. leur position géodynamique relativement en arrière dans la chaîne,
3. leur association régionale avec des veines à tungstène et/ou étain,
4. un contexte tardi-orogénique plus tranché que le type or orogénique, avec notamment un régime tectonique extensif ou transtensif,
5. l'association avec un magmatisme reflétant potentiellement une contribution de magmas alcalins mafiques dérivés du manteau.

Il apparaît immédiatement que même ces différences ne s'appliquent pas très bien aux minéralisations présentes dans les chaînes de collision et formées globalement lors de l'extension tardi orogénique (exemple des minéralisations dans les chaînes du paléozoïque). En effet la position des paléomarges continentales est pour le moins difficile à déterminer *a posteriori*.

I-5 Les minéralisations Au et Sn-W-métaux rares dans la chaîne hercynienne et leur adéquation avec les modèles existants

I-5.1 Intérêt des minéralisations de la chaîne hercynienne

Ainsi que l'on vient de le voir, il y a un intérêt certain à travailler sur des gisements reliés à des granitoïdes dans des chaînes paléozoïques. La chaîne hercynienne Ouest-européenne est un secteur d'étude parfait étant donné qu'elle a fait l'objet de nombreux travaux[7] pour caractériser son histoire géodynamique. Elle comporte par ailleurs des minéralisations de types différents, dont certaines d'entre elles sont proposées comme appartenant au type des minéralisations aurifères associées aux intrusions (*e.g.* gisements de bohême : Mokrsko et d'Espagne : Salave, références *in* Lang & Baker, 2001).

I-5.2 Aperçu sur les minéralisations en Sn, W, métaux rares, Au, Sb de la chaîne hercynienne Ouest-européenne

La chaîne hercynienne Ouest-européenne contient de très nombreuses minéralisations en étain, tungstène, or et antimoine entres autres[8]. Du fait de la variété des terrains qui la constituent, il existe une grande diversité de morphologies pour chaque substance et type de minéralisations. Les études et les synthèses réalisées sur certains segments majeurs de la chaîne comme par exemple le Massif Central français (*e.g.* Bouchot *et al.,* 2005 ; Marignac & Cuney, 1999) montrent que ces minéralisations s'accordent bien avec les types et modèles qui ont été présentés précédemment. En effet, si l'on considère le cas du Massif Central, on y trouve : i) des granites à métaux rares (*e.g.* Beauvoir, Montebras) avec une origine magmatique avérée de la minéralisation (Cuney *et al.*, 1992; Raimbault *et al.*, 1995) ; ii) des minéralisations en étain et/ou tungstène spatialement associées à des granites spécialisés mais avec une origine des minéralisations controversée. [*i.e.*, considérée comme magmatique par exemple pour les minéralisations W d'Enguialès-Leucamp associées à des leucogranites (Lerouge *et al.,* 2000 ; Lerouge & Bouchot, 2005) alors que considérées comme issues du mélange d'un fluide métamorphique avec un fluide météoritique par exemple pour les minéralisations W-(Sn) de Vaulry (Vallance *et al.*, 2001)] ; iii) des minéralisations aurifères ± Sb de morphologies et de profondeurs de formation variables mais le plus fréquemment de

[7] Ce point sera détaillé dans le chapitre suivant.
[8] L'objectif n'est pas ici de détailler l'ensemble des minéralisations de la chaîne qui comprend beaucoup d'autres types et substances (U, Pb, F, Ba, etc.).

type orogénique et spatialement associées à des grandes failles d'échelle crustale (revue dans Bouchot *et al.,* 2005). Les minéralisations aurifères présentent cependant ici l'originalité, par rapport au type orogénique classique, de résulter du mélange de fluides métamorphiques et météoriques impliquant le dépôt tardif de l'or dans une grande majorité de cas (revue dans Boiron *et al.,* 2003).

Restent des minéralisations aurifères spatialement associées à des granitoïdes sans trace ni contribution évidente de faille ou zone de cisaillement majeur.

I-5.3 Les minéralisations aurifères spatialement associées aux granites dans la chaîne hercynienne

Ainsi que l'on a pu le voir au paragraphe I-4 ci-dessus, il existe dans la chaîne hercynienne des gisements d'or spatialement associés à des granitoïdes considérés dans les synthèses publiées comme appartenant au type minéralisation aurifère relié aux granitoïdes (Mokrsko, Salave, Jales, *etc.*). Même pour ces exemples, le lien génétique entre minéralisation et magmatisme reste incertain et toujours débattu. Ainsi par exemple l'origine magmatique du gisement de Mokrsko est rejetée par Boiron *et al.* (2001) qui proposent que le dépôt tardif de l'or soit lié à un mélange de fluides métamorphiques et météoriques plutôt qu'aux fluides magmatiques pourtant présents mais seulement aux stades précoces de la formation des structures minéralisées. Par ailleurs, de nombreuses études de minéralisations aurifères hercyniennes encaissées dans des granites ont montré la présence systématique de fluides métamorphiques et météoriques associés au dépôt de l'or et l'absence de saumures (Moulin de Chéni, Vallance *et al.,* 2004 ; Lauriéras, Essarraj *et al.,* 2001 ; Castromil, Vallance *et al.,* 2003 ; et autres exemples dans Boiron *et al.,* 2003). D'un autre côté un lien génétique entre granites et minéralisations aurifère est proposé par Charonnat *et al.* (1999) pour les minéralisations des Cévennes. Ces minéralisations pourraient en fait être liées à des intrusions tardives (308-310 Ma) de petits leucogranites spécialisés (Bouchot *et al.*, 2005).

Il apparaît donc clairement à travers l'exemple du Massif Central que la chaîne hercynienne contient à la fois des gisements d'or orogénique liés à un important paléochamp hydrothermal, vers 300-310 Ma, drainé par des failles d'échelle crustale, des minéralisations à Sn, W, métaux rares génétiquement et/ou spatialement liées aux granitoïdes, et des minéralisations aurifères spatialement associées à des granitoïdes mais d'origine toujours problématique. Ces minéralisations sont l'objet principal de cette étude.

* * * * *

Chapitre II

CONTEXTE GEOLOGIQUE ET METALLOGENIQUE

Carte géologique de l'Espagne, échelle 1: 400.000. Edition 1889

II-1 La Chaîne hercynienne Ouest européenne

II-1.1 Géométrie d'ensemble

Figure II-1 : *Localisation dans une représentation actuelle des témoins de la chaîne hercynienne (traits noirs). Modifié d'après Cartier (***2002***).*

La chaîne hercynienne ou varisque *s.l.* Ouest européenne fait partie d'une très vaste chaîne paléozoïque qui a pu mesurer, selon les auteurs, près de 8000 km de long et 1000 km de large (Matte, 1991, 2001). Cette chaîne paléozoïque s'étend depuis l'Asie centrale et méridionale (Caucase, Pamir, Kulun, Tianshan) jusqu'aux Etats-Unis (Appalaches, Ouachitas et Amérique Sud) en passant par l'Afrique de l'Ouest (Maroc et Mauritanides) et l'Europe. Dans sa configuration actuelle, la chaîne hercynienne Ouest-européenne s'étend sur 3000 km de long par 700 à 800 km de large (*Figure II-1*) et se présente sous forme de segments isolés (Massif Ibérique, Massif Armoricain, Massif de Cornouaille, Massif Central, Vosges - Forêt Noire, Ardennes et Bohême, *Figure II-2*).

La chaîne hercynienne résulte de la collision de deux grands ensembles de plaques lithosphériques : l'ensemble Laurentia [Amérique du Nord] - Baltica [Europe du Nord] au Nord et l'ensemble Gondwana [Afrique, Europe centrale et méridionale] au Sud. Les données pétro-structurales, géophysiques et paléontologiques ont permi de montrer l'implication de microplaques continentales (Avalonia et Armorica) dans cette collision. Ceci explique que cette chaîne se caractérise par i) l'existence de plusieurs domaines océaniques subduits, crées lors de l'individualisation des microplaques au préalable détachées du Gondwana ; ii) par l'occurrence de plusieurs collisions continentales successives. De cette particularité, il résulte une chaîne diachrone, vraisemblablement polyphasée et composée de deux branches Nord et Sud à vergences opposées (Bard *et al.*, 1980; Faure *et al.*, 1997). La limite entre les différents blocs continentaux est marquée de façon discontinue par des lambeaux de croûte océanique assimilables à des zones de sutures.

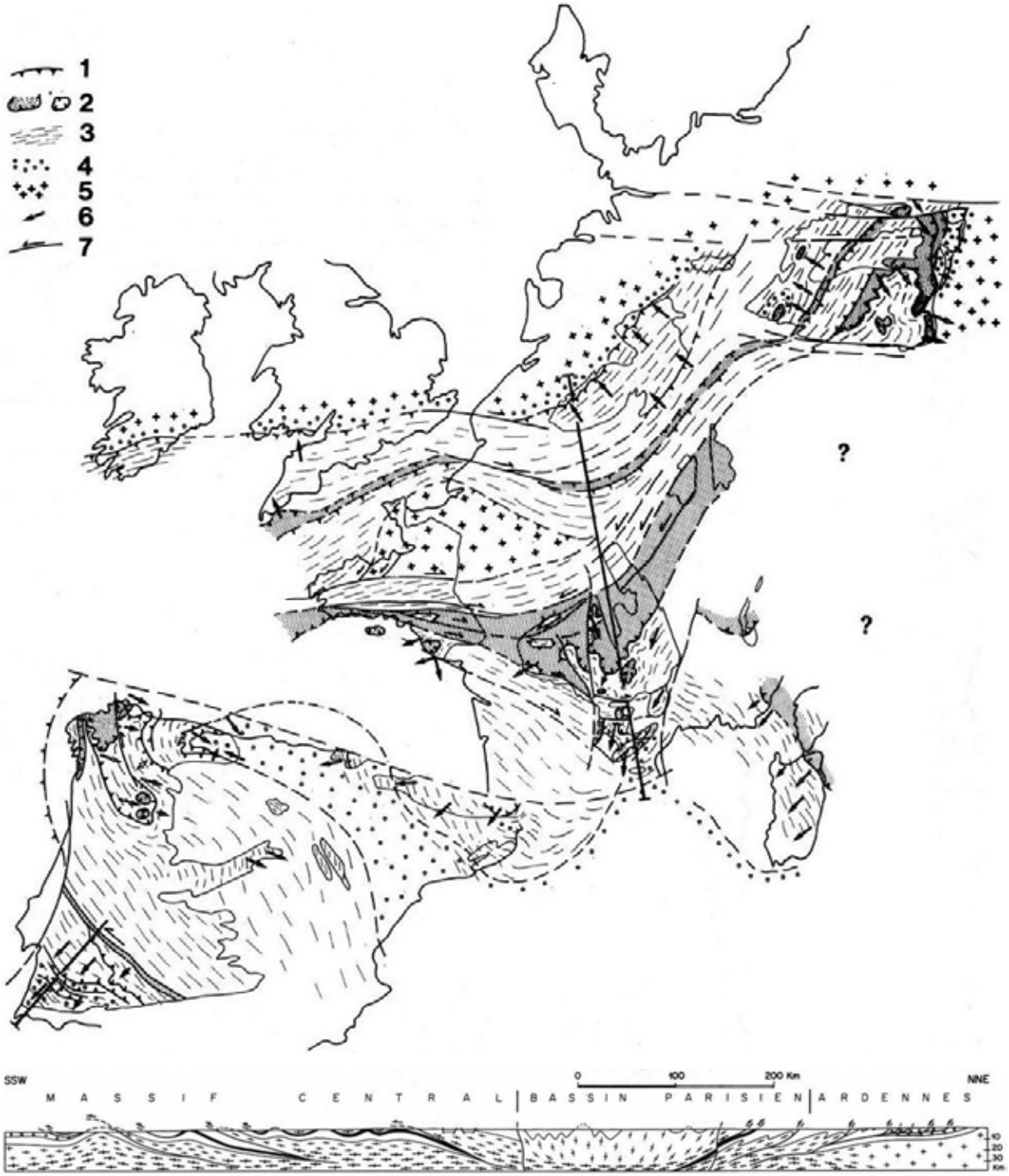


Figure II-2 : *Schéma structural à grande échelle de la chaîne hercynienne Ouest-européenne et coupe Nord-Sud des Ardennes au Sud du Massif Central, d'après Matte (***1986***). 1) principaux chevauchements ; 2) nappes cristallines internes et sutures ophiolitiques ; 3) domaines à schistosité de flux 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.*

II-1.2 Structure et géodynamique

II-1.2.1 Organisation des différents domaines

La chaîne comprend des domaines de socle protérozoïque à couverture paléozoïque peu ou pas affectés par l'orogenèse hercynienne (*e.g.* blocs « rigides » du Domaine Centre-Armoricain et de la Zone Centro-Ibérique) bordés par les zones internes hercyniennes incluant des reliques de sutures (*Figure II-3*). Les zones internes sont constituées de terrains d'âge protérozoïque à carbonifère tectonisés et métamorphisés. L'histoire tectono-métamorphique de ces domaines est rendue très complexe par le fonctionnement polyphasé de chevauchements, de nappes et de décrochements ductiles ayant provoqué l'extrusion et/ou l'enfouissement de nombreuses unités.

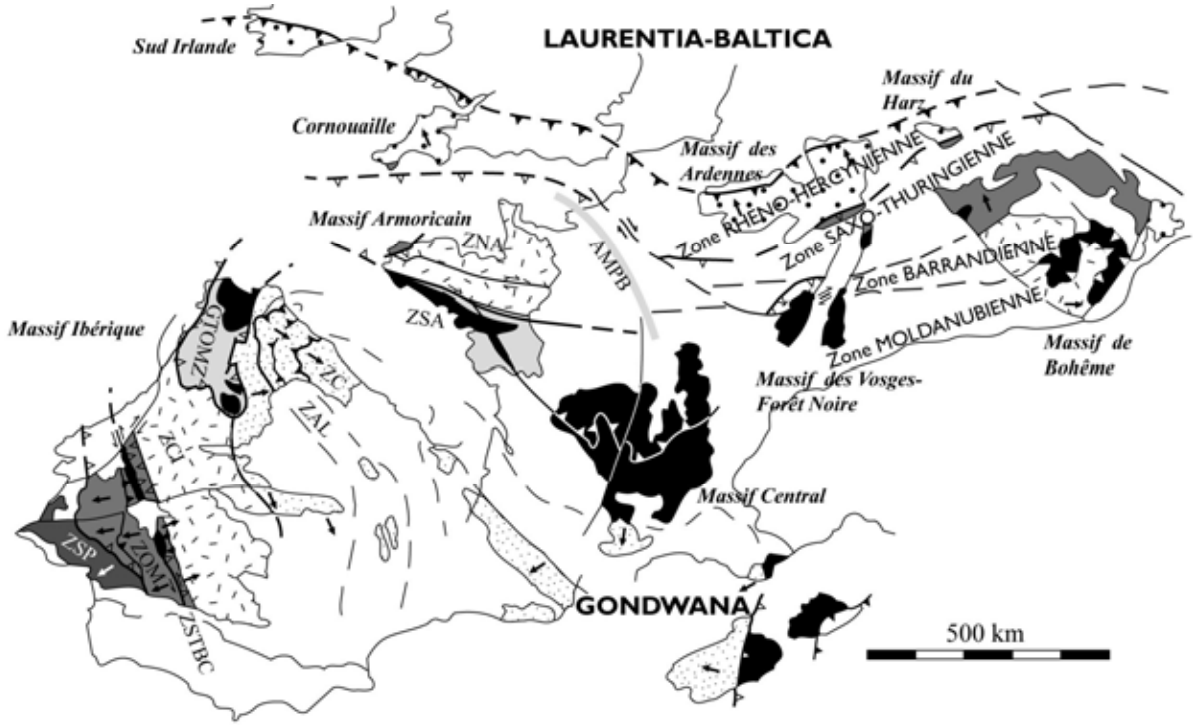


Figure II-3 : *Principaux domaines de la chaîne hercynienne se corrélant de façon plus ou moins satisfaisante entre les différents massifs. Les zones suceptibles d'êtres corrélées entres elles sont indiquées par des figurés identiques. Les complexes de nappes allochtones sont en noir. Modifié d'après Ballèvre et al. (***1992***) ; Franke (***1989***) ; Ribeiro & Sanderson (***1996***) ; Robardet et al. (***1994***) ; Martínez Catalán et al. (***2002***). ZNA : Zone Nord-Armoricaine ; ZSA : Zone Sud-Armoricaine ; GTOMZ: Zone de Galice-Trás-os-Montes ; ZC: Zone de Cantabrie; ZAL : Zone Asturies Léon; ZCI : Zone Centro-Ibérique ; ZOM : Zone de Ossa Morena ; ZSP: Zone Sud Portuguèse; ZCTBC: Zone de cisaillement de Tomar-Badajoz-Cordoba ; AMPB : Anomalie Magnétique du Bassin Parisien. Les zones internes correspondent aux zones en niveaux de gris et noir.*

Le front Nord de la chaîne est caractérisé par des chevauchements à vergence Nord (Sud de l'Irlande, Angleterre, Ardennes), le front Sud se distinguant par des chevauchements à vergence Sud (Cantabrie, Montagne Noire). La zone externe de la chaîne est constituée de

bassins d'âge dévonien à carbonifère faiblement ou non métamorphisés (*Figure II-3*). La sédimentation comblant ces bassins est terrigène, de type flysch (Franke, 1989; Matte, 1986). Une coupe Nord-Sud des Ardennes au Sud du Massif Central montre une certaine organisation symétrique de la chaîne (*Figure II-2*). Cette organisation « simple » suivant cette coupe est contrebalancée en carte par la difficulté à poursuivre les structures de part et d'autres des massifs (Matte, 1986 et *Figure II-2*).

La chaîne hercynienne Ouest européenne a été subdivisée en différentes zones à partir de critères structuraux, métamorphiques et paléontologiques. Les limites entre ces différentes unités sont fort logiquement les zones de suture. Cependant, la localisation exacte de ces zones de suture est rendue difficile car : i) elles sont cryptiques (*e.g.* suture supposée le long de la faille de Nort-sur-Erdre pour le Massif Armoricain, *Figure II-3*) ; ii) elles sont décalées, étirées, boudinées et verticalisées par les décrochements tardi-hercyniens et/ou la tectonique du cycle alpin (*e.g.* zone de la faille de Bray et de l'anomalie magnétique du Bassin Parisien, *Figure II-3*). Néanmoins, les différentes zones ou domaines suivants sont reconnus : 1) zone Rhéno-hercynienne ; 2) zone Saxo-Thuringienne ; 3) zone Barrandienne ; 5) zone Moldanubienne ; 6) zone Nord-Armoricaine ; 7) zone Sud-Armoricain et Massif Central ; 8) zone Centro-Ibérique ; 7) zone de Galice-Trás-os-Montes ; 8) Zone Ossa-Morena ; 9) zone Sud Portugaise. Les difficultés de reconnaissance et d'identification de ces zones expliquent que celles-ci varient suivant les auteurs et les méthodes utilisées (*Figure II-4*).

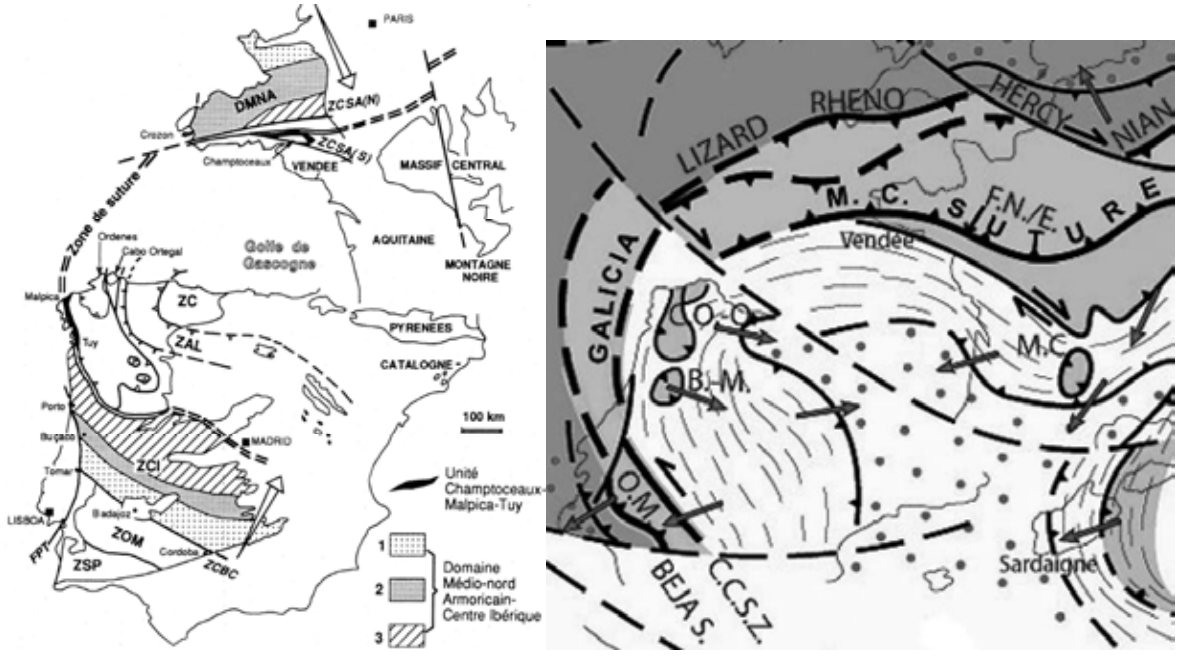


Figure II-4: *Propositions de corrélation entre les Massifs Armoricain et Ibérique, à gauche d'après Ballèvre et al. (***1992***) et à droite d'après Matte (***2002***). La différence de localisation des zones de suture apparaît nettement en Ibérie.*

II-1.2.2 L'arc Ibéro-Armoricain

Corrélations des terrains et des sutures

Paris & Robardet (1977) ont montré que la succession sédimentaire des domaines Centro-Armoricain et Centro-Ibériques était identique. Par la suite, Ballèvre *et al.* (1992) (*Figure II-4*) ont montré l'identité de ces deux domaines à partir de critères faunistiques, structuraux et métamorphiques (identité de la nappe de Champtoceaux et de Malpica-Tuy). Ballèvre *et al.* (1999) ont ensuite établi une corrélation entre le complexe de Champtoceaux et les nappes allochtones de Galice (Corrélation des unités basales Le Cellier *vs* Malpica-Tuy-Santiago, des unités intermédiaires Mauges-Le Pallet *vs* Ordenes-Monte Castelo, et des unités supérieures Champtoceaux *vs* Agualada) à partir des similitudes de lithologie, chimie, âges, évolution P-T et inversion de gradient métamorphique. Pour ces auteurs, il résulte donc que la suture cryptique entre Armorica et Gondwana (matérialisée dans le Massif Armoricain par la faille de Nort-sur-Erdre) trouve sa continuité le long de l'unité de Malpica-Tuy (*Figure II-4*). Cette suture se poursuivrait entre les domaines plis droits / plis déversés jusque dans la région de Madrid où des éclogites sont reconnues (Barbero & Villaseca, 2000). A partir de corrélations basées sur les magmas, Capdevila (2004) aboutit aux mêmes conclusions. Inversement, Matte (1986, 2001 & 2002) corrèle la suture du Massif Central avec la suture de Coimbra-Cordoba en raison des similitudes d'âges des protolithes mafiques, du métamorphisme de haute pression, et du fait que ces deux zones de sutures sont interprétées toutes deux comme les zones d'enracinement de grandes nappes cristallines (*Figure II-4*).

Modèle de formation de l'arc

Deux mécanismes différents semblent pouvoir être à l'origine de cette structure (*Figure II-5*) : i) un effet de « coin-buttée » sur la marge Nord du Gondwana avec chevauchement vers le Sud et cisaillement senestre pendant la collision (Brun & Burg, 1982) ; ii) l'indentation d'un poinçon (continent irrégulier) depuis la partie interne de l'arc vers l'extérieur subissant potentiellement des rotations au cours de la collision (Dias & Ribeiro, 1995; Matte, 1991; Ribeiro *et al.*, 1995).

Ainsi, pendant la formation de l'arc (jusqu'au Carbonifère), la rotation des branches armoricaine et ibérique est accomodée par d'importants décrochements (dextre dans le Massif Armoricain et senestre dans le Massif Ibérique). Les deux propositions de modèles de formation de l'arc sont évidemment liées aux divergences de corrélations des terrains et au choix des zones de sutures, cryptiques ou non.

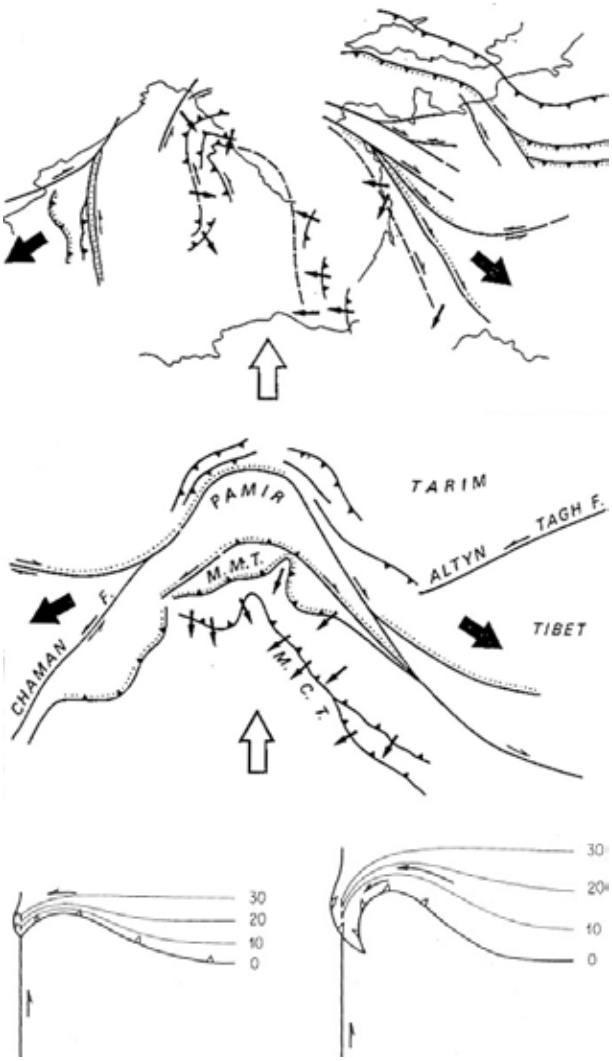


Figure II-5: *Modèles proposés pour expliquer la formation de l'arc Ibéro-Armoricain. En haut, par poinçonnement, avec l'analogie de la collision Inde-Asie (Matte,* **1986***). En bas, par effet de coin et combinaison de chevauchements et cisaillements (Brun & Burg,* **1982***).*

II-1.2.3 Modèles géodynamiques

La difficulté à déterminer et corréler les sutures ainsi que les différentes micro-plaques impliquées (Avalonia, Armorica), rendent ardue la reconstruction des évènements anté-permiens. Elle l'est d'autant plus par : i) les importants décrochements carbonifères et les domaines occlus qu'ils occasionnent ; ii) la disparition de grands volumes par érosion ou enfouissement sous les bassins mésozoïques ; iii) le caractère polyphasé et diachrone de la déformation. Ainsi, si la collision entre Baltica-Laurentia et Gondwana est généralement admise (*e.g.* Faure *et al.,* 1997 ; Franke, 1989 ; Matte, 1986, 2001), les définitions, les origines ou l'existence même de certaines des microplaques ne fédèrent pas les auteurs. Les reconstitutions paléogéographiques (*Figure II-6*) sont réalisées à partir de méthodes et d'hypothèses différentes : i) études structurales et métamorphiques (*e.g.* Matte, 1986, 2001); ii) études paléomagnétiques (*e.g.* Tait *et al.,* 1997); iii) études paléontologiques (*e.g.* Cocks, 2000 ; Robardet, 2003 ; Robardet *et al.,* 1994) ou encore iv) modélisation numérique (*e.g.* Stampfli & Borel, 2002).

La formation de la branche Nord serait le résultat de la subduction à vergence Sud pour le Massif Armoricain et à vergence Est en Ibérie, de l'océan Rhéïque qui entrainera la

collision entre l'ensemble Laurentia-Baltica-Avalonia et Gondwana[9] au Dévonien supérieur. La localisation précise de cette suture reste incertaine. Pour Matte *et al*. (1990) et Robardet *et al.* (1994) elle pourrait se localiser dans la Manche, alors que par exemple pour Franke (1989), elle pourrait se situer au niveau du Cap Lizard (Royaume Uni) et à la limite zone Sud Portugaise – zone d'Ossa Morena (suture de Beja) en Ibérie (Matte, 2001).

La formation de la branche Sud serait liée à la subduction vers le Nord de l'océan Galice-Massif central (ou paleotéthys) puis à la collision entre Laurentia-Baltica-Avalonia au Nord et Gondwana ± Armorica au Sud. Pour Cartier & Faure (2004), Cartier *et al.* (2001) et Faure *et al.* (1997), la collision entre Armorica et Gondwana interviendrait véritablement au Silurien moyen à supérieur (425-410 Ma, phase Eo-hercynienne). La suture serait marquée par la faille de Nort-sur-Erdre. Cette zone de suture serait ensuite fortement déformée au Dévonien moyen (~385-375) lors de la subduction de domaines océaniques marginaux (*e.g.* rift du Layon, Cartier & Faure, 2004) et l'accrétion d'arc. Cette interprétation n'est pas en accord avec les âges obtenus sur le complexe de Champtoceaux et sur l'Ile de Groix (~360 Ma) qui suggèrent donc un évènement haute pression - et donc une collision - plus tardifs (Bosse *et al.*, 2005; Bosse *et al.*, 2000). Ces évènements tardifs peuvent être interprétés comme un effet de la formation de la branche Nord (Cartier & Faure, 2004; Faure *et al.*, 1997). Cependant, un modèle de ce type devrait montrer une augmentation de la déformation vers le Nord (en se rapprochant de la suture du Rhéïque, Faure *comm. pers.*), ce qui n'est pas observé. Les différences d'âges obtenus sur le complexe de Champtoceaux (*e.g.* Bosse *et al.,* 2000, 2005 *vs* Cocherie *et al.,* 2005) traduisent donc une collision encore mal contrainte dans le temps. Le prolongement de la branche Sud en Ibérie est également discuté (*cf.* supra, *Figure II-4*). Pour Martínez Catalán *et al.* (1997) ; Matte (2001), la suture se trouve au niveau de la zone de cisaillement de Coimbra-Cordoba. Ceci est donc fondamentalement très différent d'une suture positionnée au niveau de la nappe de Malpica-Tuy (*e.g.* Ballèvre *et al.,* 1992).

[9] Hypothèses variables suivant l'existence ou non du micro continent Armorica

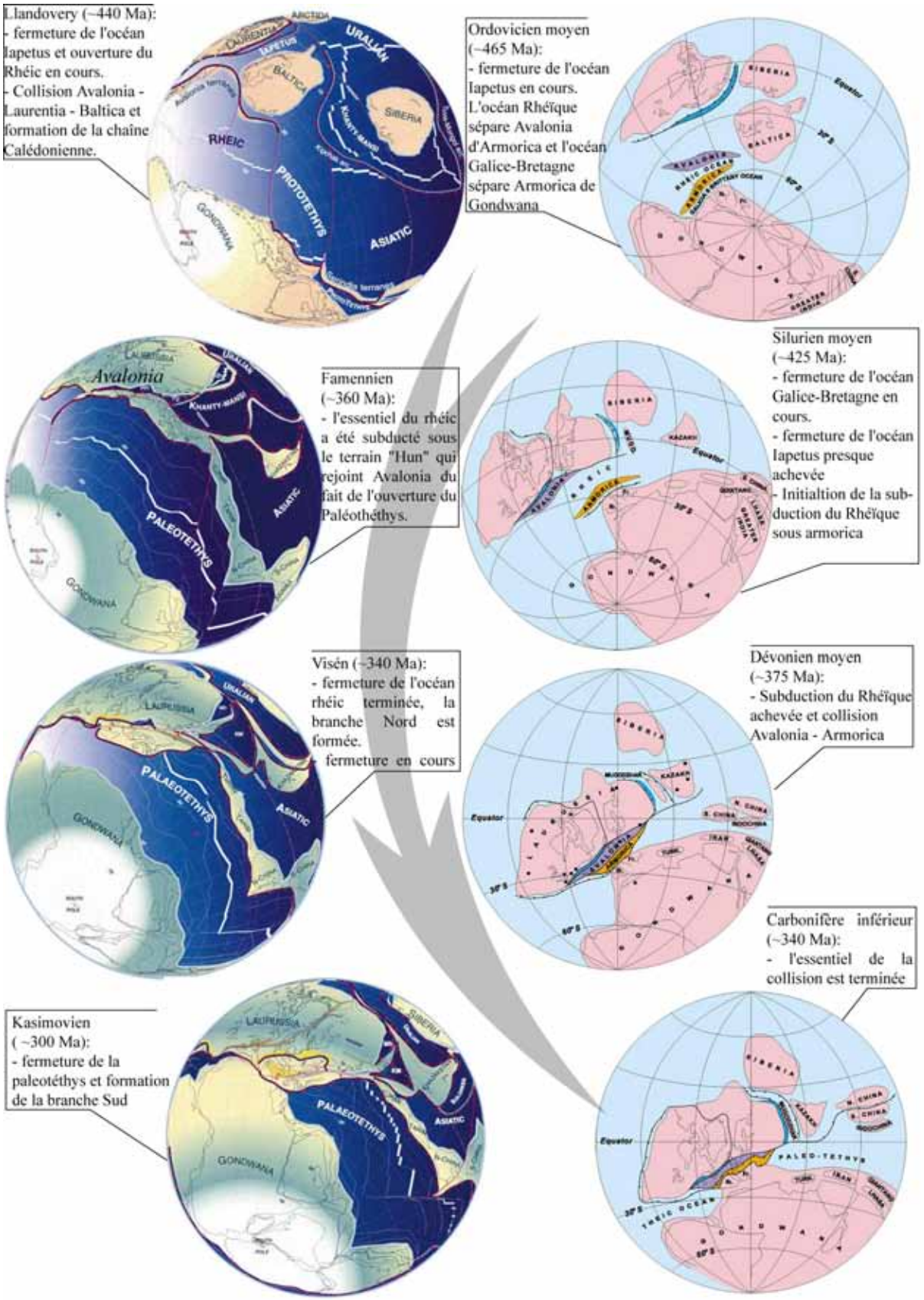


Figure II-6: *Deux exemples de tentative de reconstruction et d'évolution géodynamique de la chaîne hercynienne, d'après Stampfli et Borel (***2002***) (à gauche) et Matte (***2001***) (à droite). Les différences sont essentiellement liées à la présence ou l'absence de microcontinents et des océans associés.*

II-2 Le Massif Ibérique

Les formations anté-mésozoïques affleurent sur près de la moitié occidentale de l'Espagne et sur une grande partie du Portugal formant une large bande Nord-Sud (*Figure II-7*). Les limites Est et Ouest correspondent respectivement au recouvrement mésozoïque et à l'Atlantique.

C'est à Lotze (1945) que l'on doit l'établissement des premières subdivisions du Massif Ibérique. A partir de critères structuraux, stratigraphiques et magmatiques, six zones sont définies, du Nord au Sud (*Figure II-7*):

1) la zone Cantabrique (ZC)
2) la zone Ouest-Asturienne – Léonèse (ZAL)
3) la zone Galice – Castille
4) la zone Lusitadienne – Alcudienne
5) la zone d'Ossa – Morena (ZOM)
6) la zone Sud – Portugaise (ZSP)

Cette subdivision de Lotze (1945) a été modifiée par plusieurs auteurs (Julivert *et al.*, 1974; Quesada, 1991; Ribeiro & Sanderson, 1996; Robardet, 1976, *Figure II-7*). Suivant les méthodes employées, une ou plusieurs zones ont successivement été enlevées puis rajoutées par la suite. Ainsi, même si les contours des zones ont pu être sensiblement modifiés, les grandes zones tectono-stratigraphiques définies par Lotze sont toujours reconnues aujourd'hui. Les noms des zones Galice-Trás-os-Montes (GTOMZ, anciennement zone Galice-Castille) et zone Centro-Ibérique (ZCI, anciennement zone Lusitadienne – Alcudienne) ayant juste changé (voir *Figure II-7*).

Figure II-7: *Subdivisions du Massif Ibérique, de haut en bas, d'après Lotze (***1945***), Julivert et al (***1974***) et Ribeiro & Sanderson (***1996***) ; acronymes des zones dans le texte.*

II-3 Caractéristiques structurales, métamorphiques et magmatiques du Nord-Ouest du Massif Ibérique

II-3.1 Les zones Nord-Ibériques et l'histoire anté-hercynienne

Quatre domaines constituent d'Est en Ouest le Nord du Massif Ibérique (*Figure II-8*) : la Zone Cantabrienne; ii) la Zone Ouest-Asturienne–Léonèse ; iii) la Zone de Galice–Trás-os-Montes et iv) la Zone Centro-Ibérique.

Le socle de l'ensemble de ces zones est constitué de terrains d'âges Néoprotérozoïque à Cambrien inférieur. Ce socle est affecté par la tectonique cadomienne, responsable de la discordance entre les formations Néoprotérozoïques et Cambriennes. La tectonique cadomienne reste faiblement développée et se manifeste par : i) des plis droits N-S de grande amplitude dans le centre et Sud de la ZCI ainsi que dans la ZAL (Ábalos *et al.*, 2002) ; ii) des plis coffrés dans le Trás-os-Montes du Portugal (Ribeiro, 1974). Dans l'ensemble des zones, il n'y a pas de métamorphisme associé à ce plissement (Díez Balda *et al.*, 1990). Cependant, des indices de magmatisme intrusif ont été identifiés par Fernández-Suárez *et al.* (1998) dans le Précambrien de la ZAL. Ce magmatisme et cette déformation ont été reliés à la formation d'un arc associé à la subduction cadomienne puis à la formation d'un bassin arrière-arc (Fernández-Suárez *et al.*, 1999, 2000 & 2002). La subduction cadomienne s'est achevée vers 580-570 Ma, sans phénomène de collision, expliquant ainsi l'absence de déformation et de métamorphisme importants. Cette déformation cadomienne est suivie d'un amincissement crustal intense à l'origine d'un magmatisme granitique important (Formation de l'Ollo de Sapo, *e.g.* Valverde-Vaquero & Dunning, 2000). Lors de cette phase extensive, d'importantes séries détritiques et volcano-sédimentaires d'âge Ordovicien à Dévonien inférieur se déposent en discordance (discordance « sarde ») sur le socle et les formations antérieures dans un environnement de type marge passive (Pérez-Estaún *et al.*, 1991).

II-3.2 Phases de déformation et métamorphisme hercyniens

La déformation hercynienne de l'ensemble du Nord-Ouest du Massif Ibérique est caractérisée par une importante tectonique tangentielle à vergence générale vers l'Est. Une coupe globale E-W permet de mieux apprécier cette structuration (*Figure II-9*). D'Ouest en Est, on observe une évolution du style de déformation, de la nature ou origine des terrains et de l'intensité du métamorphisme et du magmatisme. Ceci traduit clairement le passage de la partie interne à l'Ouest, épaissie de l'orogène hercynien jusqu'aux parties externes à l'Est non

épaissie. Ainsi, à l'Ouest, la zone de Galice-Trás-os-Montes (GTOMZ) se présente sous la forme d'un ensemble de nappes empilées ayant des origines et des histoires tectono-métamorphiques très différentes.

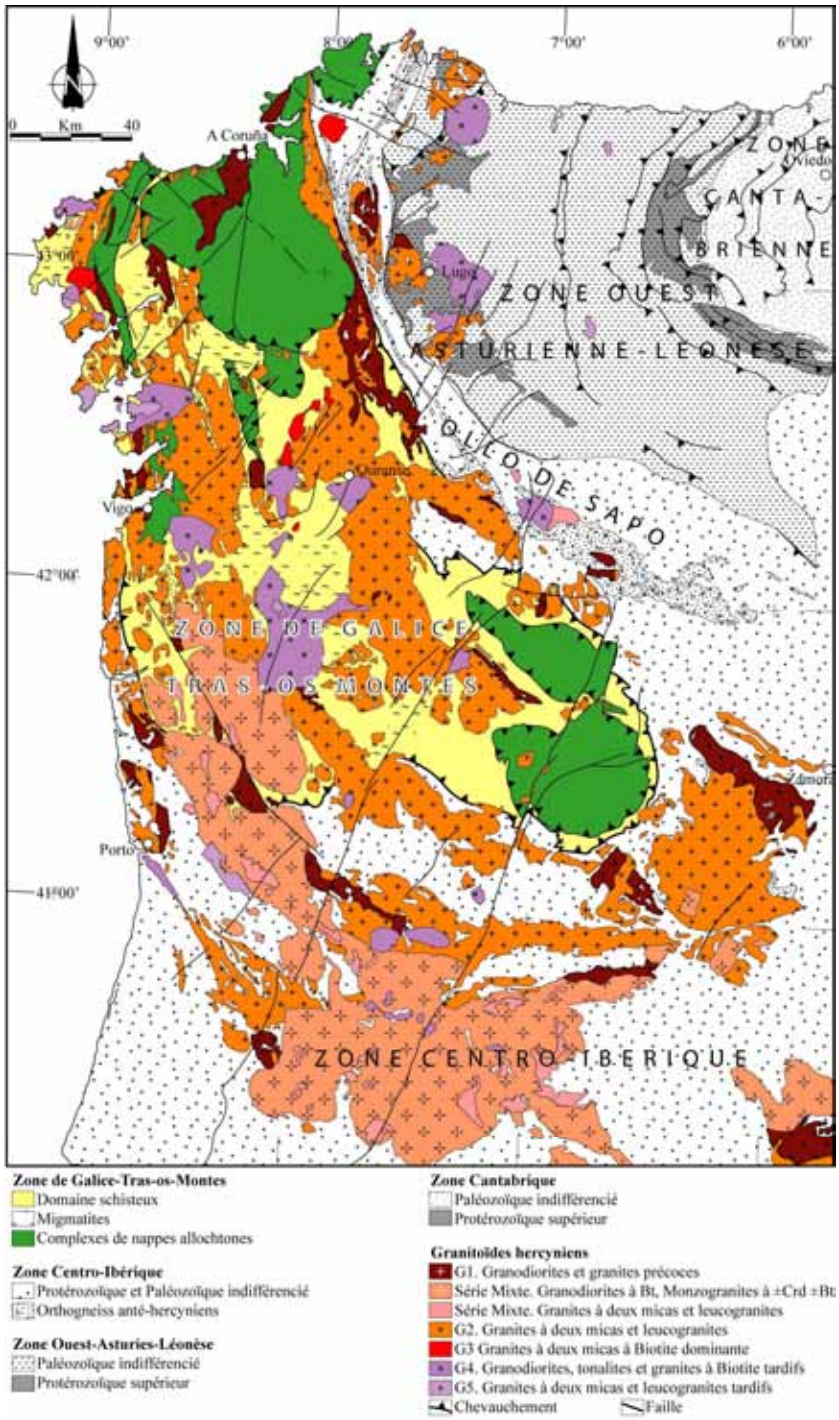


Figure II-8: *carte géologique simplifiée du Nord-Ouest du Massif Ibérique avec indication des différentes zones reconnues. Modifié d'après la carte géologique de la Péninsule Ibérique 1 :1 000 000 (1994).*

Trois stades majeurs de déformation sont reconnus avec à chaque stade un plissement et une schistosité associée. L'ensemble des terrains de la GTOMZ est affecté par un fort métamorphisme régional mais très variable localement (du faciès schiste vert à l'anatexie). Un magmatisme très important et très varié s'y développe. Plus à l'Est, ce domaine chevauche la ZCI qui montre, à la faveur d'une vaste structure antiforme (« Ollo de Sapo »), de grands chevauchements ductiles ainsi que les terrains Paléozoïques pré-orogéniques discordants sur un socle Néoprotérozoïque (séries de type Flysch). Ces terrains de la ZCI sont séparés de la ZAL par la grande faille ductile en transtension de Viveiro. La ZAL apparaît comme une zone de transition entre une zone épaissie, très métamorphique et intrudée par de nombreux granitoïdes à l'Ouest (GTOMZ) et une zone moins métamorphique presque dépourvue de magmatisme à l'Est (ZC). Trois stades majeurs de déformation sont également reconnus au sein de la ZAL, avec à chaque stade une schistosité associée aux structures. Enfin, la ZC représente l'avant-pays de l'orogène hercynien[10]. Cette zone est une ceinture de chevauchement, plats, rampes et plis migrant globalement d'Ouest en Est au cours du temps. Sa structure très fortement arquée concave vers l'est émane du fait qu'elle constitue la partie la plus interne de l'Arc Ibéro-Armoricain. Elle est composée d'une épaisse succession paléozoïque (Cambrien à Dévonien) avec d'importantes formations carbonifères syn-orogéniques. Cette déformation tégumentaire n'occasionne qu'un métamorphisme de faible intensité (Bastida *et al.*, 1999). Le découplage avec le socle permet un très fort raccourcissement estimé à 70 % (*i.e.* env. 150 km, Pérez-Estaún *et al.,* 1988).

II-3.2.1 La Zone Ouest-Asturienne-Léonèse

Les structures hercyniennes de cette zone se présentent sous forme de nombreuses nappes plissées, de chevauchements et de plis associés à vergence Est (*Figure II-9*). Des granitoïdes syn- et post cinématiques intrudent le bord occidental de la zone (*Figure II-8*).

La première phase de déformation D1 est datée à 336,5 ± 0,3 Ma par méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur muscovite dans la foliation S1 d'une métapelite située à l'extrémité Est de la ZAL (Dallmeyer *et al.*, 1997). Cette déformation est caractérisée par de grands plis couchés auxquels est associée une schistosité de plan axial S1. Ces plis sont couchés dans la partie Ouest (le flanc couché du plis-nappe de Mondoñedo fait par exemple près de 20 km de long) de la zone, alors qu'ils sont seulement asymétriques ou droits dans la partie Est (Martínez

[10] Les domaines principaux seront décrits en détail à l'exception de la ZC qui est située relativement loin du secteur d'étude. Le lecteur est renvoyé à la synthèse récente de Abalos *et al.* (2002) et à la liste de références s'y trouvant.

Catalán *et al.*, 1990). Les axes de ces plis suivent la direction de l'Arc Ibéro-Armoricain, c'est-à-dire qu'ils sont N-S au Nord et tournent progressivement vers une direction NNW-SSE vers le Sud. Un cisaillement ductile subhorizontal à grande échelle a été proposé par Bastida *et al.* (1986) pour expliquer la génération de ces plis. Cependant il semble plus probable qu'ils soient liés au fonctionnement de zones de cisaillement verticales d'échelle crustale (Ábalos *et al.*, 2002).

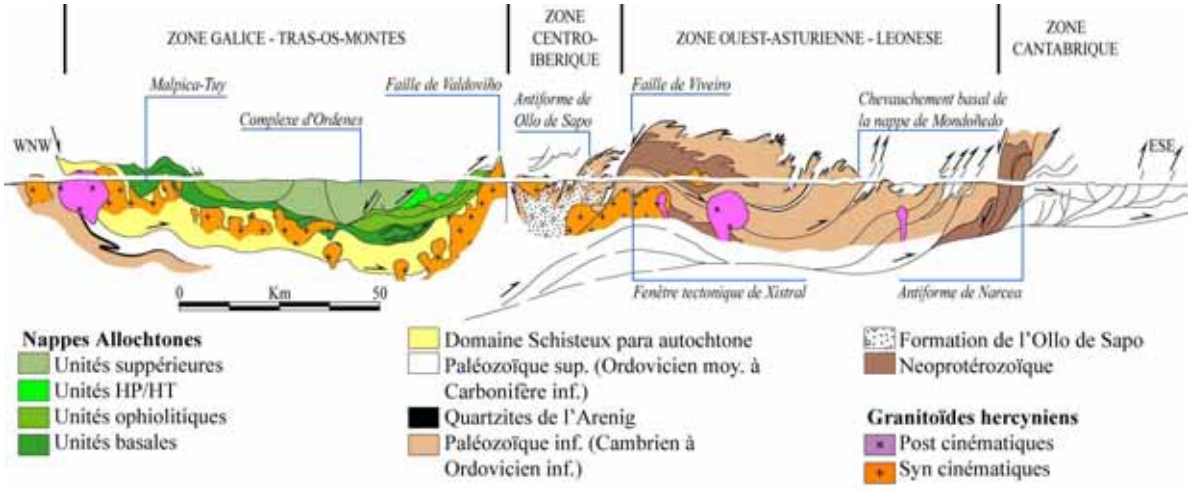


Figure II-9 : *Coupe géologique WNW-ESE illustrant les principales structures et unités à travers les zones de Galice-Trás-os-Montes, Ouest-Asturienne-Léonèse et Cantabrique. Modifié d'après Dallmeyer et al. (***1997***).*

La seconde phase de déformation D2 est datée indirectement par méthode U/Pb sur zircon et monazites magmatiques entre 325 et 310 Ma (Fernández-Suárez *et al.*, 2000) et directement à 330 et 315 Ma par méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur micas de l'encaissant (Dallmeyer *et al.*, 1997). Cette déformation se manifeste dans la partie Ouest par des chevauchements ductiles qui recoupent les plis couchés D1 suivant un faible angle. Dans la partie Est, la déformation D2 est à la fois ductile et fragile (Martínez Catalán *et al.*, 1990). Des plis à charnières courbes ainsi qu'une foliation de crénulation S2 sont localement observés. Les linéations et la vergence des structures D2 indiquent une cinématique globale vers l'Est (Martínez Catalán *et al.*, 1990). La faille N-S de Viveiro, formant la limite Ouest de la ZAL, est un décrochement ductile avec une composante normale (*Figure II-9*). Cette faille extensive recoupant les structures D2 (Aranguren & Tubia, 1992), est datée indirectement comme syn- à post-D2 et pré-D3. En effet, le début du fonctionnement de cette faille ductile a été daté à 317 Ma (Fernández-Suárez *et al.*, 2000). Le métamorphisme régional Barrovien est à la fois lié aux évènements D1 et D2 et se concentre essentiellement dans la partie Ouest de la ZAL (Nappe de Mondoñedo). Dans cette zone, le métamorphisme varie de la partie

supérieure du faciès schiste vert jusqu'au faciès amphibolite de haute température. Dans la partie Est le métamorphisme D1-D2 est de faible degré (schiste vert). Le métamorphisme le plus important se rencontre à la base des chevauchements (base de la nappe de Narcea, *Figure II-9*). Le pic du métamorphisme intervient durant l'interphase D1-D2 (Bastida *et al.*, 1986; Martínez Catalán *et al.*, 1990).

La troisième phase de déformation est datée indirectement par méthode U/Pb sur zircons magmatiques entre 310 et 295 Ma (Fernández-Suárez *et al.*, 2000). Elle est caractérisée par de grands plis droits kilométriques à schistosité de crénulation S3 et plans axiaux subverticaux. Cette phase D3 affecte les grands plis couchés D1 et les chevauchements D2. Le dôme de Lugo (*Figure II-8*) correspond par exemple à une structure antiforme liée au plissement D3. Un métamorphisme de haute température - basse pression (sillimanite - andalousite) se développe entre D2 et D3 (Bastida *et al.*, 1986) et est localement télescopé avec le mouvement extensif D3 associé à la faille de Viveiro. Enfin un métamorphisme de contact plus tardif est associé aux intrusions post-D3 et se superpose localement aux métamorphismes précédents dans la partie occidentale de la ZAL (Dôme de Lugo).

II-3.2.2 La Zone Centro-Ibérique

La ZCI, considérée comme l'autochtone Gondwanien, représente une très vaste zone qui s'étend depuis la zone de cisaillement de Badajoz-Cordoba au Sud jusqu'à l'antiforme de l'Ollo de Sapo et la faille de Viveiro au Nord-Est (*Figure II-10*). Quatre épisodes de déformation y sont reconnus (Díez Balda *et al.*, 1990; Escuder Viruete *et al.*, 1994; Escuder Viruete *et al.*, 1998), les deux premiers étant les majeurs. La déformation D1 est liée à un raccourcissement crustal qui se caractérise par un empilement des nappes sur la marge Gondwanienne (Díez Balda *et al.*, 1990; Martínez Catalán *et al.*, 1997; Matte, 1986).

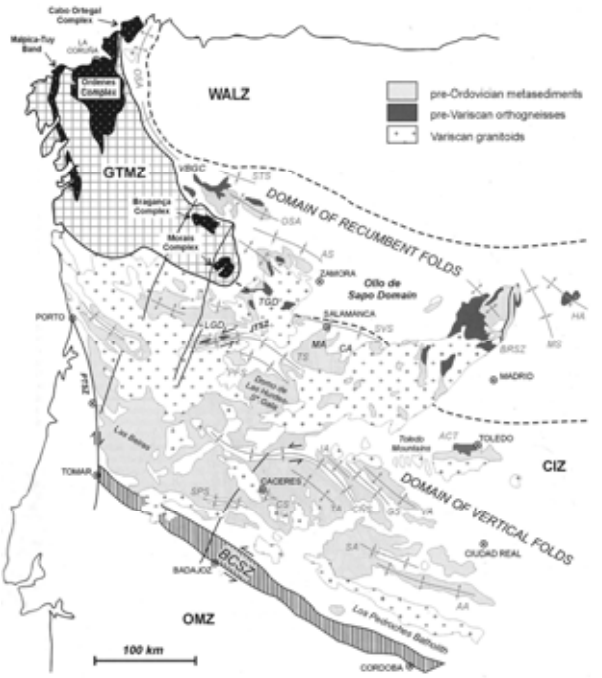


Figure II-10: *Carte géologique simplifiée des deux principaux domaines structuraux de la Zone Centro-Ibérique, modifié d'après Ábalos et al. (***2002***) ; Díez Balda et al. (***1990***).*

Cette déformation D1 a été datée dans l'antiforme de l'Ollo de Sapo à 359 ± 0,2 Ma par méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur roche totale (Dallmeyer *et al.*, 1997). Cette déformation se caractérise

par des grands plis couchés et des grands plis droits. La reconnaissance de la distribution de ces plis a conduit Díez Balda *et al.* (1990) à distinguer deux domaines dans la ZCI: le domaine des plis droits dans la partie centre et Sud-Ouest et le domaine des plis couchés dans la partie Nord-Est (*Figure II-10*).

Le domaine des plis couchés

Dans ce premier domaine, la **déformation D1** se manifeste dans les niveaux structuraux les plus élevés par des grands plis d'axes NW-SE à N-S couchés ou isoclinaux asymétriques à vergence Est et des chevauchements. La foliation S1 est plan axial de ces plis et pend vers le SSW. Dans les niveaux structuraux plus profonds, elle se manifeste par des empilements de nappes imbriquées. La vergence des plis, les critères de cisaillement et la linéation d'étirement L1 indiquent une cinématique de formation vers le Nord-Est (Escuder Viruete *et al.*, 1998). Un métamorphisme M1 est associé à cette phase D1 ainsi qu'à l'interphase D1-D2. Il s'agit d'un métamorphisme régional de type Barrovien variant du faciès schiste vert à amphibolite supérieur. Dans la Sierra de Guadarrama (région de Madrid), il existe par ailleurs des traces d'un métamorphisme beaucoup plus important de faciès éclogite (725-775°C, 14 kbar). Ce métamorphisme M1 extrême a été interprété comme la marque d'un épisode de subduction intra-continentale (Barbero & Villaseca, 2000). Cette subduction intra-continentale pourrait par exemple expliquer la mise en contact entre le domaine des plis couchés, très déformé et très métamorphique, avec le domaine des plis droits, peu déformé et peu métamorphique.

La **déformation D2** se caractérise par des évènements à la fois compressifs (formation de chevauchements et mise en place d'une importante nappe para autochtone) et des évènements extensifs attribués à l'initiation de l'affaissement à large échelle de la croûte continentale épaissie pendant D1 (Díez Balda *et al.*, 1990; Escuder Viruete *et al.*, 1994). Le début de cette déformation extensive se situe vers 337 ± 2 Ma (méthode U/Pb, Valverde Vaquero, 1997 *in* Ábalos *et al.,* 2002). Elle se caractérise dans le domaine des plis couchés par des systèmes complexes de zones de cisaillement recoupant localement les structures D1. Des plis sont également associés à ces cisaillements. Les structures et les marqueurs de la cinématique (linéation d'étirement L2, bandes C/S) indiquent une cinématique vers le Sud-Est, différente de la cinématique D1 qui était vers le Nord-Est. Le jeu de ces cisaillements a pour effet d'exhumer des dômes gneissiques de haut degré métamorphique comme par exemple le dôme de Tormes (Escuder Viruete, 1998, 1999) ou l'antiforme de Castellanos associé à la zone de détachement de Salamanque (Diez Balda *et al.*, 1995). Un

métamorphisme M2 se surimpose au métamorphisme précédent. Ce métamorphisme est daté entre 325 et 318 Ma indirectement à partir des granitoïdes syn- à post D2 (Serrano Pinto *et al.*, 1987). Les parties supérieures des détachements subissent un métamorphisme en faciès amphibolite supérieur de basse pression marqué par l'apparition de sillimanite, cordiérite et andalousite. Les parties inférieures subissent une rétromorphose lors de l'extension depuis le faciès amphibolite de basse pression vers le faciès schiste vert. Dans les parties les plus profondes, le pic du métamorphisme est atteint lors de cet évènement D2, avec des faciès allant de l'amphibolite de haute température à granulite de basse pression (Barbero & Villaseca, 2000; Escuder Viruete *et al.*, 1997) et accompagnés d'importants phénomènes de fusion partielle (Castro *et al.*, 2000).

La **déformation D3** se manifeste par des grands plis droits ouverts NW-SE à E-W et par le jeu de plusieurs familles de zones de cisaillement conjuguées verticales senestres et dextres formant l'aspect actuel de la zone. Les plis s'observent à toutes les échelles et sont associés à une schistosité verticale de plan axial S3 et une linéation de crénulation L3 parallèle aux axes de plis. Les grands synformes D3 affectent l'ensemble des structures précédentes associées à D1 et D2. Enfin, une **déformation D4** est caractérisé par des systèmes de décrochements et de détachements normaux ductiles-fragiles et fragiles ainsi que par le jeu cassant de failles tardives (Diez Balda *et al.*, 1995; Escuder Viruete *et al.*, 1998).

Le domaine des plis droits

Dans ce domaine, la déformation D1 est nettement plus faible et plus simple. Elle se caractérise par des plis droits kilométriques subverticaux d'axes N-S dont la longueur d'onde est contrôlée par les contrastes rhéologiques dûs à la formation des Grès Armoricain (Arenig). Une foliation S1 subverticale est plan axial de ces plis. Cette déformation est attribuée à un raccourcissement coaxial normal à la direction de la chaîne (Díez Balda *et al.*, 1990). Le métamorphisme M1 est essentiellement un métamorphisme de faible degré, c'est-à-dire dans le faciès pumpellyite-prehnite ou schiste vert de basse température (Ábalos *et al.*, 2002). La déformation D2 est très rare dans ce domaine (Ábalos *et al.*, 2002). Quand elle existe, elle se présente sous la forme de zones de cisaillement ductile-fragile et de plis subhorizontaux avec une schistosité de crénulation S2 plan axial des plis. Le métamorphisme M2 se limite à un métamorphisme de faible degré dans les zones de cisaillement extensives D2. Les évènements D3 et D4 sont similaires, quoi que de moindre ampleur à ceux du domaine des plis couchés.

II-3.2.3 La Zone de Galice – Trás-os-Montes

Le domaine de Galice-Trás-os-Montes, faisant autrefois partie de la ZCI, est maintenant reconnu comme un ensemble allochtone constitué de plusieurs nappes (*Figure II-8* et *Figure II-10*) (Arenas *et al.*, 1986; Farias *et al.*, 1987). Il se divise en 2 secteurs : i) le Domaine Schisteux, constitué de nappes paléozoïques chevauchant la ZCI (Arenas *et al.*, 1986; Farias Arquer, 1992; Farias *et al.*, 1987; Marquínez García, 1981, 1984; Marquínez García & Klein, 1982; Ribeiro, 1974; Ribeiro *et al.*, 1990a, 1990b) ; ii) le complexe allochtone, composé de klippes également en contact chevauchant sur le Domaine Schisteux (*Figure II-8*).

Le domaine schisteux de Galice-Trás-os-Montes

Ce domaine est composé d'une succession monotone de micaschistes phylliteux et grèseux à passées parfois grauwackeuses. Il existe des intercalations de niveaux volcano-sédimentaires et de quartzites. Des orthogneiss pré-hercyniens sont également présents au sein de ce domaine. Plusieurs groupes ou unités ont été distingués ou regroupés par plusieurs auteurs et interprétées de façons très différentes. Marquínez García (1981, 1984) définit deux groupes dans ce domaine : i) le groupe de Nogueira à la base et ii) le groupe de Paraño au sommet. Le groupe de Nogueira est constitué d'une succession monotone de micaschistes phylliteux et grèseux graphiteux avec des intercalations de niveaux quartzitiques, et de niveaux volcano-sédimentaires acides. La puissance estimée de ce groupe varie entre 2500 et moins de 1000 m (Marquínez García, 1984) mais elle est en général de moins de 1000 m (Farias *et al.*, 1987). Le groupe de Paraño est également constitué d'une succession monotone de micaschistes phylliteux et grèseux avec des intercalations de quartzites et de niveaux volcano-sédimentaires acides. La puissance estimée de ce groupe, par Farias *et al.* (1987), varie de 2900 à 3200 m. Ces auteurs définissent ensuite un troisième groupe, appelé groupe de Santabaia et représentant en fait la base du groupe de Nogueira de Marquínez García (1981, 1984). Ce groupe se caractérise par un caractère volcano-sédimentaire marqué avec une grande variabilité latérale des faciès (Barrera Morate *et al.*, 1989; Farias *et al.*, 1987). Il comprend aussi des micaschistes phylliteux et grèseux, avec de très nombreuses intercalations comprenant des paragneiss, des métavolcanites acides, des amphibolites, des quartzites et des quartzites micacées. Les métavolcanites dériveraient de rhyolites ou de rhyodacites (Barrera Morate *et al.*, 1989; Farias *et al.*, 1987). La puissance de ce groupe est estimée à un maximum de 3000 m (Farias *et al.*, 1987). Barrera Morate *et al.* (1989) et Farias *et al.* (1987) reconnaissent enfin la présence de massifs d'orthogneiss oeillés à la base du groupe de

Santabaia. Le fait que ces orthogneiss soient présent dans des zones de très haut degré métamorphique (sillimanite) intensément migmatitisées empêche une bonne caractérisation de ceux-ci. Farias *et al.* (1987) reconnaîssent que le contact entre le groupe de Santabaia et les orthogneiss est « *grosso modo* » subparallèle aux contacts entre les autres groupes. Barrera Morate *et al.* (1989) identifient la limite inférieure du groupe de Santabaia comme le chevauchement basal du Trás-os-Montes sur la ZCI. Marcos & Farias (1999); Marcos & Llana Fúnez (2002), à partir de l'étude du Domaine Schisteux dans les zones de Cabo Ortegal et Chantada, remettent en cause l'appartenance du groupe de Santabaia au Domaine Schisteux et établissent que ce groupe appartient en fait à l'autochtone et donc à la ZCI. Ils montrent en effet que le chevauchement basal du Trás-os-Montes se situe à la base du groupe de Nogueira (*Figure II-11*).

Ceci a pour effet de remettre en cause la litho-stratigraphie et l'âge du Domaine Schisteux réputé Silurien inférieur à moyen (Matte, 1968 ; Romariz, 1969 et autres références *in* Farias *et al.*, 1987). Les âges sur graptolites trouvés dans le groupe Paraño ainsi que les âges U/Pb sur des zircons magmatiques provenant de métavolcanites ont invalidé certaines corrélations stratigraphiques au sein du Domaine Schisteux (Valverde-Vaquero *et al.*, 1999; Valverde-Vaquero *et al.*, 2005) (*Figure II-11*). Cela implique donc que la structure interne du Domaine schisteux est très complexe, composée d'écailles tectoniques imbriquées comme déjà proposé par Ribeiro *et al.* (1990b). Du fait des incertitudes qui existent sur l'origine, l'âge et l'organisation interne de ce Domaine Schisteux il a été considéré comme para autochtone (Ribeiro *et al.*, 1990a) ou allochtone inférieur (*e.g.* Martínez Catalán *et al.,* 2002). Ce domaine reste cependant considéré par la majeure partie des auteurs comme issu de la marge Gondwanienne et déplacé par des chevauchements jusqu'à sa position actuelle. Nous garderons donc ici le terme de para autochtone.

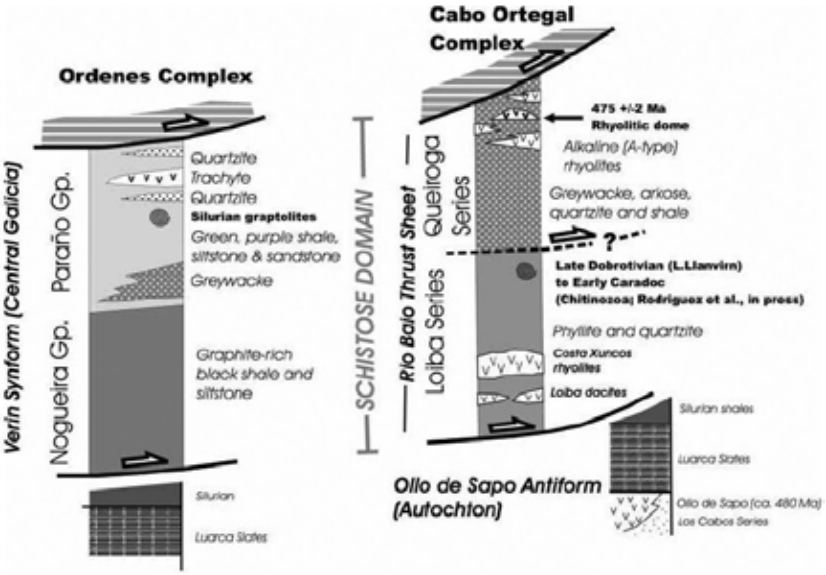


Figure II-11: *Comparaison schématique de la litho-stratigraphie du Domaine Schisteux en Galice Centrale et près du Cabo Ortegal. Modifié d'après Valverde-Vaquero et al. (***2005***).*

Trois phases principales de déformation sont reconnues dans le Domaine Schisteux, de façon similaire à la ZCI (références *in* Ábalos *et al.,* 2002). La **première phase** de déformation provoque la formation d'une schistosité S1 pénétrative à faible pendage. Bien que cette phase D1 produise de grands plis couchés dans les nappes allochtones et dans l'autochtone de la ZCI, les plis couchés D1 sont rares dans le Domaine Schisteux. Ces plis vont être recoupés dans l'allochtone et l'autochtone par les structures de l'évènement D2. **D2** est un épisode d'épaississement crutal assuré par d'importants chevauchements et zones de cisaillement responsables du charriage du Domaine schisteux sur l'autochtone (*Figure II-11*). Des chevauchements et zones de cisaillement internes au Domaine Schisteux produisent de nombreux plis à plan axiaux subhorizontaux et charnières fréquemment courbes (Farias Arquer, 1992). Ces plis sont de différentes échelles (micro et méso-plis) et développent une schistosité S2 associée transposant complètement la schistosité S1 dans la majorité des cas. La schistosité S2 peut devenir une schistosité mylonitique à l'approche des chevauchements basaux et sommitaux limitant le Domaine Schisteux. La mise en place des complexes allochtones provoque l'enfouissement du Domaine Schisteux à des profondeurs allant de 8 à 10 km au Nord (sous Cabo Ortegal et Ordenes) et jusqu'à 22 km au Sud (sous Bragança et Morais, Ábalos *et al.*, 2002). Ce fort enfouissement provoque un métamorphisme régional D2 de type Barrovien. Le pic du métamorphisme atteint son maximum entre les évènements D2 et D3. Notons qu'à la différence de la ZCI, aucun affaissement de l'édifice de nappe (détachement et failles normales ductiles syn-epaississement) n'est reconnu dans le Domaine Schisteux.

L'**évènement D3** produit de grands plis droits kilométriques. D'importants systèmes de zones de cisaillement subverticales conjuguées affectent le domaine pendant D3. Une schistosité de crénulation S3 à plan axial subvertical affecte de façon très irrégulière l'ensemble du Domaine Schisteux. Localement la schistosité S2 est totalement transposée par la S3 alors qu'il existe des zones où la crénulation S3 n'apparaît que très faiblement (*e.g.* Barrera Morate *et al.,* 1989). Selon Farias Arquer (1992); Farias *et al.* (1987) et Marquínez García (1984), une importante quantité de granitoïdes se mettent en place pendant l'évènement D3 principalement dans les structures anticlinales. L'évènement D3 se marque également par le fonctionnement de grands détachements ductiles induisant une diminution de la pression produisant un métamorphisme HT-BP avec des paragenèses à sillimanite-feldspath potassique et de l'anatexie (Barrera Morate *et al.*, 1989; Farias Arquer, 1992).

La **déformation D4** se marque par le fonctionnement de systèmes décrochants conjugués et de détachements tardifs (ductile-fragile à fragile). Un important magmatisme

majoritairement de type granodioritique (granites G4 de Capdevila, 1969) se développe et se présente sous forme de plutons à contours sub-circulaires recoupant l'ensemble des structures antérieures. Ce magmatisme pourrait être lié au fonctionnement de grands détachements normaux comme cela a été proposé par Aranguren *et al.* (2003) pour la granodiorite de La Tojiza dont la mise en place serait contrôlée par la faille normale de Viveiro.

Les complexes allochtones

Les complexes allochtones représentent un ensemble de nappes plutôt de nature pélliculaire mises en place lors de la déformation hercynienne (Arenas *et al.*, 1986; Dallmeyer *et al.*, 1997; Martínez Catalán *et al.*, 1997, 2002). Ils se présentent aujourd'hui sous la forme de cinq importantes klippes chevauchant le Domaine Schisteux de Galice – Trás-os-Montes (*Figure II-12*). Ces cinq complexes (Cabo Ortegal, Malpica-Tuy, Ordenes, Bragança et Morais) se trouvent plissés et préservés dans de vastes synformes Nord-Sud de la phase D3 du Domaine Schisteux recoupés par des détachements ductiles Est-Ouest, ou dans des zones fortement cisaillés (Malpica-Tuy). De la base au sommet de la pile de nappes allochtones on distingue (Martínez Catalán *et al.*, 1997; 1996; Ribeiro *et al.*, 1990a) :

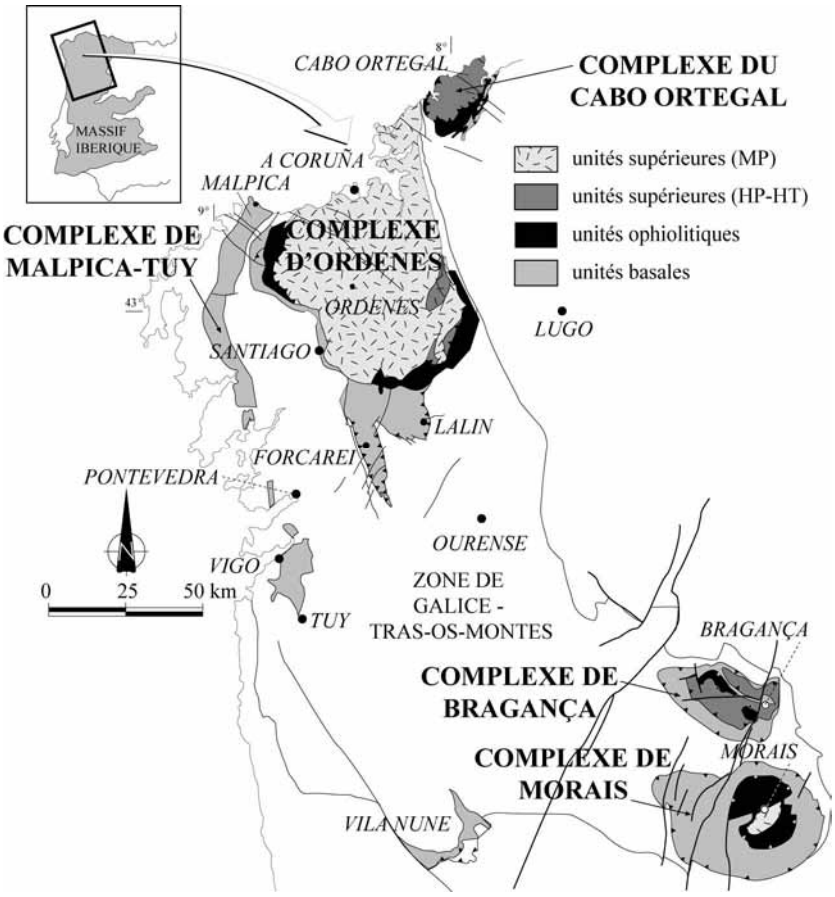


Figure II-12: *Carte schématique des Complexes allochtones du NW du Massif Ibérique et détail des différentes unités constituant chaque complexe. Modifié d'après Alcock et al. (***2005***); Llana-Fúnez & Marcos (***2001***) et Martínez Catalán et al. (***2002***).*

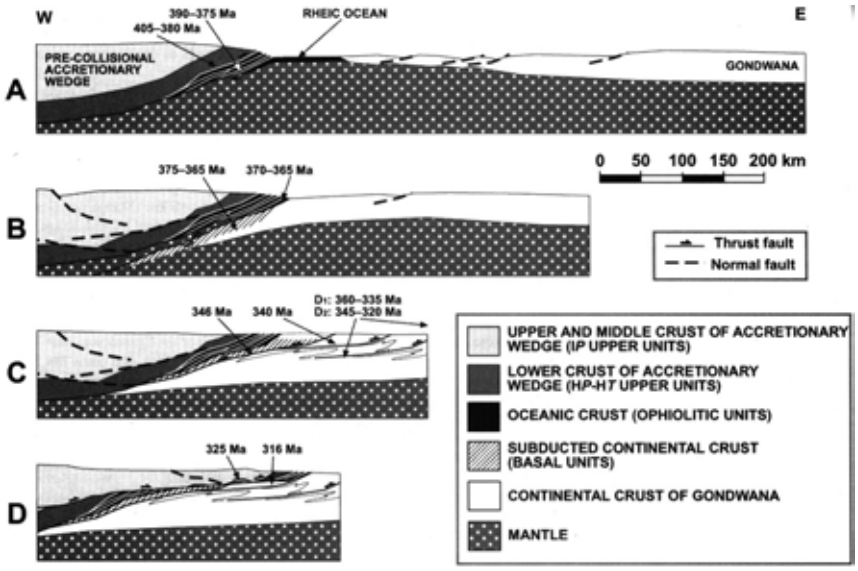


Figure II-13: *Modèle de mise en place des nappes allochtones dans le NW de l'Ibérie, d'après Martínez Catalán et al. (***2002***). A : formation d'un prisme par accrétion progressive de terrains durant le Dévonien. B : subduction de la bordure de la marge du Gondwana. C : chevauchement des unités basales et de l'allochtone inférieur et épaississement de la croûte continentale Gondwanienne. D : développement d'une séquence de chevauchements démembrant les piles de nappe et mise en place des unités supérieures et ophiolitiques dans leur position actuelle.*

i) des unités basales constituées de schistes, paragneiss et d'intercalations de roches ignées mafiques ou felsiques ; ii) des unités ophiolitiques constituées de basaltes, laves en coussins, dolérites, meta- gabbros, plagiogranites, amphibolites et de roches ultrabasiques à chromite fortement serpentinisées ; iii) des unités allochtones supérieures constituées à leur base d'unités HP-HT (granulites, gneiss, éclogites et roches ultramafiques à chromite) et au sommet d'unités MP-MT (métasediments terrigènes, orthogneiss, intrusifs mafiques). Les unités basales et la partie supérieure des unités allochtones supérieures portent la marque d'évènements anté-hercyniens diversement interprétés. En effet, dans les unités basales, un magmatisme daté entre 480 et 460 Ma (Santos Zalduegui *et al.*, 1996) serait le témoin du rifting Ordovicien. Cependant des datations isotopiques réalisées sur les unités allochtones supérieures indiquent l'existence d'un magmatisme bimodal à l'Ordovicien inférieur (498-500 Ma) suivi d'un métamorphisme Barrovien vers 493-498 Ma (Abati *et al.*, 1999). Ces éléments sont interprétés comme liés à un contexte de subduction de type arc, les unités allochtones supérieures pouvant être les témoins d'un prisme d'accrétion d'âge ordovicien inférieur (Abati *et al.*, 1999). De même que les évènements pré-hercyniens sont difficiles à établir, l'âge du métamorphisme HP et de l'exhumation de ces roches (et donc du début de la collision) reste très discuté. En effet, l'âge de l'évènement HP a été successivement proposé comme pouvant être Précambrien, Paléozoïque inférieur ou Paléozoïque moyen à supérieur suivant les auteurs (synthèses et références *in* Ábalos *et al.,* 2002; Ordóñez Casado *et al.,* 2001).

Les difficultés pour déterminer la succession temporelle et la nature des évènements de déformation et de métamorphisme s'explique en partie par la diversité des méthodes de datations employées et le fait qu'un même évènement est diachrone spatialement à l'échelle d'une même unité métamorphique (migration de la déformation d'Ouest en est, *e.g*. Martínez Catalán *et al.,* 2002) et varie d'une unité à l'autre suivant la place qu'elle occupait lors de l'orogenèse. Néanmoins, il semble possible de dégager schématiquement l'évolution suivante (*Figure II-13*).

La **première phase** de métamorphisme, enregistrée, entre autres, dans des granulites HP et des éclogites en reliques serait donc un métamorphisme de haute pression qui pourrait être lié à l'accrétion de terrains océaniques de natures variées sous un prisme d'accrétion situé en avant du Gondwana (Martínez Catalán *et al.*, 1997; 2002). Le pic de température atteint lors de ce premier stade de déformation (construction du prisme) et de métamorphisme serait de l'ordre de 800 à 775-725°C pour une pression minimale de 14 à 17 kbar (Barbero & Villaseca, 2000; Gil Ibarguchi *et al.*, 1990). Cette première phase serait néo-hercynienne et correspondrait à un évènement D0 non représenté sur la *Figure II-13*.

La **deuxième phase** de déformation et de métamorphisme correspond à l'exhumation des unités HP marquée par la rétromorphose en faciès amphibolite ou éclogite de moyenne température. Elle marque le début de la déformation hercynienne *ss* (Martínez Catalán *et al.*, 2002) avec la formation de grands plis couchés et d'une schistosité en faciès amphibolite à schiste vert. Il s'agit donc de l'évènement D1 enregistré de façon diachrone dans le Domaine Schisteux et dans la ZCI. Les datations réalisées sur les faciès amphibolite rétromorphosés suggèrent une exhumation vers 405-380 Ma (A sur *Figure II-13*, Martínez Catalán *et al*., 2002 et références *in* Ábalos *et al.,* 2002). Le phénomène d'exhumation se poursuit (Martínez Catalán *et al.*, 2002) avec le fonctionnement de grands chevauchements qui provoquent l'empilement de nappes (B sur *Figure II-13*) et le passage prograde dans le faciès amphibolite de la partie supérieure des unités ophiolitiques vers 390-375 Ma, puis de la partie inférieure de ces mêmes unités en faciès schiste vert vers 370-365 Ma accompagnées des unités basales (375-365 Ma). L'exhumation finale des unités basales marque la fin de la subduction et la propagation de D1 dans l'autochtone Gondwanien (C sur *Figure II-13*, Martínez Catalán *et al.*, 2002).

Une fois les nappes mises en place, elles vont êtres affectées par une **troisième phase** de déformation (phase D2 dans le Domaine Schisteux et l'autochtone de la ZCI) marqué par de grands cisaillements à faible pendage écaillant les piles de nappes précédemment constituées. L'âge de cet évènement serait situé entre 345 et 325 Ma, bien qu'incertain (C sur

Figure II-13). Dans les complexes allochtones et la ZCI, la littérature fait état d'une phase d'épaississement associée à des structures extensives synchrones. Ces dernières ne sont pas reconnues dans le Domaine Schisteux pendant D2. La fin de cet épisode correspond aux derniers charriages des unités supérieures et ophiolitiques (D sur *Figure II-13*).

Il se développe un **quatrième évènement** (phase D3 dans le Domaine Schisteux et l'autochtone de la ZCI) marqué par le développement de grands plis droits, de grands détachements ductiles et de systèmes de failles cisaillantes conjuguées structurant et recoupant les nappes allochtones, le Domaine Schisteux et l'autochtone Ibérique. Cet évènement pourrait intervenir entre 323 et 315 Ma (âge indirect obtenu sur le détachement de Pico Sacro à partir de l'âge de granitoïdes associés, Martínez Catalán *et al.*, 2002).

II-3.3 Le magmatisme hercynien du Nord Ouest de l'Ibérie

II-3.3.1 Diversité du magmatisme et classifications

Comme dans la majorité des segments hercyniens, de nombreux granitoïdes se rencontrent dans le NW Ibérique. Les premières classifications (détails et références *in* Bellido Mulas *et al.,* 1987) furent logiquement basées sur le caractère déformé ou non des intrusions[11] (*Tableau II-2*, Bellido *et al.*, 1981; Capdevila, 1969; Ferreira *et al.*, 1987a; López Plaza & Martínez Catalán, 1987; Oen, 1958, 1970). A partir des années 1970, de nombreuses datations seront réalisées à la fois sur les granites syn et post tectoniques (*e.g.* Capdevila & Vialette, 1970; Priem *et al.,* 1984; Ries, 1979; Serrano Pinto *et al.,* 1987). Malheureusement, ainsi que le soulignent Castro *et al.* (2002), Dias *et al.* (1998) dans leurs synthèses respectives, il y a de

Type de granitoïde	Intervalle d'âges
GRANITOÏDES SYN TECTONIQUES (« OLDER GRANITES »)	
Granites à deux micas et granites à biotite hétérogènes syn-tectoniques précoces (souvent orthogneissifiés), syn-D1+2	~380-330 Ma
Granodiorites, granites à biotite hétérogènes, granites à deux micas et leucogranites, tardi syn-tectoniques à syn-D3	330-320 Ma
GRANITOÏDES POST TECTONIQUES (« YOUNGER GRANITES »)	
Gabbros et diorites tardi à post-D3	315-300 Ma
Monzogranites à biotite ou à deux micas tardi à post-D3	315-300 Ma
Granites grossiers porphyriques à biotite post-D3	290-280 Ma

Tableau II-1: *Classification des granitoïdes de la ZCI modifié d'après Beetsma (***1995***) utilisant les données de Ferreira et al. (***1987a***); Oen (***1970***); Ugidos (***1990***).*

[11] Plus précisément, de nombreux auteurs comme Capdevila (1969) ; Ferreira *et al.* (1987) ; López Plaza & Martínez Catalán (1987) subdivisent les granites syn tectoniques en plusieurs groupes suivant les phases tectoniques (D1 à D3) pendant lesquelles ils se mettent respectivement en place et/ou sont déformés.

grandes imprécisions et d'importantes erreurs sur de nombreux âges publiés pour les différents types de granites (*Figure II-14*).

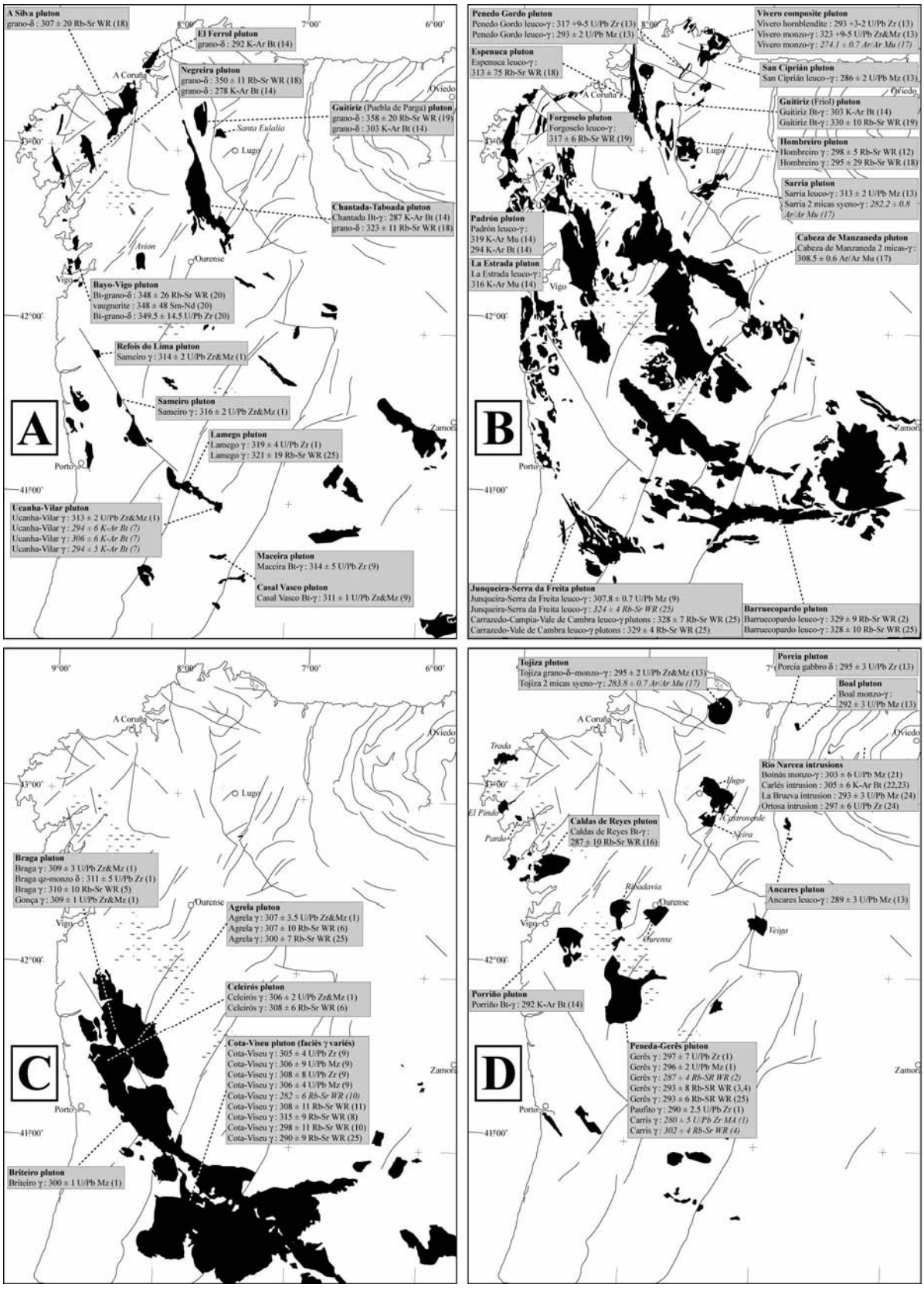


Figure II-14: *Synthèse bibliographique des âges des granodiorites précoces syntectoniques (A), des leucogranites et granites à deux micas syntectoniques (B), des monzogranites et granites à Bt de la série mixte*

(C), des granodiorites et granites post-D3 (D). Sur les quatre cartes, les zones de migmatites sont indiquées par le figuré « ~ ». Les chiffres entre parenthèse renvoient aux références suivantes : 1 : Dias et al., **1998***; 2 : Priem et al.,* **1984** *; 3,4 : Neiva,* **1993a**, **1993b** *; 5,6 : Dias & Leterrier,* **1993**, **1994** *; 7 : Ferreira et al.,* **1987b** *; 8 : Azevedo & Nolan,* **1998** *; 9 : Valle Aguado et al.,* **2005** *; 10 : Pereira,* **1991** *; 11 : Silva,* **1995** *; 12 : Santos Zalduegui et al.,* **1996** *; 13 : Fernández-Suárez et al.,***2000** *; 14 : Ries,* **1979** *; 15 : Castro et al.,* **2002** *; 16 : Fourcade et al.,* **1989** *; 17 : Dallmeyer et al.,* **1997** *; 18 : Bellido et al.,* **1992** *; 19 : Capdevila & Vialette,* **1970** *; 20 : Gallastegui,* **1993** *; 21 : Martín-Izard et al.,* **2000a** *; 22 : Solé et al.,* **1995** *; 23 : Arcos & Soler,* **1997** *; 24 : Valverde-Vaquero et al.,* **1999** *; 25 : Beetsma,* **1995**. *Rq : cette synthèse reste perfectible étant donné que i) certains articles publiés dans des revues espagnoles ou portugaises n'ont pu être consultés ; ii) certains articles ne comportent qu'une localisation très imparfaite des lieux d'où proviennent les échantillons et qu'ainsi, l'attribution d'un faciès à une série donnée reste parfois discutable ; iii) certains résultats ont été obtenus par des méthodes peu adaptées ou alors discutées pour l'obtention d'âge de granites (méthode K-Ar et Rb-Sr roche totale, par exemple).*

Les granitoïdes du NW de l'Ibérie ont également été classés d'après les données géochimiques (*Tableau II-2*) (Capdevila, 1969; Capdevila & Floor, 1970; Floor, 1970; Floor *et al.*, 1970; Oen, 1958, 1970). Deux groupes ou suites ont été proposés : i) la suite alcaline des granites péralumineux et ii) la suite calco-alcaline des granodiorites. Une troisième suite de monzogranites appelée "série de caractères mixtes ou intermédiaires" sera ensuite reconnue par Capdevila *et al.* (1973); Corretgé *et al.* (1977).

Suite	groupe	SiO_2	CaO	A/CNK	Rb/Sr	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$	$(^{147}Sm/^{144}Nd)_i$	εNd_i	GTOMZ	ZCI (N Portugal)	ZAL
Calc-alcaline granodiorite	granodiorites précoces (G1)	60-73	0.5-5	0.9 - >1.15	0.2-2	0.7074-07084	0.0851-0.1187	-6.9 à -3.2	350-323	321-311	325
	granodiorites tardives (G4)	64-72	1.2-3	1 - 1.16	0.3-2	0.7079	0.1246-0.1482	-1.5	297-290	-	295-290
Alcaline granites peralumineux	granites à deux micas et leucogranites (G2+G3)	70-73	0.3-2	1.2-1.3	0.2-11	0.7010-0.7233	0.1196-0.1762	-9.5 à -3.4	325-315	325-300	320-310
	Leuco monzogranites tardifs	70-75	0.7-1.5	1.1-1.3	2- 8	-	-	-	290-280	-	305-285
Monzogranites à caractères mixtes	monzogranites	62-71	1.2-2.3		2-3.57	0.7050-0.7092	0.1240-0.1257	0.11 à -6.7	-	310-306	-

Tableau II-2: *Caractéristiques chimiques, géochimiques et gammes d'âges proposées pour les différentes suites magmatiques du NW de l'Ibérie. Références principales : Fernández-Suárez et al. (***2000***) pour la zone Ouest-Asturienne – Léonèse (ZAL) et la zone de Galice – Trás-os-Montes (GTOMZ), Azevedo & Nolan (***1998***), Dias et al. (***1998***), Valle Aguado et al. (***2005***) pour la zone Centro-Ibérique (ZCI, Nord Portugal). Les données isotopiques sont celles de Beetsma (***1995***), complétées par les références précédentes. L'écart entre les gammes d'âges proposées et les âges publiés (**Figure II-14**) pour le magmatisme de chaque série apparaît ici de façon flagrante.*

II-3.3.2 Les suites magmatiques, leur répartition spatiale et temporelle

La suite calco-alcaline des granodiorites s.l.

Cette suite montre un important champ de composition qui s'étend depuis le quartz-gabbro au granite *s.s.* Le type dominant est la granodiorite à biotite. Cette suite de granodiorites présente les caractéristiques de granitoïdes de type I telles que définies par Chappell & White (1974, 1992) mais en diffèrent généralement (Ortega & Gil Ibarguchi, 1990) par leur caractère leucocrate, péralumineux (dans la classification de Debon & Le Fort, 1983) et le fait qu'ils appartiennent généralement au type à Ilménite de Ishihara (1977). Ces granodiorites *s.l.* ont une composition métalumineuse à légèrement péralumineuse (CaO > 1,5 et K_2O ~ 4 poids %) et sont composées de quartz, feldspath potassique, plagioclases zonés à cœurs calciques (Andésine-Labrador), biotite ± hornblende ± muscovite ± cordiérite. Deux types de granodiorites *s.l.* sont reconnus, les granodiorites précoces et les granodiorites tardives (*e.g.* Capdevila, 1969; Capdevila *et al.,* 1973 et Capdevila & Floor, 1970).

Les granodiorites précoces (granitoïdes G1 de Capdevila, 1969) constituent des massifs syntectoniques de la déformation D2. Ils sont allongés parallèlement aux structures hercyniennes et montrent une forte association spatiale avec des zones de failles d'échelle crustale et de zones de cisaillement de moindre importance cartographique (par exemple le long de la zone de cisaillement de Malpica-Tuy, Llana-Fúnez & Marcos, 2001, le long des failles de Viveiro-Valdoviño, ou l'alignement A Silva – Negreira – Avíon, *Figure II-14-A*). Il s'agit de granodiorites *s.l.* porphyriques spatialement et temporellement associées avec des roches mafiques à ultramafiques (quartz-gabbros, quartz-diorites, hornblendites, pyroxenites, *etc*.).

Les granodiorites tardives (granitoïdes G4 de Capdevila, 1969) se présentent sous forme de vastes massifs subcirculaires recoupant les structures D3. Ces massifs sont essentiellement localisés dans la GTOMZ ou dans sa périphérie immédiate (*Figure II-14-D*). Ils ne sont généralement pas porphyriques mais montrent le même intervalle de composition que les granodiorites précoces et une association systématique avec des roches mafiques à ultramafiques.

La suite alcaline des granites péralumineux

Deux groupes sont distingués. Un groupe de granites à deux micas et leucogranites qui se rencontre sous la forme de très volumineux batholites (parfois de plus de 150 km de long) parallèles aux structures hercyniennes. Ces batholites sont majoritairement localisés dans la

GTOMZ ou sa périphérie immédiate (*Figure II-14-B*). Ces massifs sont fréquemment spatialement associés à des dômes de migmatites et présentent par rapport aux migmatites et à l'encaissant des caractères allochtones à autochtones (nombreuses enclaves d'encaissants, granites anatexiques, *e.g.* Capdevila *et al.*, 1973 et Capdevila & Floor, 1970). Ces granites sont du type S (Ortega & Gil Ibarguchi, 1990) tels que définis par Chappell & White (1974, 1992). Au sein de ce groupe, Capdevila *et al.* (1973) distinguent deux types de granites différents : i) les leucogranites alcalins (granites G2 de Capdevila, 1969) en massifs allongés allochtones ou autochtones syn- à post-D2. La paragenèse de ces leucogranites est quartz, feldspath potassique, albite, muscovite ± biotite ± andalousite ; ii) les granites à tendance calco-alcaline en massifs circonscrits allochtones post-D2 et légèrement postérieurs au métamorphisme régional (granites G3 de Capdevila, 1969). La paragenèse de ces granites est quartz, feldspath potassique, oligoclase, biotite, muscovite ± andalousite ± sillimanite ± cordiérite ± grenat. Les granites G2 sont spatialement associés à de très nombreuses manifestations tardi-magmatiques (aplites et pegmatites) et à des minéralisations filoniennes de type Sn-W et Au (*e.g.* Capdevila *et al.*, 1973; Capdevila & Floor, 1970.

Un second groupe de leucomonzogranites tardifs appartient à cette suite. Ce groupe est bien représenté dans la ZAL où les plutons forment de petites coupoles (Fernández-Suárez *et al.*, 2000) (*Figure II-14 D*). Les principaux éléments de géochimie et isotopes de cette série sont donnés dans le *Tableau II-2*.

La suite des monzogranites à caractère mixte

Cette dernière suite se compose de monzogranites porphyriques avec ou sans cordiérite formant des massifs zonés généralement tardi- à post-D3. Ces massifs sont essentiellement concentrés dans la ZCI sur un axe Nord du Portugal – région de Madrid (*Figure II-14 C*). Le faciès de bordure le plus commun est une monzonite à cordiérite passant en contact transitionnel avec des cœurs de massifs formés de granites à deux micas et des granites aplitiques. Les faciès monzogranitiques montrent par ailleurs de fréquents contacts transitionnels avec des granodiorites à biotite comportent des enclaves de tonalites. La paragenèse de ces massifs zonés est feldspath potassique, biotite ± muscovite ± cordiérite ± andalousite ± sillimanite ± grenat (*e.g.* Capdevila *et al.*, 1973; Corretgé *et al.*, 1977; Ugidos, 1990). Géochimiquement ils montrent des caractères intermédiaires entre les deux suites précédentes (Castro *et al.*, 2002).

II-4 Essai de synthèse des évènements dans le Nord-Ouest Ibérique

L'évolution tectonique du Nord-Ouest de l'Ibérie a été schématisée sur la *Figure II-15*. Cette figure amène les commentaires suivants :

- Le stade D0 responsable du métamorphisme HP produisant les éclogites n'est pas représenté.
- quatre stades de déformations successives sont reconnus dans l'ensemble des zones du NW Ibérique. Les deux premiers stades de déformation constituent vraissemblablement un continuum D1 *s.l.*
- Le magmatisme semble se développer à partir de D2 et pourrait être plus précoce dans la GTOMZ (*i.e.* ~350-340, *e.g.* Gallastegui 1993). Il reste cependant mal daté.
- En termes de volume, le magmatisme est le plus important lors des événements D3 et D4. Le magmatisme est donc majoritairement tardi-orogénique.
- Il existe une très forte zonation spatiale du magmatisme dans le NW de l'Ibérie (*Figure II-14*). Les granodiorites précoces (G1) se rencontrent dans tous les secteurs, le plus souvent localisés le long de failles crustales majeures. Inversement, les granites péralumineux (G2 + G3) sont majoritairements présents dans la zone la plus épaissie (GTOMZ) où les phénomènes d'anatexie ont été les plus importants. Les monzogranites à cordiérite de la série mixte s'alignent sur une structure hercynienne NW-SE allant du Nord du Portugal à Madrid. Enfin les granodiorites tardives (G4) sont essentiellements présentes dans la GTOMZ et dans son environnement immédiat.

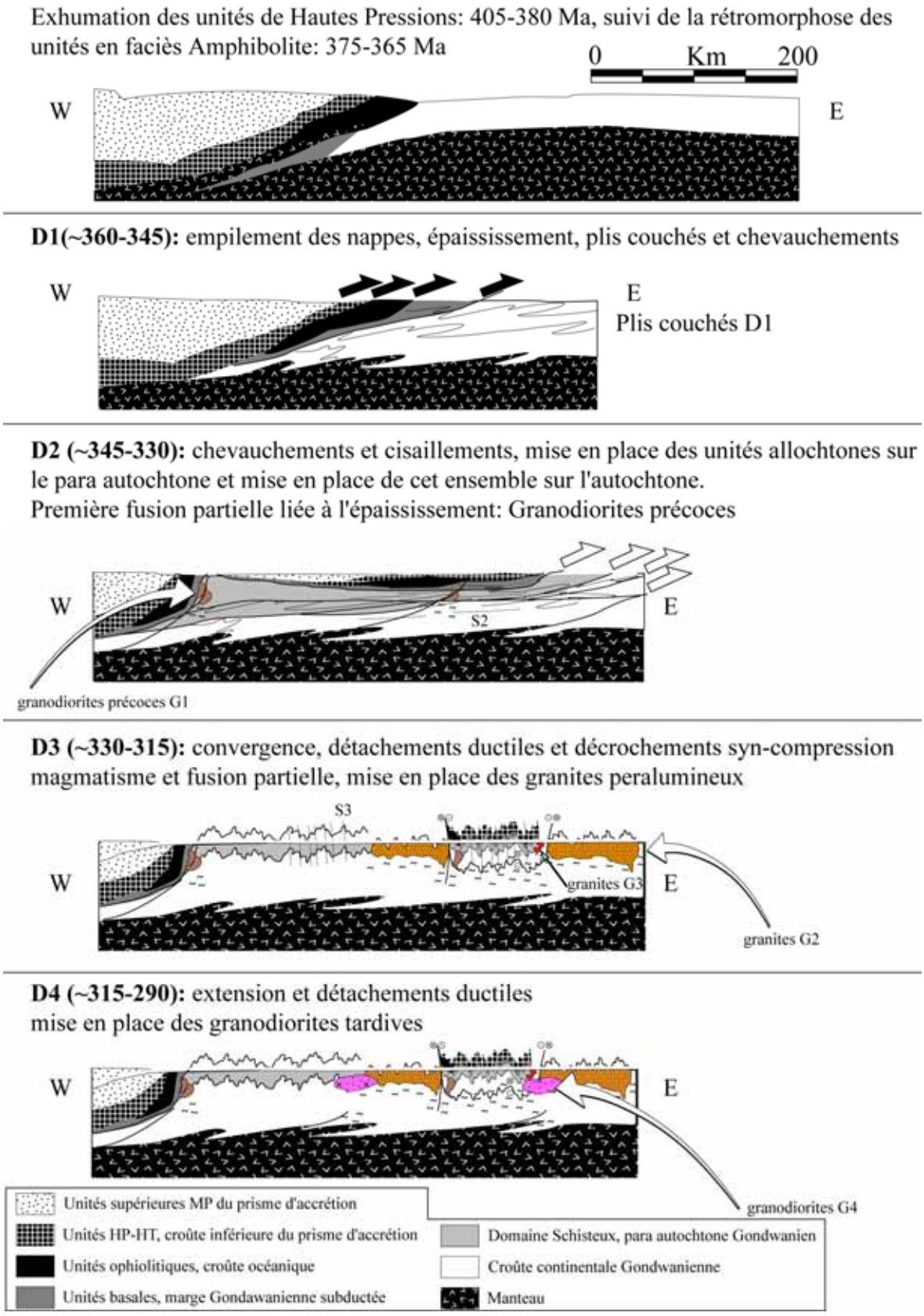


Figure II-15: *Coupes schématiques à l'échelle de la lithosphère qui montrent l'évolution possible de la déformation dans le Nord-Ouest de l'Ibérie. Adapté de Llana-Fúnez & Marcos (***2001***); Martínez Catalán et al. (***2002***). L'épaisseur des batholites a été exagérée pour une meilleure lisibilité. Les granitoïdes de la série mixte ne sont pas figurés.*

II-5 Répartition des minéralisations Au et Sn-W dans le NW de l'Ibérie

La distribution des minéralisations à or et étain-tungstène dans le Nord-Ouest de l'Ibérie semble suivre assez bien les grandes structures hercyniennes (*Figure II-16*). Cependant, alors que les gisements Sn-W se localisent dans les zones les plus épaissies (*i.e.* métamorphisées), les gisements Au se trouvent aussi bien dans les zones très métamorphiques (*e.g.* GTOMZ) que non métamorphiques (*e.g.* Est de la ZAL et ZC).

II-5.1 Minéralisations aurifères

II-5.1.1 Organisation spatiale des minéralisations

Les minéralisations aurifères se répartissent le long des structures hercyniennes dans l'ensemble des zones (*Figure II-16*). Cette répartition permet de définir un minimum de quatre principales ceintures aurifères grossièrement parallèles et d'orientation Nord-Sud. Ces quatre ceintures sont d'Ouest en Est (Spiering *et al.*, 2000) : i) la ceinture aurifère de Malpica (Corcoesto à Castromil) ; ii) la ceinture aurifère d'Oscos (Salave à Eria) ; iii) la ceinture aurifère de Navelgas (La Freita à Omañas) ; iv) la ceinture aurifère de Rio Narcea (Ortosa à El Valle). Ces ceintures sont localisées sur des zones de faille majeures et/ou des chevauchements au niveau desquelles se trouvent fréquemment de petits apex de granitoïdes (ZAL) ou d'importants batholites (GTOMZ).

Un autre groupe de gisements allant de Brués (Galice centrale) à Jales (Nord Portugal) suivent également un alignement NNW-SSE. Cependant, cet alignement, que l'on pourrait également qualifier de « ceinture aurifère » ne semble pas montrer de lien spatial fort avec une quelconque zone de faille majeure. Cette « ceinture », zone d'interêt de cette étude, se localise au sein de la GTOMZ entre deux très importants batholites de granite peralumineux dans un domaine fortement métamorphisé (nombreuses migmatites). Cette diversité d'environnement des minéralisations (à proximité de failles majeures ou non et/ou encaissées dans des granitoïdes et/ou des encaissant métapélitiques et/ou carbonatées) explique l'importante variété de types de minéralisations aurifères qui sont reconnues dans le Nord-Ouest Ibérique.

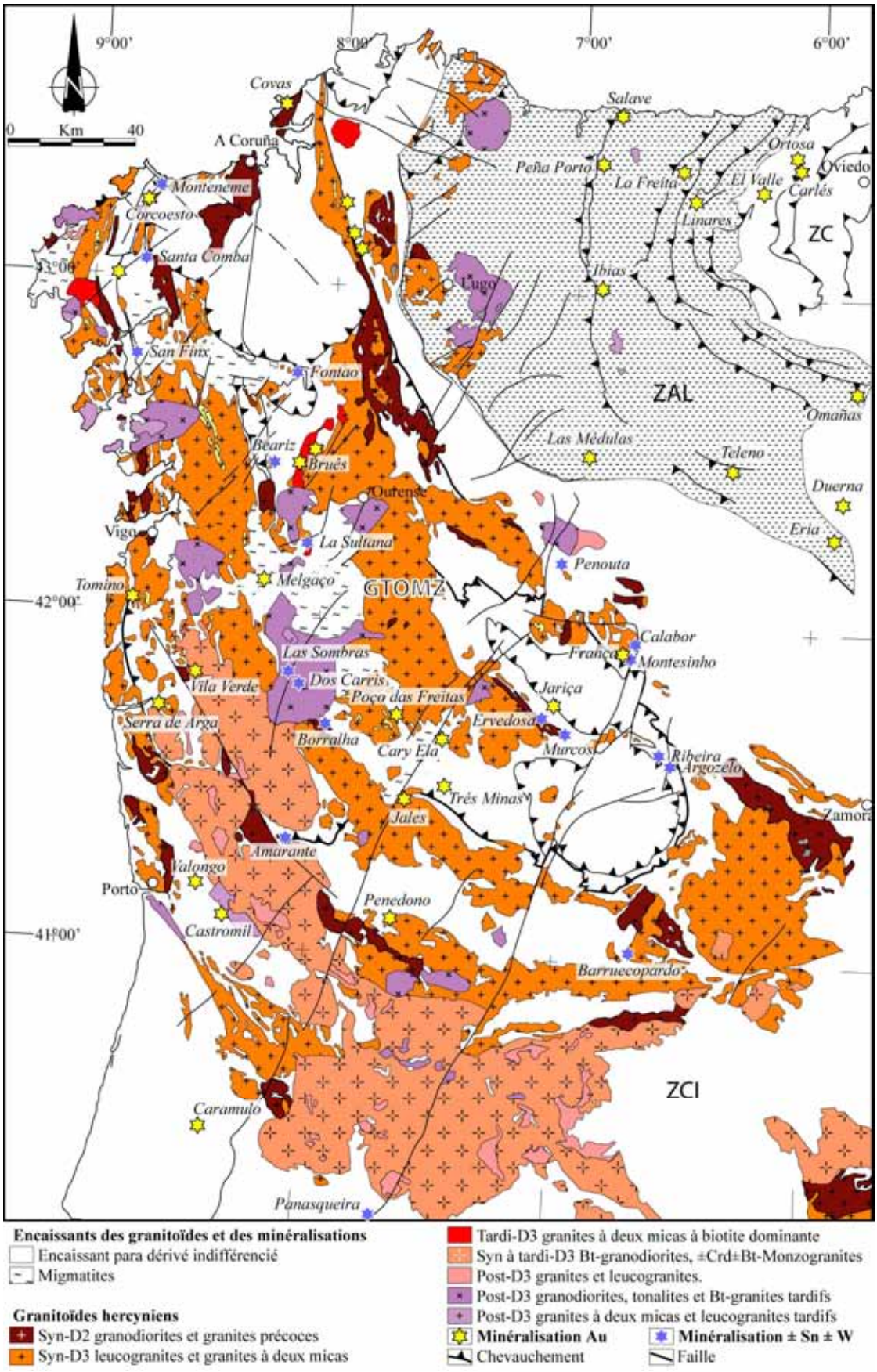


Figure II-16: *localisation des principales minéralisations à or et étain-tungstène primaires par rapport aux zones de cisaillements et aux différents types de granitoïdes dans le NW de l'Ibérie. Principales minéralisations*

*en Sn-W d'après Adam (***1987***); Derré & Roger (***1984***); Gumiel & Arribas (***1990***); Pierrel (***1984***) et en Au d'après Arias & Martín-Izard (***2000***); Gutierrez-Claverol et al. (***1991***); Noronha et al. (***2000***); Noronha & Ramos (***1993***); Spiering et al (***2000***).*

Ainsi, cinq types de minéralisations aurifères sont différenciés (Arias & Martín-Izard, 2000) : i) le type skarn ; ii) le type disséminé similaire au « type Carlin[12] » (*e.g.* Berger & Bagby, 1991) ; iii) le type veine aurifère mésothermale ; iv) le type associé à des intrusions magmatiques ; et v) le type placer[13]. Ce dernier ne sera pas décrit ici.

II-5.1.2 Les skarns aurifères

Les minéralisations de type skarn sont uniquement présentes dans les formations carbonatées de la limite entre la ZAL et la ZC (ceinture de Rio Narcea) et dans la ZC (districts d'Infiesto et de Palentien, Gutierrez-Claverol *et al.*, 1991). Il s'agit de skarns à cuivre-or (El Valle, Carlés, Carracedo-Estalaya) ou de skarn à or seul (Ortosa). Les skarns Cu-Au se sont développés au contact d'intrusions de quartz-monzonite ou de monzogranite à quartz-diorite calco-alcalins. Le skarn aurifère d'Ortosa est au contact d'une intrusion de quartz-monzodiorite. L'ensemble des intrusifs est de type I à caractère fortement réduit (Arias & Martín-Izard, 2000; Martín-Izard *et al.*, 2000a; Spiering *et al.*, 2000). L'emplacement de ces intrusions, fortement contrôlé par l'intersection de plusieurs systèmes de failles, est daté entre 305 ± 6 Ma (âge K-Ar sur biotite) et 297 ± 6 Ma (âge U-Pb sur zircon) (synthèses d'âges et références *in* Martín-Izard *et al.,* 2000a). Les skarns développés autour de ces intrusions sont des exoskarns calciques et/ou magnésiens. Les fluides formant la phase prograde des skarns sont des saumures magmatiques (NaCl + KCl > 50 poids %, température de 620 à 580°C par exemple à Carlés et Boinás, Martín-Izard *et al.*, 2000b). La paragenèse métallique est associée à la phase rétrograde des skarns (Martín-Izard *et al.*, 2000b). Le dépôt de l'or (electrum, maldonite) s'effectue en fin d'évolution du skarn. Il se trouve associé à des minéraux de bismuth, fréquemment déposés dans les fractures de sulfures plus précoces (arsénopyrite, Löllingite, pyrrhotite, Fuertes-Fuente *et al.*, 2000). Les fluides à l'origine de la minéralisation seraient issus de la démixion entre 420 et 360°C des saumures magmatiques de la phase prograde (Arias & Martín-Izard, 2000; Martín-Izard *et al.*, 2000a). Ils seraient donc de deux types : un premier riche en CO_2 et CH_4 et un second aqueux fortement salé, tous les deux

[12] Le type Carlin fait référence à des minéralisations disséminées dans des encaissants non métamorphiques en contexte extensif (basin and range). Ce type à part, non traité au chapitre précédent, a été défini dans le Nevada (USA).

[13] Les placers n'étant pas des gîtes primaires, leur description ne sera pas abordée ici. Le lecteur est renvoyé à Arias & Martín Izard (2000) et aux références s'y trouvant.

évoluant vers des fluides aqueux peu salés de plus faible température (360 à 270°C), moment où interviendrait le dépôt de l'or. La minéralisation de Boinás a été datée par méthode potassium-argon sur micas à 302 ± 9 Ma (Martín-Izard *et al.*, 2000a).

II-5.1.3 Les minéralisations aurifères similaires au «type Carlin »

Le gisement aurifère de Salmón situé en zone cantabrique ainsi qu'une partie tardive de la minéralisation de El Valle (ceinture de Rio Narcea) sont considérés comme étant similaires au « type Carlin » (Arias & Martín-Izard, 2000; Crespo *et al.*, 2000). En effet, le gisement de Salmón (Crespo *et al.*, 2000) se situe sur une zone de faille importante (Faille de Léon) et se présente sous la forme de disséminations et de veines composées de sulfures fins (pyrite, pyrite arseniée, arsénopyrite) noyés dans une matrice de quartz-calcédoine. Les sulfures contiennent de l'or sub-microscopique. Une intense altération est associée à la minéralisation (décarbonatisation, dolomitisation, silicification et argilitisation). Deux principales phases de minéralisation et d'altération sont reconnues avec une première phase liée à des fluides aqueux peu salés à 241-148°C et une seconde liée à des fluides salés à 123 - 86°C. La première phase de minéralisation a été datée à 269 ± 5 Ma (Crespo *et al.*, 2000).

Une phase tardive dans le gisement d'El Valle se caractérise par une réactivation de zones de fractures favorisant l'emplacement de dykes porphyriques et diabasiques générant une intense altération des encaissants (intrusion, skarn et séries sédimentaires). Les altérations sont une silicification, carbonitisation, séricitisation, chloritisation et serpentinisation suivant la nature du protolithe. La minéralisation associée se présente sous forme de veines et brêches de quartz et jaspéroïde à petits sulfures disséminés (pyrite, arsénopyrite, sulfures à métaux de base et sulfosels). Les fluides associés sont aqueux très peu salés et de faible température (250 à 150°C). La minéralisation est datée indirectement par les dykes entre 285 ± 4 et 255 ± 5 Ma.

II-5.1.4 Le type "veine aurifère mésothermale"

Il existe une très grande variété de veines aurifères souvent spatialement associées à de grandes zones de failles probablement d'échelle crustale comme cela a été décrit dans le type aurifère mésothermal archéen (cf. Chapitre I). Ces veines sont observées aussi bien dans des encaissants para dérivés et/ou des granitoïdes. Les minéralisations d'Ibias (Asturies, Arias *et al.*, 1993; Arias & Martín-Izard, 2000) localisées sur la grande faille d'Oscos-Ibias, ou celles de Valongo (Portugal, Combes *et al.*, 1992) sont de bons exemples de veines aurifères formées dans un encaissant sédimentaire à proximité d'une zone de faille. Ces minéralisations se présentent sous forme de veines polyphasées montrant la séquence quartz-arsénopyrite,

sulfures à métaux de base, or et sulfosels localisés dans des systèmes complexes de failles normale et/ou décrochantes qui affectent les quartzites de l'Ordovicien (Arias *et al.*, 1993). D'autres veines similaires s'observent également le long de la ceinture aurifère de Malpica et des failles de Viveiro et Valdoviño (*Figure II-16*, Arias & Martín-Izard, 2000; Spiering *et al.*, 2000). Le long de ces grandes zones de failles, les minéralisations sont parfois contenues dans des granitoïdes. Il s'agit en général des granites péralumineux (G2, G3) ou des granitoïdes de la série mixte. Malgré les liens spatiaux qui existent entre ces minéralisations et ces granites, plusieurs études portant sur la chimie des fluides ont montré une absence de contribution magmatique dans les fluides à l'origine des gisements. Cette absence de lien génétique à été mise en évidence le long de la ceinture aurifère de Malpica notamment pour les gisements de Corcoesto, Tomiño (Barakat, 1995; Boiron *et al.*, 2003; Boiron *et al.*, 1996), Castromil (Vallance *et al.*, 2003) et Penedono (Noronha *et al.*, 2000).

II-5.1.5 Les minéralisations aurifères encaissées dans les granites

La minéralisation de Salave située dans la ZAL est la plus connue (*e.g.* Lang & Baker, 2001, *Figure II-16* et *Figure II-17*). Les zones minéralisées se localisent au toit d'une petite coupole granodioritique de type I qui intrude une série siliciclastique cambro-ordovicienne. Cette coupole de granodiorite ne représente qu'une petite partie du complexe intrusif de Porcia composé de gabbros. La minéralisation se présente sous forme de lentilles d'altération irrégulière d'axe NS à NW – SE et à faible pendage Ouest ou subhorizontales. La minéralisation aurifère est au sein de ces lentilles. L'altération est à albite-séricite-carbonates et sulfures disséminés à or sub-microscopique (arsénopyrite en fines aiguilles, pyrite). Il existe également des veines stériles de quartz-carbonates-molybdénite.

En dehors de ce gisement **disséminé** dont l'origine magmatique n'est cependant pas clairement et définitivement démontrée[14], il existe plusieurs gisements **filoniens** spatialement associés à des granitoïdes et surtout localisés en dehors de grandes zones de failles. Il s'agit notamment des gisements filoniens des districts de Jales, Penedono et Brués (cette étude). Les gisements de Jales et Penedono sont parfois cités comme exemples de gisements pouvant présenter une origine magmatique (*e.g.* Lang & Baker, 2001).

[14] Comme d'ailleurs pour tous les gisements de ce nouveau type, voir chapitre I

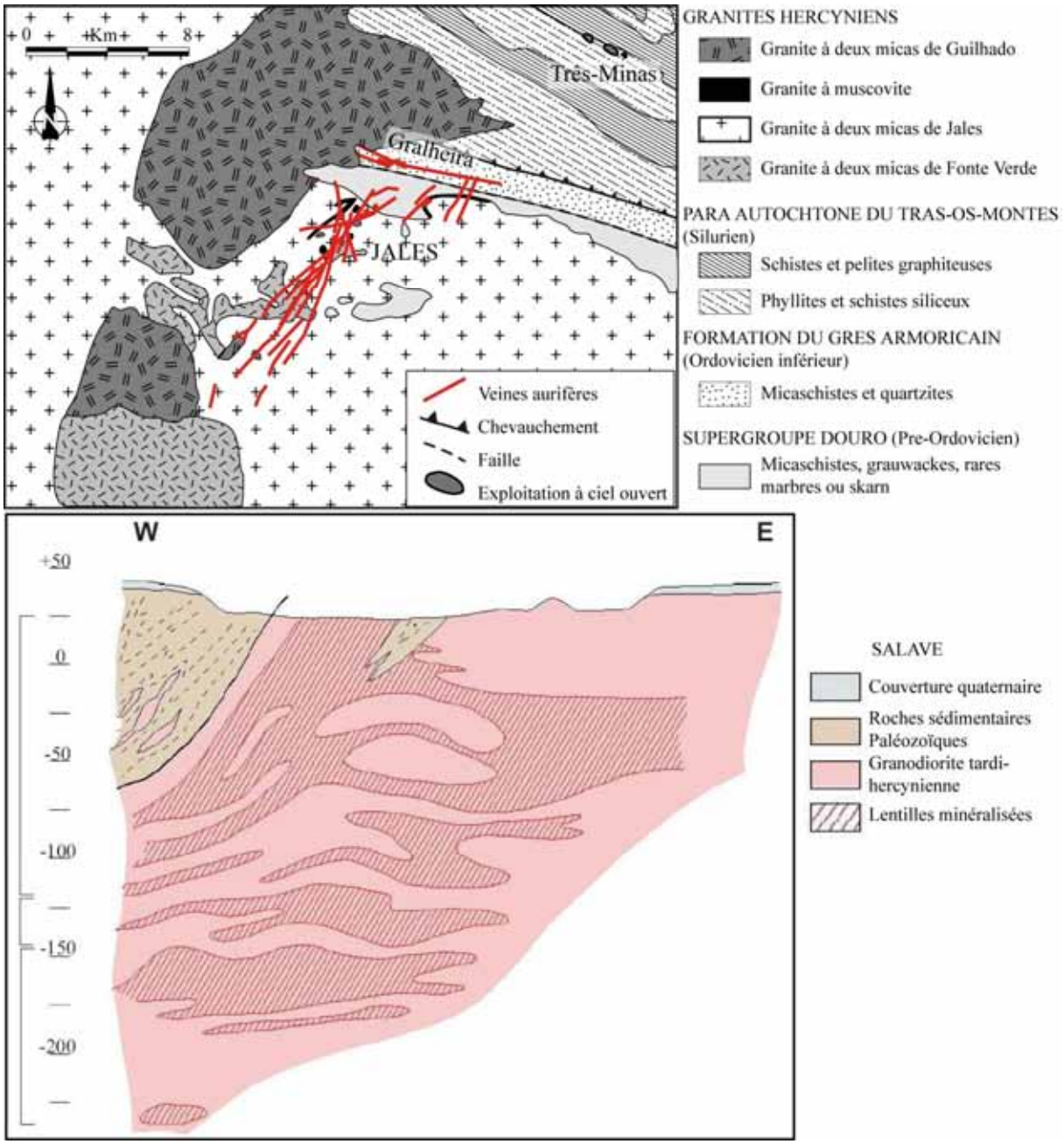


Figure II-17: *Illustration des différences entre les minéralisations aurifères de Jales (Nord Portugal) localisées dans des filons recoupant le granite (vue en carte d'après St. Elias Mines Ltd, www.steliasmines.com) et les lentilles d'altération hydrothermale à minéralisation disséminée dans la granodiorite de Salave (Asturies). Vue en coupe d'après Agnerian (***2004***).*

Ces gisements se localisent sur une bande, grossièrement Nord-Sud, depuis la Galice centrale jusqu'au Nord du Portugal (« ceinture de Brues-Jales », cf. *supra*, *Figure II-16*) où se trouvent également de nombreuses minéralisations en étain-tungstène spatialement associées aux granites péralumineux (G2). Ces gisements d'or filonien sont spatialement associés à de petites coupoles de granitoïdes recoupés par des veines minéralisées polyphasées (arsénopyrite, sulfures à métaux de base, minéraux de bismuth et or). Il existe toujours un

débat sur l'origine magmatique ou non de ces minéralisations (cf. chapitre I). En effet si l'on prend l'exemple de Jales, des datations réalisées par Neiva *et al.* (1995) sur les granitoïdes (granites datés de 320 ± 6 Ma à 308,1 ± 1,5 Ma par méthode Rb-Sr et datés à 300,7 ± 2,8 Ma par méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$) et les halos d'altération des minéralisations (âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ à 303,0 ± 2,8 Ma) montrent un faible écart entre les deux (Neiva *et al.*, 1995), supposant un lien génétique. D'un autre côté les études d'inclusion fluide indiquent des fluides métamorphiques et l'absence de fluides magmatiques (*e.g.* Noronha *et al.,* 2000).

II-5.2 Minéralisations filoniennes à étain-tungstène, pegmatites et granites à métaux rares

Il existe une grande diversité de ces minéralisations dans le secteur Nord-Ouest de l'Ibérie. Cependant, toutes se concentrent dans les zones où le métamorphisme, l'anatexie et les granitoïdes sont importants et abondants (*Figure II-16*). De manière identique au Massif Central Français, on retrouve dans le Nord-Ouest Ibérique : i) de petites coupoles de granites fortement évoluées à métaux rares (*e.g.* le microgranite albitique d'Argemela à Li, P, Sn situé à proximité de Panasqueira, Portugal, Charoy & Noronha, 1996) ; ii) d'importants champs de pegmatites à métaux rares spatialement associées aux granites péralumineux (G2) (*e.g.* pegmatites à béryl et pegmatites albite-spodumène des secteurs de Forcarei-Lalín-Couzo en Galice centrale, Fuertes-Fuente & Martín-Izard, 1998 ou des secteurs de Alvarrões, Almendra et Covas de Barroso au Portugal, Charoy & Noronha, 1999) ; iii) beaucoup de petites coupoles de leucogranites péralumineux auxquelles sont spatialement associées des minéralisations filoniennes Sn-W (nombreux exemples et références *in* Derré & Roger, 1984). Ces coupoles de leucogranites appartiennent principalement à la suite alcaline des granites peralumineux (G2, *Tableau II-2*) mais il existe aussi de nombreuses coupoles de ce type mise en place à la suite des monzogranites à cordiérite, c'est-à-dire appartenant à la série mixte. Par ailleurs de nombreuses coupoles minéralisées s'observent dans ou à proximité immédiate de grande zone cisaillantes (*e.g.* Malpica-Tuy) où la déformation régionale contrôle la mise en place de la coupole et des minéralisations associées (*e.g.* Monteneme, Santa Comba, Cuenin & Gagny, 1988).

II-5.3 Bilan sur les minéralisations Au et Sn-W dans le Nord-Ouest Ibérique

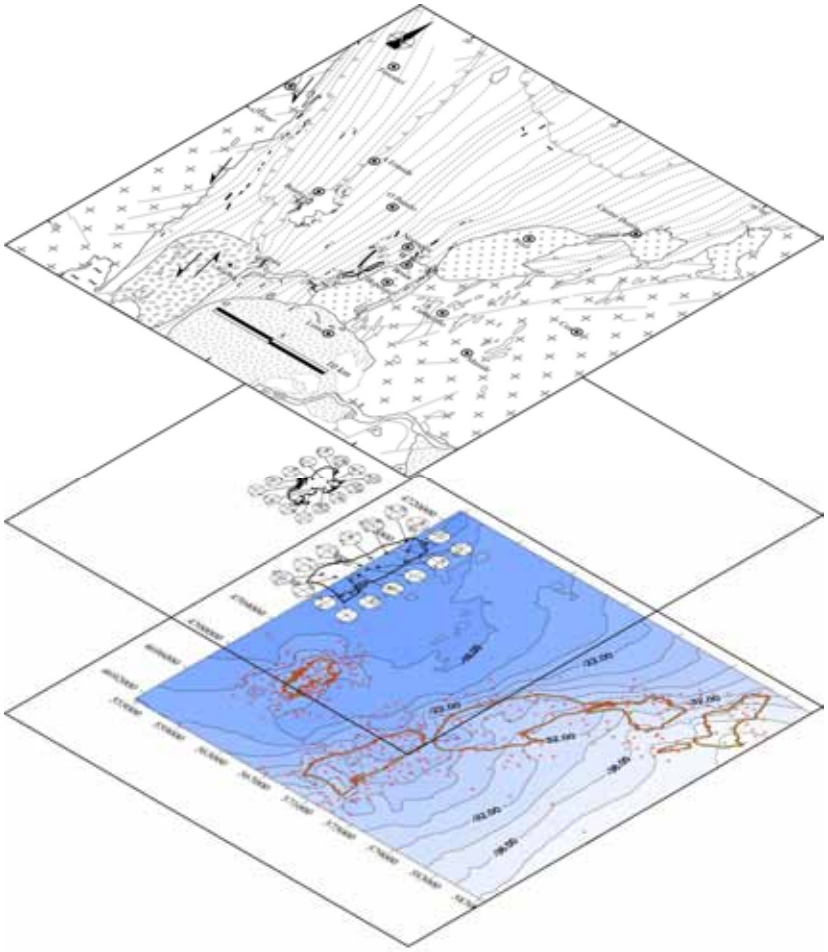
La grande diversité des minéralisations aurifères du Nord-Ouest de l'Ibérie fait que l'on rencontre sur ce seul secteur les principaux types de gisements à Au et Sn-W actuellement reconnus (cf. Chapitre I). En effet, les minéralisations se présentant sous forme de veines aurifères mésothermales encaissées dans des granitoïdes ou des roches paradérivées

spatialement associées aux grandes zones de failles appartiennent au type « or orogénique ». Par ailleurs, l'existence de minéralisations spatialement associées à des granitoïdes appartenant au type récemment décrit comme « reduce intrusion-related gold deposits » est reconnu dans le Nord-Ouest Ibérique (Salave). Il y existe également d'autres gisements aurifères spatialement associés à des granitoïdes (*e.g*. Jales, Brués) mais qui à la différence de Salave (minéralisation disséminée), montrent une minéralisation filonienne recoupant les corps magmatiques. Ces granites et leurs minéralisations associées présentent par ailleurs la particularité de ne pas être situés à proximité immédiate de grandes zones de failles, à la différence des gisements classés « or orogénique ». Un intérêt supplémentaire vient du fait que ces minéralisations aurifères associées à ces granites se trouvent dans une province stanno-wolframifère exploitée depuis l'antiquité pour ses importantes et nombreuses minéralisations filoniennes et ses pegmatites. Cette province offre donc la remarquable possibilité de comparer les deux minéralisations Au, Sn-W et leurs divers sous-types (filons, pegmatites, granites albitiques) dans une même zone et ainsi d'apporter des nouveaux éléments à la compréhension de la genèse et de l'évolution de ces systèmes en contexte tardi-orogénique. Elle a donc été choisie pour faire l'objet d'une étude pluridisciplinaire qui sera présentée et détaillée dans les chapitres suivants.

* * * * *

Chapitre III

ETUDE PETRO-STRUCTURALE DES GRANITES ET DE LEUR ENCAISSANT - APPORTS DES ANALYSES STRUCTURALES ET GEOPHYSIQUES



III-1 Présentation de la zone d'étude

III-1.1 Localisation

La zone d'étude se situe au cœur du domaine schisteux de la GTOMZ, à environ 80 Km à l'Est de Vigo, à cheval sur les provinces de Pontevedra et d'Ourense (*Figure III-1*). Elle s'étend sur environ 55 x 40 Km, soit approximativement le quadrilatère formé par les villes d'Ourense (SE), Avión (SW), Forcarei (NW) et Chantada (NE).

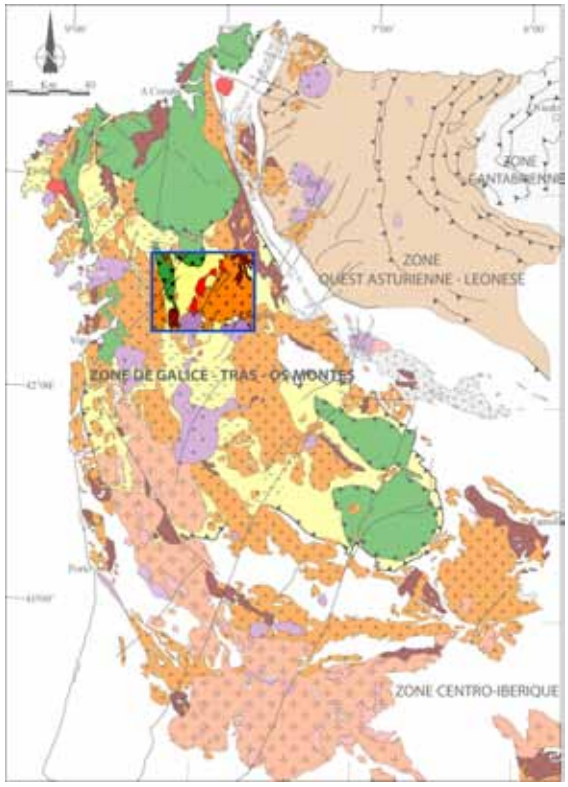


Figure III-1: *Localisation de la zone d'étude au cœur du Domaine Schisteux de la Zone de Galice – Trás-os-Montes. Modifié d'après la carte géologique de la Péninsule Ibérique 1 : 1 000 000 (1994)*

III-1.2 Schéma structural, objets géologiques et liens spatiaux avec les minéralisations

III-1.2.1 Présentation

La zone d'étude se présente sous la forme d'un trapèze d'unités para dérivées métamorphiques, appelé le Domaine Schisteux de Galice Centrale (DSGC, Marquínez García, 1981, 1984), intrudé par cinq générations de granitoïdes. De nombreuses manifestations d'aplite et de pegmatite sont également présentes dans les unités métamorphiques.

III-1.2.2 Les unités para dérivées

Ainsi que présenté au paragraphe II-3.2.3, le DSGC présent sur la zone d'étude comprend trois unités principales. Structuralement de haut en bas on reconnaît : i) l'unité basale des nappes allochtones en contact chevauchant sur le Domaine Schisteux para autochtone. Le contact entre ces deux unités est marqué par le chevauchement de Lalín-Forcarei qui recoupe le flanc inférieur du pli couché de Lalín affectant l'unité basale du complexe allochtone ; ii) le para autochtone constitué de deux groupes, de haut en bas, le groupe de Paraño et le groupe de Nogueira ; iii) l'autochtone de la ZCI.

La reconnaissance des limites du para autochtone par rapport à celles de l'autochtone sont actuellement problématiques dans le secteur d'étude.

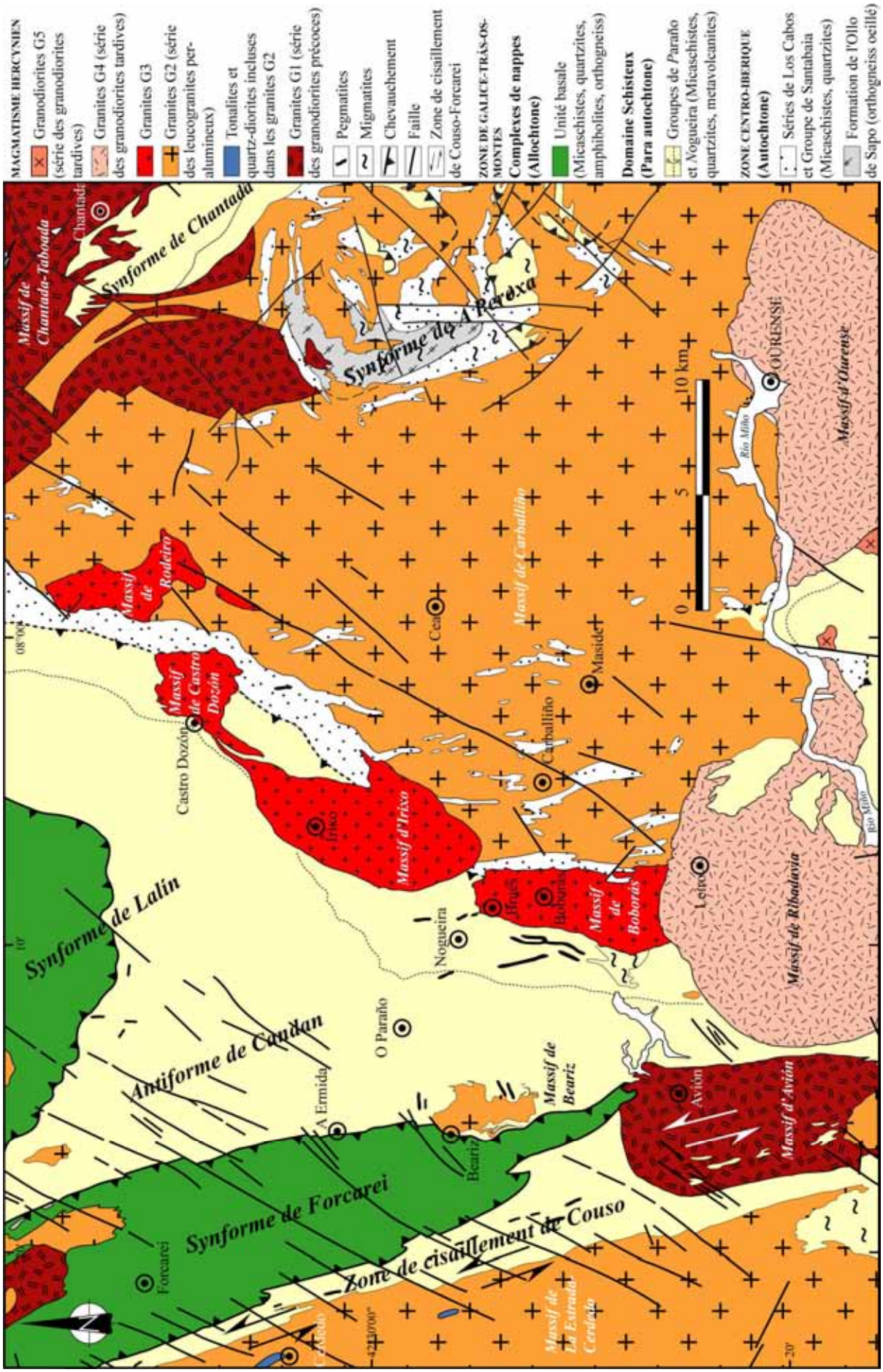

MAGMATISME HERCYNIEN
Granodiorites G5 (série des granodiorites tardives)
Granites G4 (série des granodiorites tardives)
Granites G3
Granites G2 (série des leucogranites per-alumineux)
Tonalites et quartz-diorites incluses dans les granites G2
Granites G1 (série des granodiorites précoces)
Pegmatites
Migmatites
Chevauchement
Faille
Zone de cisaillement de Couso-Forcarei
ZONE DE GALICE-TRÁS-OS-MONTES
Complexes de nappes (Allochtone)
Unité basale (Micaschistes, quartzites, amphibolites, orthogneiss)
Domaine Schisteux (Para autochtone)
Groupes de Paraño et Nogueira (Micaschistes, quartzites, metavolcanites)
ZONE CENTRO-IBERIQUE (Autochtone)
Séries de Los Cabos et Groupe de Santabaia (Micaschistes, quartzites)
Formation de l'Ollo de Sapo (orthogneiss oeillé)
Synforme de Chantada
Massif de Chantada-Taboada
Chantada
Synforme de A Peroxa
Massif de Rodeiro
Massif de Castro Dozón
Castro Dozón
Massif d'Irixo
Irixo
Massif de Carballiño
Ceá
Carballiño
Maside
Massif de Boborás
Boborás
Nogueira
Leiro
Massif de Ribadavia
Río Miño
OURENSE
Massif d'Ourense
0
5
10 km
Synforme de Lalín
Antiforme de Cañdan
O Paraño
A Ermida
Massif de Beariz
Beariz
Avión
Massif d'Avión
Synforme de Forcarei
Forcarei
Zone de cisaillement de Couso
Massif de La Estrada
Cerdedo
08°00'
10'
20'
42°00'

Figure III-2: *Carte géologique de la zone d'étude modifiée d'après Barrera Morate et al. (***1988***), Marcos & Llana Fúnez (***2002***) pour la partie Nord-Est de la carte, González Cuadra (***1996***) pour le massif de Beariz et données personnelles.*

Le para autochtone et l'autochtone dans la zone d'étude

Ainsi que détaillé au paragraphe II-3.2.3, la cartographie et la structure interne du para autochtone ont été revues récemment par plusieurs auteurs (Marcos & Farias, 1999; Marcos & Llana Fúnez, 2002; Valverde-Vaquero *et al.*, 2005). Dans le Nord-Est du secteur d'étude (région de Chantada), Marcos & Llana Fúnez (2002) ont réalisé un important travail de cartographie les ayant conduit à réinterpréter un important ensemble para dérivé comme étant la Série de Los Cabos et les orthogneiss oeillés de la Formation de l'Ollo de Sapo qui appartiennent toutes deux à l'autochtone de la ZCI. Cet ensemble para dérivé était précédemment considéré comme étant le groupe de Santabaia, rattaché au para autochtone Barrera Morate *et al.* (1988, 1989). Marcos & Llana Fúnez (2002) ont par ailleurs identifié un contact chevauchant entre le para autochtone et l'autochtone de la ZCI, y compris à proximité immédiate du secteur d'étude. Barrera Morate *et al.* (1988, 1989) ayant reconnu la présence du groupe de Santabaia, notamment sous forme d'une longue bande le long des massifs granitiques sur le côté Est du DSGC (voir *Figure III-2*), cela suppose qu'il existe un contact chevauchant dans cette zone. Néanmoins, ceci ne demeure qu'une hypothèse car : i) il est très difficile de distinguer le para autochtone des séries autochtones puisque cette distinction repose essentiellement sur la présence et la reconnaissance de niveaux volcano-sédimentaires plus nombreux dans l'autochtone (caractéristique du groupe anciennement nommé Santabaia) ; ii) le contact chevauchant entre le para autochtone et l'autochtone a subit des évènements de plissements, métamorphisme, fusion partielle et transposition de schistosité après son fonctionnement et est donc difficile à mettre en évidence sur le terrain (Marcos & Llana Fúnez, 2002), tout comme le chevauchement de Lalín-Forcarei ; iii) nos observations personnelles ne nous ont pas permis de mettre ce chevauchement en évidence. Pour ces raisons ce chevauchement a été mis en pointillé dans ce secteur sur la carte de la *Figure III-2*. Cependant, on remarque qu'un alignement de petites coupoles granitiques jalonne ce chevauchement probable. Ceci suggère qu'il pourrait effectivement exister un plan d'anisotropie ou de faiblesse de la pile métamorphique qui pourrait précisément être ce plan de chevauchement.

III-1.2.3 Les granitoïdes

Au moins cinq générations de granitoïdes sont reconnues dans le secteur d'étude (Barrera Morate *et al.,* 1988, 1989 et *Figure III-2*). L'état de déformation, la forme cartographique et les relations de recoupements permettent d'établir un ordre chronologique d'emplacement de ces granitoïdes, nommés G1 à G5 du plus ancien au plus récent. Ainsi, on distingue (Barrera Morate *et al.,* 1988, 1989) : i) les massifs G1 constitués de granites porphyriques à biotite dominante et à enclaves de tonalites et quartz-diorites. Ces massifs se présentent sous la forme d'intrusions allongées sur un grand axe Nord-Sud et sont affectés par des bandes de cisaillement sénestres. Il s'agit notamment des massifs d'Avión et de Chantada ; ii) les massifs G2 constitués de granites à deux micas et de leucogranites. Ces massifs se présentent sous formes de très volumineux batholites plus ou moins allongés N-S, ou alors sous forme de petites coupoles isolées également de grand axe Nord-Sud. Il s'agit notamment des massifs de Carballiño, La Estrada-Cerdedo et du massif de Beariz ; iii) les massifs G3 constitués de granites à deux micas à biotite dominante. Ces massifs se présentent sous forme d'un alignement NE-SW de petites coupoles orientées Nord Sud. Il s'agit des massifs de Boborás, Irixo, Castro Dozón et Rodeiro ; iv) les massifs G4 sont constitués de granites à biotite dominante contenant des enclaves de tonalites et de quartz-diorites. Ils forment d'importants massifs subcirculaires recoupant les structures précédentes. Il s'agit des massifs de Ribadavia et Ourense. Enfin les massifs G5 sont des granodiorites porphyriques à matrice microcristalline de biotite-amphibole et à abondantes micro enclaves d'encaissants de nature très variée (micaschistes, quartzites, granites à deux micas). Ils présentent localement une texture brèchique. Ces massifs se présentent sous forme de très petites coupoles au maximum de 6 km^2 uniquement au Sud des massifs G4 et pourraient s'être mis en place en conditions subvolcaniques. Ils sont très peu représentés sur notre zone d'étude.

L'appartenance de ces différentes générations de granitoïdes aux trois principales séries magmatiques reconnues dans le Nord Ouest Ibérique a été réalisée notamment par Capdevila *et al.* (1973) et Castro *et al.* (2002) (cf. *Tableau II-2*). Ainsi dans le secteur d'étude les granitoïdes G1, G4 et G5 appartiennent à la série des granodiorites et granites calco-alcalins. Au sein de cette série, les G1 appartiennent aux granodiorites précoces *s.l.* alors que les G4 et G5 appartiennent aux granodiorites tardives *s.l.* Les granites G2 et G3 appartiennent eux à la série des granites peralumineux. Les granitoïdes de la série « mixte », qui seraient intercalés entre les G 2-3 et les G 4, sont absents de la zone d'étude, ainsi la numérotation des granitoïdes du secteur d'étude est identique à celle de Capdevila (1969).

Le problème des zones migmatitiques et des faciès « granitiques » associés

A l'extrémité Sud-Ouest du secteur d'étude affleure une zone fortement migmatitique. Cette zone s'étend et se poursuit dans un vaste domaine situé immédiatement au Sud du secteur d'étude. Ces zones migmatitiques comportent une très grande variété de faciès depuis des micaschistes migmatitiques jusqu'à des faciès granitiques très hétérogènes à vastes enclaves de micaschistes migmatitiques et d'orthogneiss interprétés comme anté-hercyniens.

Ces zones de migmatites ont été très diversement considérées par les cartographes : migmatites dans les cartes au 1 : 50 000ème ; granites inhomogènes, appelés massifs de La Cañiza et Celanova, dans des travaux plus récents (Barrera Morate *et al.,* 1988, 1989). Dans la présente étude, ces zones seront considérées comme des zones de migmatites *s.l.*

III-1.2.4 Structuration actuelle du secteur d'étude

Observée à l'échelle cartographique, la zone d'étude apparaît sous la forme d'une succession d'antiformes et de synformes d'axes NNW-SSE (*Figure III-2*). Cette structuration résulte de la dernière phase de compression D3 (Barrera Morate *et al.*, 1989). Les différentes unités para dérivées sont préservées au sein des vastes synformes, lesquelles sont affectées par des plissements d'ordre inférieur. Ces mêmes plissements d'ordre inférieur des structures antiformes permettent la préservation de septas d'unités para dérivées au sein des très vastes batholites de granites dont la mise en place est surtout localisée au cœur des vastes structures antiformes (Barrera Morate *et al.*, 1989).

III-2 Analyse structurale

III-2.1 Etude pétro-structurale de l'encaissant

III-2.1.1 Nature de l'encaissant

Le Domaine Schisteux de Galice Centrale (DSGC) est essentiellement constitué d'un ensemble relativement homogène de schistes et micaschistes. Il s'agit le plus souvent de micaschistes gris, sombres et graphiteux. Suivant les groupes considérés, des quantités variables d'intercalations de différents types de niveaux grèseux, grauwackeux, amphibolitiques ou ortho dérivés sont observés (*Figure III-3*). Dans le secteur d'étude, il existe entre 3 et 4 groupes différents :

1) **Le groupe de Nogueira** est uniquement présent le long du flanc Ouest du massif de Carballiño. Ce groupe est constitué de micaschistes quartzeux sombres très graphiteux.

Localement il s'agit d'ampélites notamment à proximité du contact avec le groupe sus-jacent de Paraño. La série présente également de nombreux niveaux quartzo-feldspathiques. Deux principaux types d'intercalations ont été observés : i) des bancs de quartzites graphiteux de puissance centimétrique à plurimétrique qu'il est possible de suivre sur plusieurs centaines de mètres ; ii) des niveaux siliceux très sombres apparaissant fréquemment sous forme de lentilles d'extension latérale réduite (de l'ordre d'une dizaine de mètres). Les bancs cartographiques de quartzite graphiteux sont surtout présents le long des flancs Ouest des massifs granitiques G3 (Observés notamment à Ponte Barro, Nogueira, et au contact Ouest du massif de Castro Dozón, voir *Figure III-3*). Ils sont constitués essentiellement de quartz, biotite, muscovite, plagioclase et apatite. Du fait de la présence de lits de muscovites, on peut qualifier ces quartzites graphiteuses de psammites. Les niveaux siliceux lenticulaires sont beaucoup moins fréquents. Ils sont notamment observés le long de la route nationale Ourense-Pontevedra entre Brués et Nogueira. Leur minéralogie et chimie sont très différentes des niveaux précédents et seront détaillées ci-après dans le paragraphe sur les niveaux volcano-sédimentaires.

2). **Partie inférieure du groupe de Nogueira <u>ou</u> autochtone** (ancien groupe dénommé Santabaia). L'étude de la partie inférieure du groupe de Nogueira est plus problématique sur le secteur d'étude. En effet, le degré de métamorphisme est très important le long du flanc Ouest du massif de Carballiño, avec la présence de sillimanite et parfois de feldspath potassique. Cette zone est par ailleurs intrudée par de très nombreux corps d'aplites et de pegmatites et par de petites lames de leucogranites parallèles à la schistosité S2. Ainsi qu'expliqué au point III-1.2 ci-dessus, il est particulièrement difficile d'établir s'il existe une bande de micaschistes le long du flanc Ouest du massif de Carballiño correspondant à l'ancien groupe de Santabaia (c'est-à-dire à l'autochtone) ou s'il s'agit de la base du groupe de Nogueira. Cependant, nous avons observé localement des zones de gneiss plus ou moins migmatitiques d'âge indéterminé le long du flanc Sud-Ouest du massif de Boborás (vallées du Río Viñao et du Río Avia, à proximité de Salón). Des gneiss similaires mais de plus grande extension existent plus au Sud du secteur d'étude dans l'autochtone près de Celanova. De telles zones de gneiss n'étant pas décrites dans la littérature pour les groupes de Nogueira et de Paraño, il semble possible de les relier à l'autochtone qui serait alors présent sur le flanc Sud-Ouest du massif de Boborás, à la faveur de la fenêtre topographique créé par les Vallées des Río Viñao et Avia. Ce point mérite toutefois d'être accepté avec prudence.

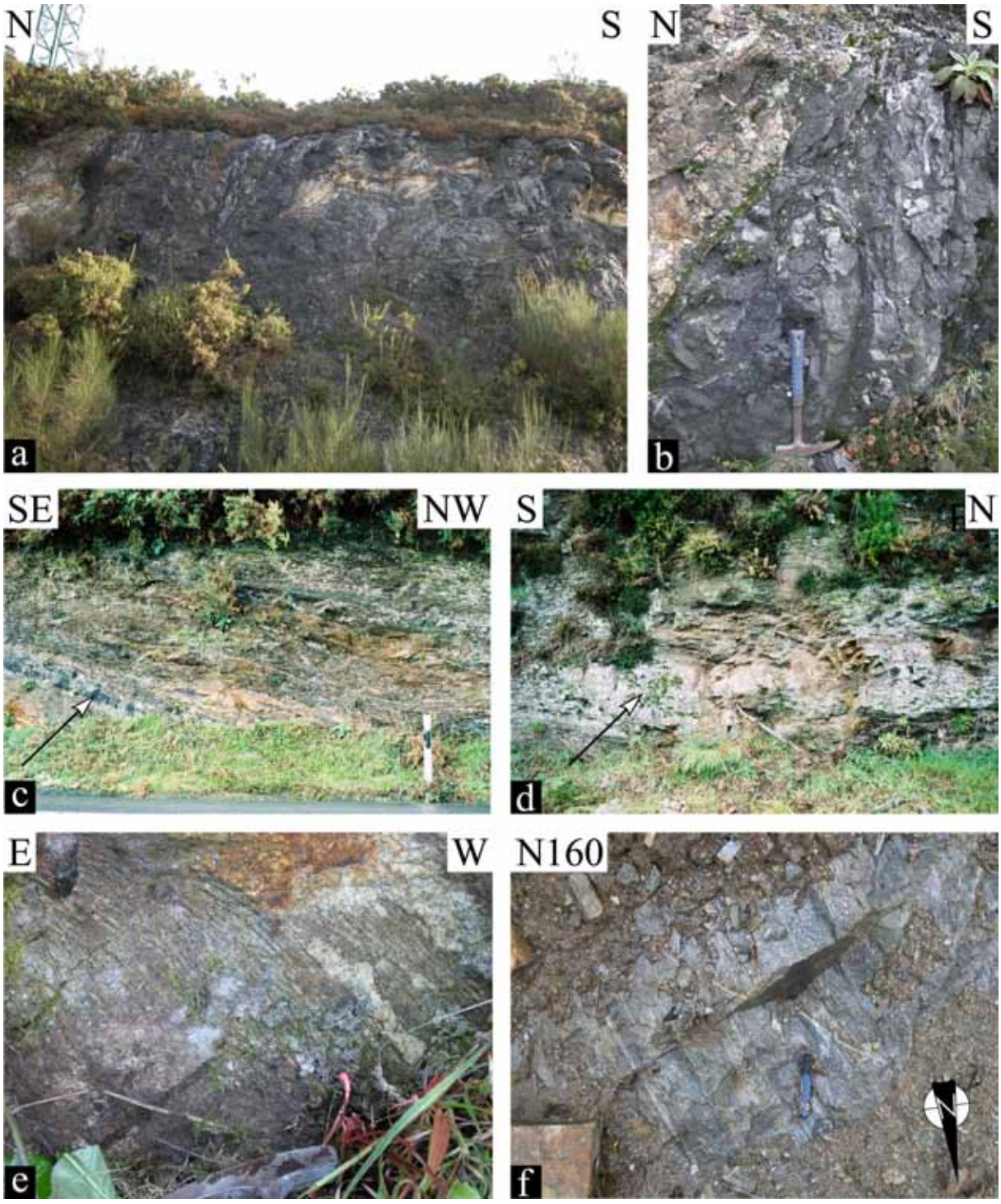


Figure III-3: *Différents types de niveaux intercalés dans les micaschistes. A) ampélites graphiteuses de la partie supérieure du groupe de Nogueira. Route N-525, km 276,5 à 400 m à l'Ouest de Castro Dozón. B) vue de détail de l'affleurement précédent. C) niveau de quartzite graphiteux (indiqué par la flèche) intercalé dans les micaschistes. Route N-541, km 38, à 300 m au Nord-Ouest de Nogueira. D) niveau calcosilicaté boudiné (indiqué par la flèche) dans les micaschistes. Route N-541, km 36,5, au dessus des mines de Brués. E) affleurement de gneiss dans la vallée du Rio Viñao. Route Salón-Sobredo, à 1,4 km au Nord de Salón. F) banc de gneiss (vu de dessus) dans la base du groupe allochtone de Lalín-Forcarei. Route Doade - Devesa de Abaixo, km 12.*

3) **Le groupe de Paraño**. C'est le groupe qui affleure le plus largement dans le secteur d'étude. La base de ce groupe est marquée par un niveau de micaschistes « lie-de-vin » très phylliteux à nombreux exsudats de quartz. Il est visible notamment entre les points kilométriques 4 et 5 de la route de Brués à Feas. Ce groupe est constitué d'un ensemble relativement homogène de schistes et micaschistes phylliteux localement assez riches en quartz et/ou en feldspaths. A la différence du groupe sous-jacent de Nogueira, il existe beaucoup moins de niveaux graphiteux et d'intercalations de quartzites graphiteux.

4) **Le groupe de Lalín-Forcarei** (unité basale allochtone). Ce groupe est constitué de micaschistes et paragneiss avec de nombreuses intercalations d'amphibolites, de gneiss et de quartzites (Marquínez García, 1981, 1984). Ce groupe n'a pas fait l'objet d'études détaillées. Le contact entre cette unité et les précédentes est un contact chevauchant, le chevauchement de Lalín-Forcarei (Martínez Catalán *et al.*, 1996). La position de ce chevauchement peut être suivie sur le terrain essentiellement grâce à la présence d'une bande quasi-continue de gneiss et amphibolites.

Les niveaux volcano-sédimentaires

Des intercalations de gneiss très clairs constitués d'une fine matrice de quartz, muscovite, biotite et feldspath potassique incluant de gros cristaux de quartz ont été observés et décrits par Marquínez García (1984), (voir notamment planche II-2-A p. 210) dans les groupes de Nogueira et Paraño. Du fait de l'existence de gros cristaux de quartz automorphes présentant des golfes de corrosion dans ces niveaux, ils ont été interprétés comme étant d'anciens niveaux volcano-sédimentaires acides. Bien que nous ayons effectivement observé ces mêmes niveaux au Nord de Celanova, nous ne les avons pas observés dans le secteur d'étude. En effet, d'après Barrera Morate *et al.* (1989) ces niveaux seraient bien plus rares et de plus faible puissance le long du flanc Ouest du massif de Carballiño qu'au Nord de Celanova.

Le long de la route nationale N541 au kilomètre 36,5 juste au dessus des galeries de mines de Brués existe un niveau lenticulaire boudiné (~ 10 m de long pour une puissance maximale d'environ 50 cm, *Figure III-3-d*) d'aspect similaire à une lentille de grès noir. Ce niveau est constitué de clinopyroxène partiellement altéré en épidote, titanite, amphibole, plagioclase, chlorite, quartz, apatite, pyrite framboïdale et chalcopyrite. Ce niveau correspond parfaitement aux caractéristiques (lentilles sombres d'extension réduite) et à la minéralogie (quartz, plagioclase, augite, actinolite, zoisite, titanite, apatite, zircon, opaques) de niveaux appelés « roches calcosilicatées » par Barrera Morate *et al.* (1989). De part leurs

caractéristiques, ces niveaux pourraient êtres des témoins de volcanisme basique (anciens dykes, sill ?). Ceci suggère qu'un volcanisme bi-modal a affecté les séries sédimentaires de la zone d'étude avant leur métamorphisme.

III-2.1.2 Marqueurs de la déformation et métamorphisme

L'évènement D1

Les marqueurs de déformation de l'évènement D1 sont rares et sont (*Figure III-4*) : i) la préservation locale d'une schistosité S1 plissée par l'évènement D2 et se présentant sous formes de plis isoclinaux de plan axial Nord-Sud à vergence Est au sein d'une schistosité S2 ; ii) la présence d'une schistosité S1 préservée dans la schistosité S2 et/ou dans des porphyroblastes syn S2. Bien que de grands plis couchés à plan axial Nord-Sud et à vergence Est soient décrits dans l'unité basale allochtone de Lalín-Forcarei (Martínez Catalán *et al.*, 1996) ainsi que dans l'autochtone (ZCI) en dehors de la zone d'étude (Barrera Morate *et al.*, 1989), il semble que le para autochtone de la zone d'étude apparaît dépourvu de grandes structures plissées qui pourraient êtres reliées à cet évènement D1. Néanmoins l'absence de niveau marqueur continu peut également expliquer que ces éventuels plis ne soient pas reconnaissables. Ces observations sont en accord avec les études antérieures de Barrera Morate *et al.* (1989); Marquínez García (1981, 1984).

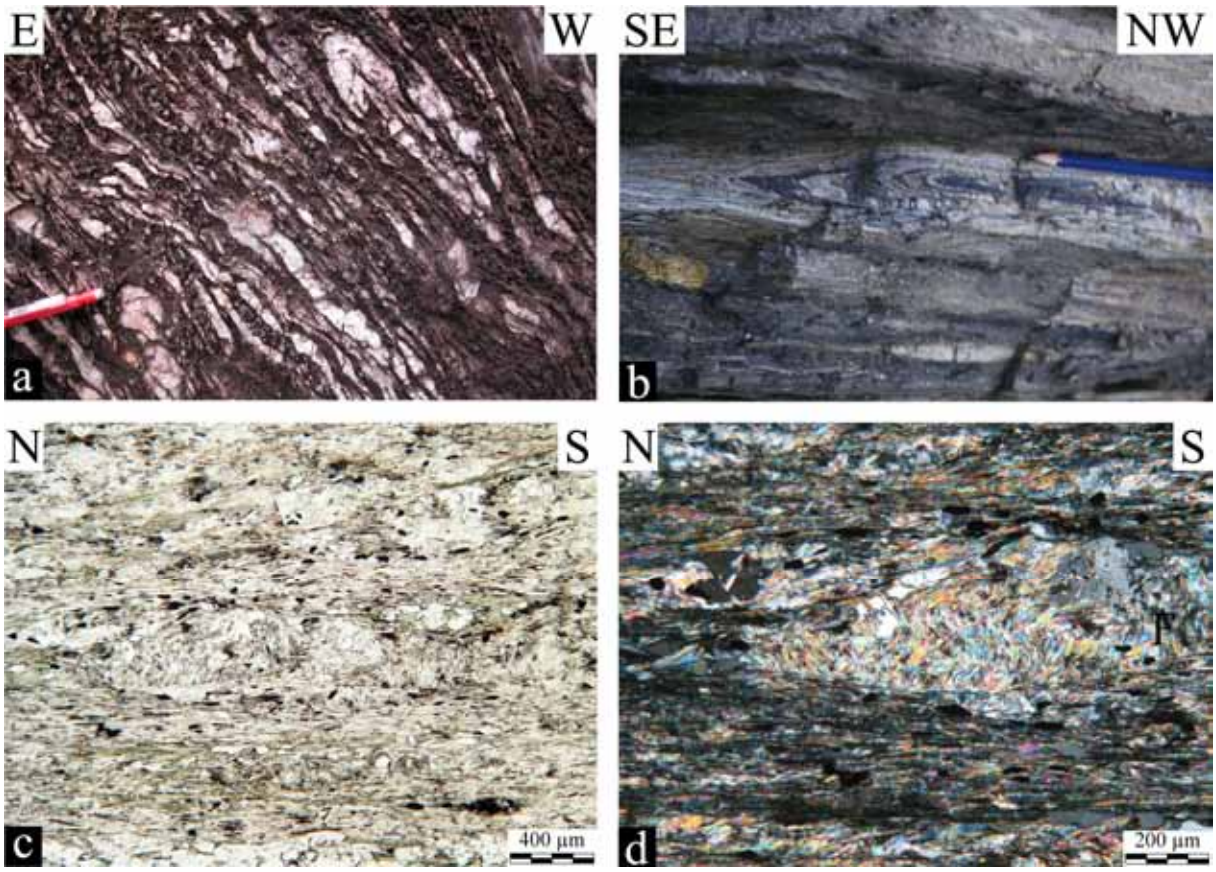


Figure III-4: *Structures D1 macro et microscopiques préservées dans les micaschistes. A) exsudats de quartz plissés dans la schistosité S2. Rives Ouest du lac de Barrage Encoro de Albarellos, au Nord de Beresmo. B) fins niveaux grauwackeux et ampélitiques formant un pli isoclinal S1 dans la schistosité S2. Route N-541, km 37, entre Brués et Nogueira. C & D) lentilles préservées de schistosité S1 crénulées (vues en LPNA et LPA) au sein de la schistosité S2 dans le faciès à chlorite-albite de Paraño. Paraño, route N-541, km 45,5.*

L'évènement D2

L'évènement D2 correspond à la déformation la plus pénétrative. En effet, quelque soit l'endroit considéré et l'importance des déformations ultérieures, dans le secteur d'étude, la schistosité S2 est présente ou a été présente (préservation de reliques de S2). C'est la schistosité majeure. S2 est de plan axial moyen N174 pour un pendage moyen de 32° vers l'Ouest (n=144, voir *Figure III-5-a*). Ce pendage moyen actuel résulte de l'évènement D3. Ainsi, la schistosité S2 est supposée originellement subhorizontale. L'absence ou le très faible écart angulaire entre les niveaux marqueurs paradérivés (ampélites, psammites) et la schistosité S2 suggère que la stratification originelle S0, la schistosité S1 et la schistosité S2 sont actuellement transposées et confondues. Les minéraux métamorphiques associés à cet évènement D2 sont variables et témoignent de l'existence d'aux moins 2 faciès métamorphiques. En effet, on observe des porphyroblastes syn tectoniques D2 d'albite (faciès schiste vert), de grenat, de staurotide et de cordiérite (faciès amphibolite). Le secteur d'étude

montre une zonalité métamorphique cartographique[15] depuis le centre du DSGC (*e.g.* secteur de Paraño à albite-chlorite) vers ses bordures (*e.g.* secteur de Nogueira à biotite-muscovite-staurotide, voir *Figure III-6*). Les paragenèses D2 qui ont été observées sont les suivantes :

- quartz + muscovite + chlorite + albite
- quartz + muscovite + biotite + chlorite + albite + plagioclase
- quartz + muscovite + biotite + grenat + staurotide + albite + plagioclase
- quartz + muscovite + biotite + staurotide + plagioclase ± cordiérite

Ces paragenèses montrent un chemin métamorphique prograde associé à l'évènement D2.

Les marqueurs cinématiques macroscopiques et microscopiques associés à l'évènement D2 sont les suivants (*Figure III-7*) : i) linéation minérale ; ii) exsudats de quartz asymétriques ; iii) porphyroblastes syn tectoniques ; iv) cisaillements à faible pendage avec plis d'entraînement associés à des exsudats sigmoïdes ; v) boudinage des niveaux rhéologiquement plus compétents.

- La linéation minérale L2 est principalement marquée par la biotite. Il s'agit d'une linéation souvent discrète, qui varie depuis une linéation d'allongement à une linéation d'étirement (*Figure III-7-b*). Sur l'ensemble du secteur d'étude la moyenne de cette linéation L2 est N167 avec un faible pendage de 13° vers le NNW (*Figure III-5-b*). Dans le plan de la linéation L2 et perpendiculaire au plan S2, des biotites se présentent fréquemment en lamelles asymétriques (mica fish) indiquant une cinématique à vergence Nord.

- Dans la schistosité S2 il existe une forte densité d'exsudats de quartz d'échelle pluri-centimétrique à infra-millimétrique. Le quartz de ces exsudats ne montre pas une forte déformation, cependant celle-ci pourrait être masquée par la recristallisation statique (« recovery ») du quartz qui est localement importante. Ces exsudats, quelque soit l'échelle considérée montrent très majoritairement une cinématique vers le Nord (*Figure III-7-c*).

[15] Zonalité cartographique liée aux structurations ultérieures et au niveau d'érosion différenciel du secteur d'étude

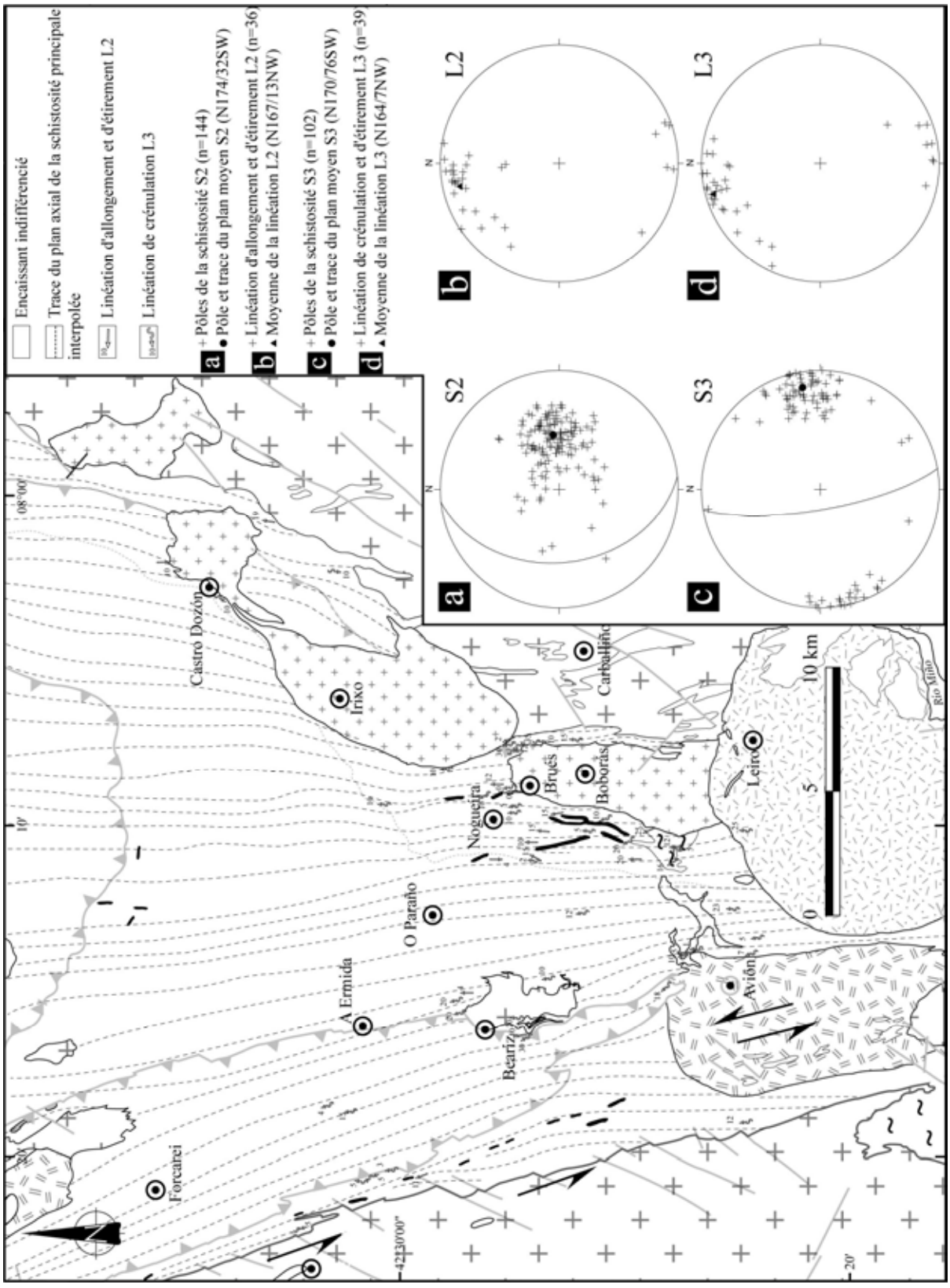


Figure III-5: *Interpolation de la trace du plan axial de la schistosité principale sur le secteur d'étude et données stéréographiques des schistosités S2 et S3 et des linéations L2 et L3 (projection conservant les surfaces, hémisphère inférieur). La schistosité principale est la S2 sauf dans des bandes restreintes Nord-Sud comme le long du massif de La Estrada-Cerdedo (voir texte).*

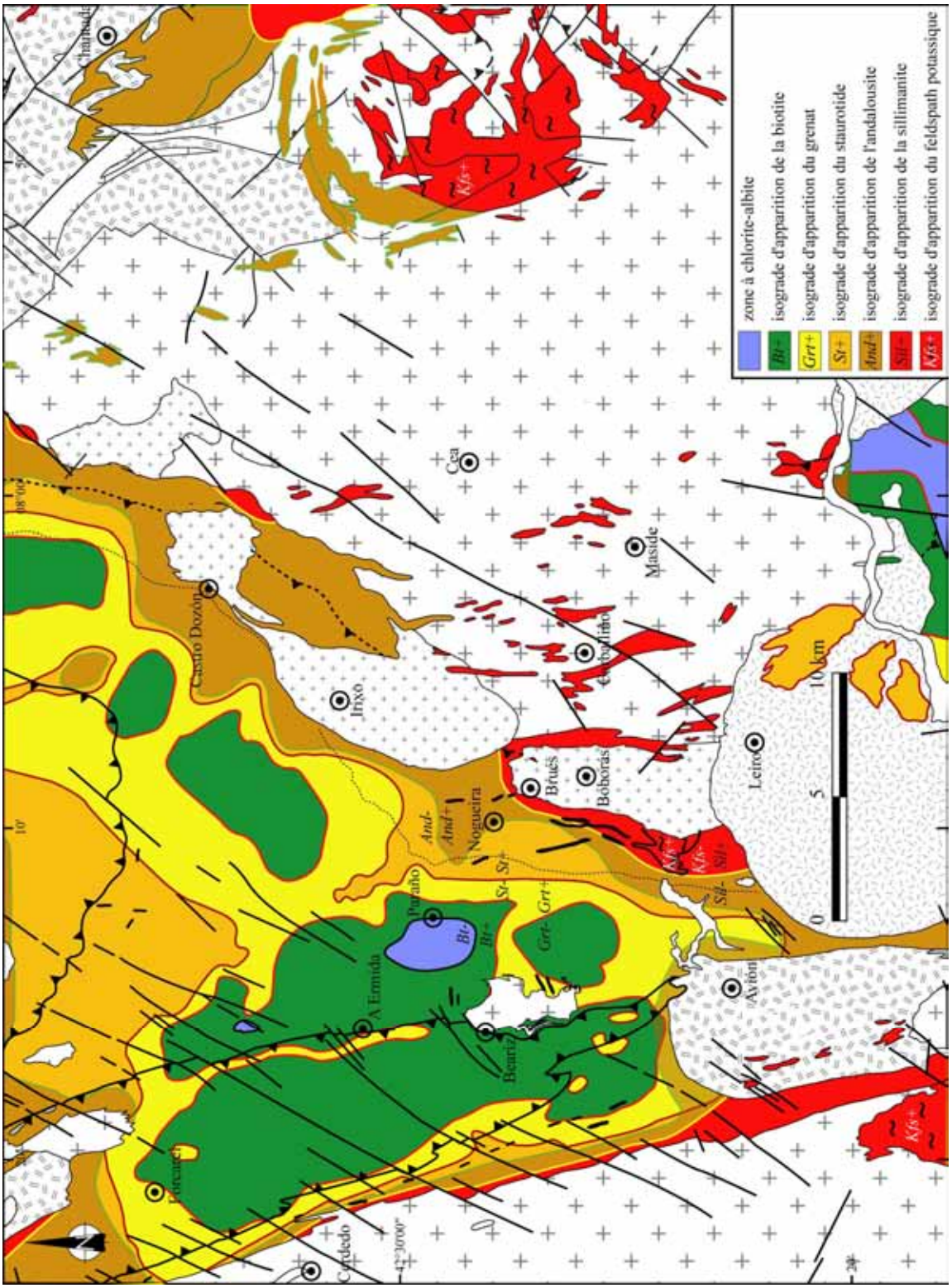


Figure III-6: *Carte d'isograde d'apparition des minéraux métamorphiques associés à la phase D2 (albite-chlorite, biotite, grenat, staurotide) et à la phase D3 (sillimanite, andalousite, feldspath potassique). Modifié d'après Barrera Morate et al. (***1989***), Marquínez García (***1984***) et Marquínez García & Klein (***1982***) pour la partie centrale et Ouest de la carte, et d'après Marcos & Llana Fúnez (***2002***) pour la partie Nord-Est. Les isogrades sont modifiés sur les flancs Ouest des massifs de Boborás et Irixo d'après nos données.*

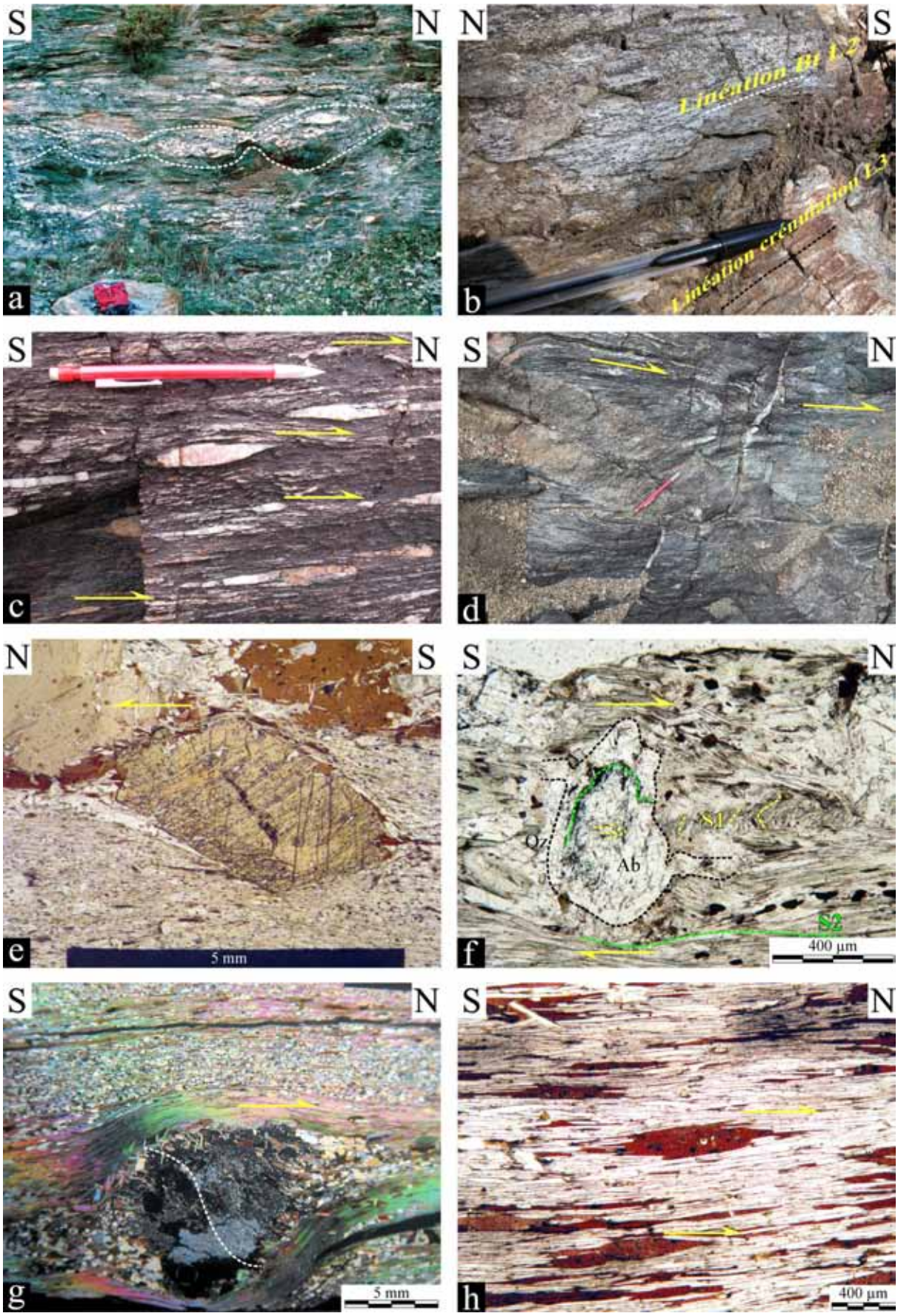


Figure III-7: *Marqueurs macro et microscopiques de la déformation et de la cinématique associée à l'évènement D2. a) niveaux gréseux boudinés associés à des exsudats de quartz dans la schistosité S2. N-541, km*

46, près de Paraño ; b) linéation d'allongement et d'étirement L2 marquée par des biotites sur le plan S2 et linéation de crénulation S3 sur le plan S2. Zone des mines de Brués ; c) exsudats de quartz sigmoïdes dans la schistosité S2. Nord-Ouest du massif d'Avión ; d) plan de cisaillement à faible pendage avec plis d'entraînement associés, recoupé par une aplite du massif G1 d'Avión. Nord-Ouest du massif d'Avión ; e) porphyroblaste syn-tectonique de staurotide dans la schistosité S2. N-541, km 40, près de Fonte Moreiras ; f) porphyroblaste syn-tectonique d'albite, incluant dans son coeur la schistosité S1 crénulée (également préservée à droite du porphyroblaste) et des inclusions rotationnelles de la schistosité S2. N-541, km 46, près de Paraño ; g) porphyroblaste syn-tectonique de cordiérite incluant des inclusions rotationnelles de la schistosité S2. Zone des mines de Brués ; h) sigmoïdes de biotite dans la schistosité S2. N-541, km 31, Ouest de Godás de Río.

- Du fait de la grande variété de faciès métamorphiques D2 présents à l'affleurement, il est possible d'observer les relations entre S1, S2 et la croissance de divers minéraux métamorphiques (albite, grenat, staurotide et cordiérite). La zone de Paraño, où s'observe le plus faible grade métamorphique, présente le plus de reliques d'une schistosité S1 (*Figure III-4-c & d*). Des cristaux métamorphiques d'albite poecilitique incluent cette schistosité S1 et des inclusions rotationnelles de la schistosité S2 (*Figure III-7-f*). Dans la zone de Fonte Moreiras, les grenats et les staurotides poecilitiques incluent de façon rotationnelle la schistosité S2 (*Figure III-7-e*). Enfin, de la même manière on trouve des cordiérites à inclusion rotationnelle de S2 dans la zone de Brués (*Figure III-7-g*). Il s'agit donc de porphyroblastes syn tectoniques. Les critères cinématiques autour de ces porphyroblastes indiquent clairement une cinématique vers le Nord.

- Dans l'auréole de métamorphisme de contact du flanc Est du massif G1 d'Avión on observe nettement de très nombreux exsudats de quartz sigmoïdes ainsi que des plans de cisaillements auxquels sont associés des plis d'entraînement (*Figure III-7-c & d*). L'ensemble de ces critères D2 sur cet affleurement indique une cinématique compatible avec un mouvement vers le Nord. De petites bandes de cisaillement accompagnées de quartz et micas sigmoïdes s'observent également à l'échelle microscopique dans l'ensemble du secteur d'étude lorsque la schistosité S2 n'est pas trop fortement transposée par l'évènement D3.

- Les rares lentilles métriques calcosilicatées, quand elles peuvent êtres observées, montrent un boudinage selon un axe Nord-Sud, de même que certains niveaux gréseux (*Figure III-7-a*).

A partir de ces données présentées, l'évènement D2 apparaît comme un évènement de déformation donnant naissance à une schistosité S2 subhorizontale très pénétrative et un métamorphisme prograde. Les critères cinématiques montrent une déformation non coaxiale de direction Nord-Sud et à cinématique vers le Nord.

La caractérisation de la cinématique D2 vers le Nord dans notre zone d'étude pose un problème par rapport aux interprétations actuelles des évènements tectoniques en Galice. En effet, si le métamorphisme prograde observé dans notre zone d'étude est compatible avec un épaississement et la mise en place du DSGC sur l'autochtone et des nappes allochtones sur le DSGC, la cinématique globale de mise en place des nappes est considérée vers l'Est dans la littérature (cf. Chapitre II). Or, la cinématique caractérisée ici est vers le Nord. De plus, il paraît très concevable d'associer cette déformation non coaxiale D2 avec la mise en place des nappes, tout comme dans le Massif Central Français. Marquínez García (1984) a également proposé que la déformation D2 dans l'ensemble du DSGC pouvait représenter une épaisse zone de cisaillement ductile associé aux mouvements des nappes. Cependant, à partir de l'étude du plissement cet auteur a proposé une cinématique D2 vers l'Est, ce qui est contraire à nos observations.

L'évènement D3

L'évènement D3 se marque par la formation de plis droits, d'axe globalement N-S et horizontal et parfois légèrement déversés vers l'Est (*Figure III-9-a*). Les plis sont d'échelle kilométrique à millimétrique et sont liés à l'apparition hétérogène d'une schistosité S3 qui affecte les schistosités antérieures. Une véritable schistosité S3 pénétrative, marquée par la néoformation de micas ne se rencontre que localement, notamment le long du flanc Ouest du granite G2 de La Estrada - Cerdedo. En dehors de cette zone, la schistosité S3 est une schistosité de crénulation. La répartition hétérogène de la schistosité S3 fait apparaître des domaines - ou bandes - grossièrement Nord-Sud où elle est nettement exprimée et où la schistosité principale observée est la schistosité S3. En dehors de ces bandes, la schistosité principale reste la schistosité S2, avec un léger gaufrage ou une linéation de crénulation S3 (*Figure III-7-b*). La schistosité S3 est en moyenne sur le secteur d'étude N170 avec un pendage de 76° vers l'Ouest (*Figure III-5*). Elle est donc homoaxiale de la schistosité S2, ce qui explique la bonne continuité des traces des plans axiaux de la schistosité principale dans l'ensemble de la zone, indépendamment du fait que celle-ci soit S2 ou S3 (*Figure III-5*). Dans la majeure partie de la zone d'étude, le pendage de la schistosité S3 est vers l'Ouest, sauf le long du massif G2 de La Estrada où il est en moyenne de 80° vers l'Est. Le plissement D3 de la zone créé une succession de synformes et d'antiformes d'échelle kilométrique et de plan axial subvertical N 150 à N 0. Au sein de ces grands plis, il existe des plis de 500 m à 1 km de longueur d'onde qui sont visibles cartographiquement lorsque des niveaux marqueurs (gneiss, grès, amphibolite) existent, comme c'est le cas dans l'unité allochtone basale de Lalín-

Forcarei. Ainsi, à l'Ouest du massif de Beariz, ces plis sont visibles sur les clichés Landsat (voir *Figure III-8*). Des plis similaires existent vraisemblablement plus à l'Est dans les groupes de Paraño et Nogueira. L'absence de niveau continu marqueur, et la crénulation S3 rendent la caractérisation de ces plis difficile. Néanmoins, la présence de bandes N-S où la crénulation S3 est très développée pourrait marquer les charnières de ces plis.

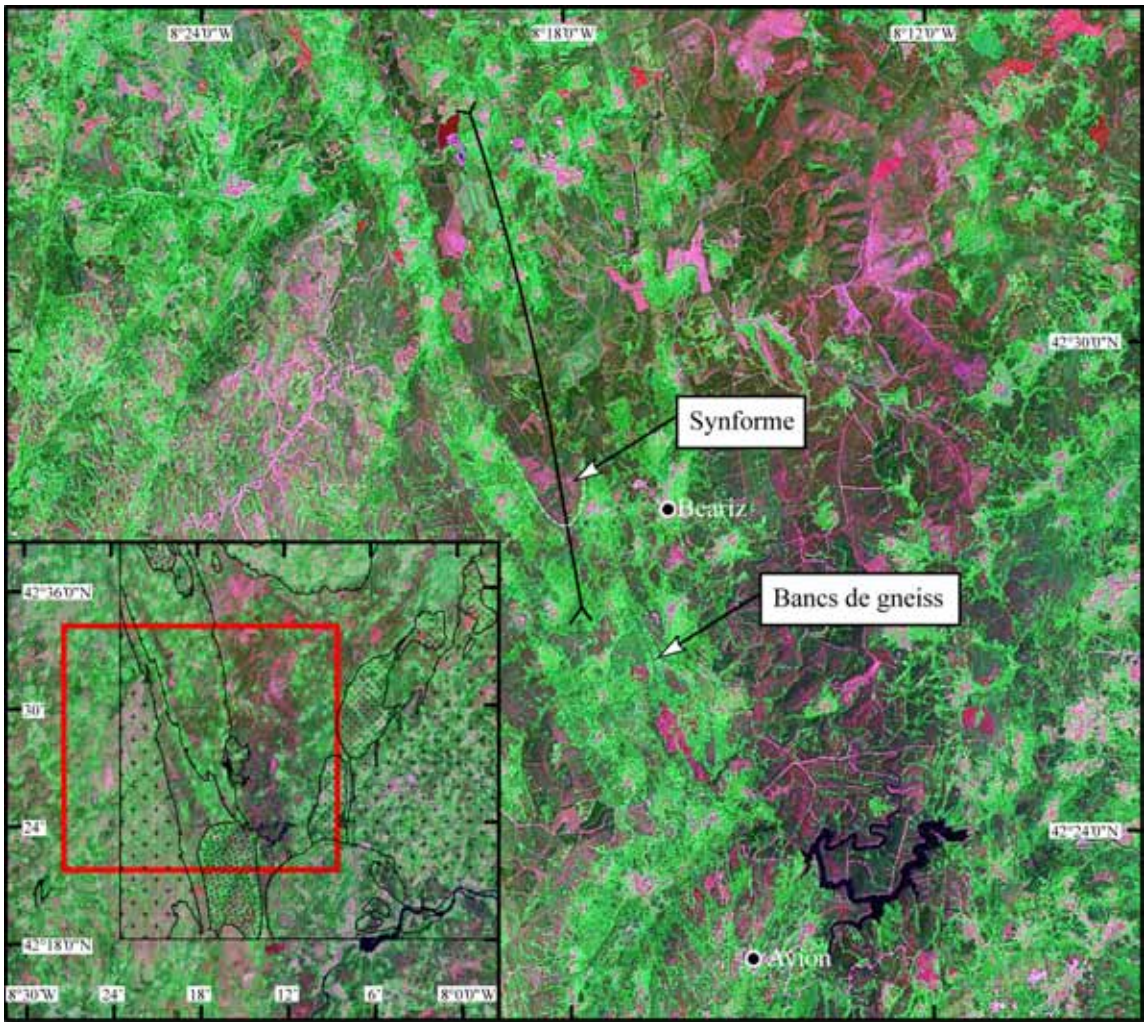


Figure III-8: *Extrait de la scène LandSat N29-40 sur laquelle on remarque nettement les bandes de gneiss, quartzites et amphibolites et les plis qui affectent ces lithologies. Ces niveaux marquent la base du groupe allochtone de Lalín-Forcarei. En encart en bas à gauche, scène LandSat habillée des contours géologiques du secteur d'étude.*

Des plis similaires depuis des dimensions millimétriques à pluricentimétriques sont également observés. Le métamorphisme associé à cet évènement D3 se marque surtout par l'apparition de la sillimanite, du feldspath potassique et par des phénomènes d'anatexie. Ainsi, à la faveur de la fenêtre topographique crée par le río Viñao et le río Avia, il apparaît un niveau structural plus profond le long du flanc Ouest du massif G3 de Boborás où l'on observe des micaschistes et gneiss migmatitiques (*Figure III-9-e*).

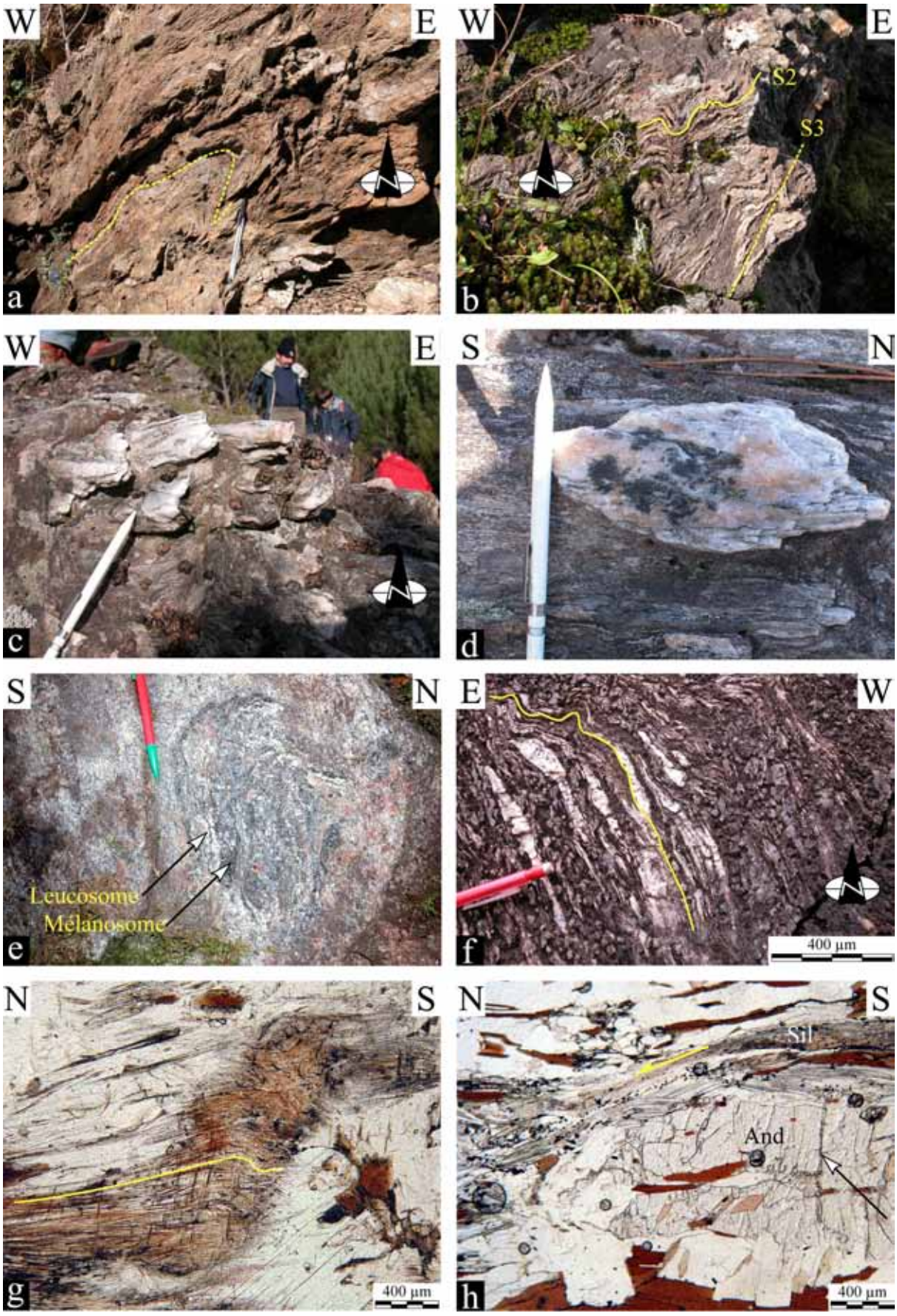


Figure III-9: *Marqueurs macro et microscopiques de la déformation et de la cinématique associées à l'évènement D3. a) Plis asymétrique D3 à vergence Est. Zone des mines de Brués ; b) Zone où la crénulation de*

la schistosité S2 est importante, conduisant localement à ce que la schistosité principale soit la schistosité S3. Nord-Est de Mina Soriana (Magros) ; c) "Rods" de quartz très allongés dans la crénulation S3. Nord-Est de Mina Soriana ; d) "Rod" de quartz dans un plan horizontal montrant une déformation constrictive à première vue. Voir explication dans le texte. Nord-Est de Mina Soriana ; e) Zone de migmatites dans la vallée du río Avia (Sud de Salón) ; f) Plan Est-Ouest montrant essentiellement des sections basales d'andalousite dans la schistosité de crénulation S3.(trait jaune : S2) Auréole de métamorphisme de contact, Nord-Est du massif d'Avión, rivages du lac de barrage d'Encoro de Albarellos ; g) Sillimanite tronçonnée moulant la schistosité de crénulation. Zone des mines de Brués ; h) Sillimanite dans un plan de cisaillement à vergence Nord et andalousite horizontale Nord-Sud à fractures verticale (flèche). Zone des mines de Brués.

Cette zone migmatitique se situe au cœur d'une zone métamorphique où la sillimanite et le feldspath potassique sont présents. Dans cette zone on observe de nombreuses injections de granite G2 et les migmatites sont recoupées nettement par le massif G3 de Boborás. La fusion partielle dans cette zone serait donc synchrone à antérieure à la mise en place des granites G2. Le métamorphisme associé à D3 est principalement localisé dans les antiformes D3 et sur les flancs de ces antiformes (*Figure III-6*). Il s'agit d'un métamorphisme de haute température – basse pression. Un important magmatisme se développe pendant D3, et le DSGC est alors intrudé par de nombreux corps magmatiques et pegmatitiques. L'intrusion de massifs granitiques produit un métamorphisme de contact marqué notamment par l'apparition d'andalousite (*Figure III-6*).

Les marqueurs de la déformation et de cinématique, macro- et microscopiques, associés à l'évènement D3 sont les suivants : i) plis de toutes échelles à plan axiaux N-S à NNW-SSE subverticaux ou à vergence Est; ii) schistosité ou schistosité de crénulation à plan axial à fort pendage et direction N-S à NNW-SSE ; iii) exsudats de quartz orientés ; iv) minéraux métamorphiques orientés et tronçonnés ; v) minéraux de métamorphisme de contact orientés dans la crénulation ; vi) boudinage N-S des corps de pegmatites ; vii) étirement des minéraux marquant l'altération hydrothermale autour des pegmatites.

- Dans les zones les plus affectées par la déformation D3, il existe une très importante densité d'exsudats de quartz dans la schistosité S3. Ces exsudats possèdent une forme de "rods" fréquemment très allongés horizontalement dans la schistosité (*Figure III-9-c & d*). La microstructure interne de ces "rods" de quartz ne montre pas une forte déformation, le quartz est cependant recristallisé. La formation de ces "rods" s'effectue dans la charnière des plis D3 et résulte d'un effet d'intersection entre S2 et S3 d'où la forme allongée. Ce sont donc des « pseudo rods » non diagnostiques d'une constriction importante.

- La sillimanite apparaît sur les flancs des antiformes de la zone d'étude. On l'observe ainsi le long du flanc Est du massif G2 de La Estrada-Cerdedo et de façon discontinue le long

du flanc Ouest du massif G2 de Carballiño. Le long de ce dernier, c'est surtout autour du massif G3 de Boborás qu'on l'observe le plus (voir *Figure III-6*). La sillimanite se trouve sous forme de sillmanite prismatique et fibreuse (fibrolite). Les cristaux apparaissent sous trois habitus (*Figure III-9-g & h*) : i) en cristaux tronçonnés disséminés horizontaux et parallèles au plan axial de la schistosité de crénulation S3 ; ii) dans des queues aymétriques autour des porphyroclastes métamorphiques D2 ; iii) dans des bandes de cisaillement à vergence Nord.

- L'ensemble des massifs granitiques G1 à G3 produisent un métamorphisme de contact des séries para dérivées encaissantes. Lorsque le chimisme de ces séries est favorable, ce métamorphisme de contact se marque essentiellement par la formation d'andalousite, souvent en cristaux pluri centimétriques (notamment au contact des massifs G1 d'Avión et G2 de Beariz). Les cristaux d'andalousite se trouvent dans la schistosité de crénulation S3 et sont très majoritairement subhorizontaux et parallèles au plan axial de la schistosité de crénulation S3. A l'échelle de la lame mince, ces cristaux montrent fréquemment un tronçonnement. Dans le contact NW du massif G2 de Boborás, en plus d'andalousites millimétriques dans les micaschistes, on observe des lentilles de quartz à andalousites roses centimétriques. Ces andalousites sont surtout concentrées sur les bordures de ces lentilles de quartz, et montrent également un tronçonnement des cristaux horizontaux.

Etude des aplites et pegmatites comme marqueurs de la déformation

Dans le secteur d'étude il existe plusieurs types de pegmatites qui se distinguent par des textures et minéralogies différentes, la minéralogie ne sera pas approfondie dans ce travail. Plusieurs champs de pegmatites spatialement associées aux granites G2 ont été observés : i) le long du flanc Ouest du massif G2 de Carballiño (Gouxa, entre le Massif G2 de Carballiño et G3 de Castro Dozón ; Grovas, entre le massif G2 de Carballiño et G3 d'Irixo ; tout le long du flanc Ouest du granite G3 de Boborás : Brués - Santa Isabel - Barro, Rega da Vella - Ponte Moreiras, San Bartolomeu - Cameixa et Paredes) ; ii) le long du flanc Est du massif G2 de La Estrada - Cerdedo (Alfonsín - Devesa de Arriba, Couso - Vilarino).

Les pegmatites le long du flanc Ouest du massif G2 de Carballiño :

Les pegmatites situées au NW de Grovas se trouvent à 1 kilomètre du flanc Ouest du massif G2 de Carballiño. Dans cette zone, la crénulation S3 est très importante, formant localement des plis pluricentimétriques. Les pegmatites se présentent sous forme de sills lités d'aplite et de pegmatite à fort pendage Ouest, majoritairement injectés dans la schistosité S3,

mais localement légèrement sécants sur cette schistosité de crénulation S3. Autour de ces pegmatites on observe d'importants halos d'altération à tourmaline accompagnés de très nombreux exsudats et veines de quartz parfois à tourmaline, et majoritairement dans la schistosité S3. Les sections de sills légèrement sécantes par rapport à la S3 sont plissées et cisaillées (*Figure III-11-g*), de la même façon que certains filonnets de quartz sécants sur la schistosité S3. Les mouvements de cisaillement suivant le plan axial de la schistosité S3 indiquent une cinématique vers le Nord.

Les pegmatites de Santa Isabel - Barro se situent sur le flanc Nord-Ouest du massif G3 de Boborás, c'est-à-dire à environ 3 km du contact Ouest du massif G2 de Carballiño. Sur cet affleurement orienté N80 (*Figure III-10-b*), les intrusions sont à la fois sécantes sur la S3 et dans la S3. Elles sont fortement boudinées et moulées par la schistosité S3. Elles apparaissent également cisaillées dans les plans S3. La cinématique de ce cisaillement indique un mouvement vers le Nord. Les pegmatites situées dans le secteur des mines de Brués sont également fortement boudinées et plusieurs affleurements Nord - Sud de ces pegmatites le long de la vallée du río Viñao montrent une forme sigmoïde compatible avec une déformation cisaillante vers le Nord (*Figure III-11-c*).

Les pegmatites de Rega da Vella et Ponte Moreiras se situent entre les bornes kilométriques 3 et 4 de la route Brués - Béariz, c'est-à-dire à 5 km en ligne droite du flanc du granite G2 de Carballiño. Ces pegmatites se présentent sous la forme de corps lités d'aplite et de pegmatite. Les épontes de micaschiste de ces pegmatites sont altérées et transformées en tourmalinites sur plusieurs centimètres. Sur l'affleurement N150 de Rega da Vella (*Figure III-10-c*), le micaschiste est très fortement crénulé. Les pegmatites apparaissent discordantes sur la S3, boudinées et moulées par celle-ci. Sur cet affleurement, il existe de petits filonnets à quartz-micas blancs (de type greisen) discordants sur la S3, mais cependant plissés. Sur les épontes des pegmatites, on observe des stries de quartz tournant autour des pegmatites, marquant le boudinage, et les tourmalinites présentes aux épontes scellent la crénulation S3.

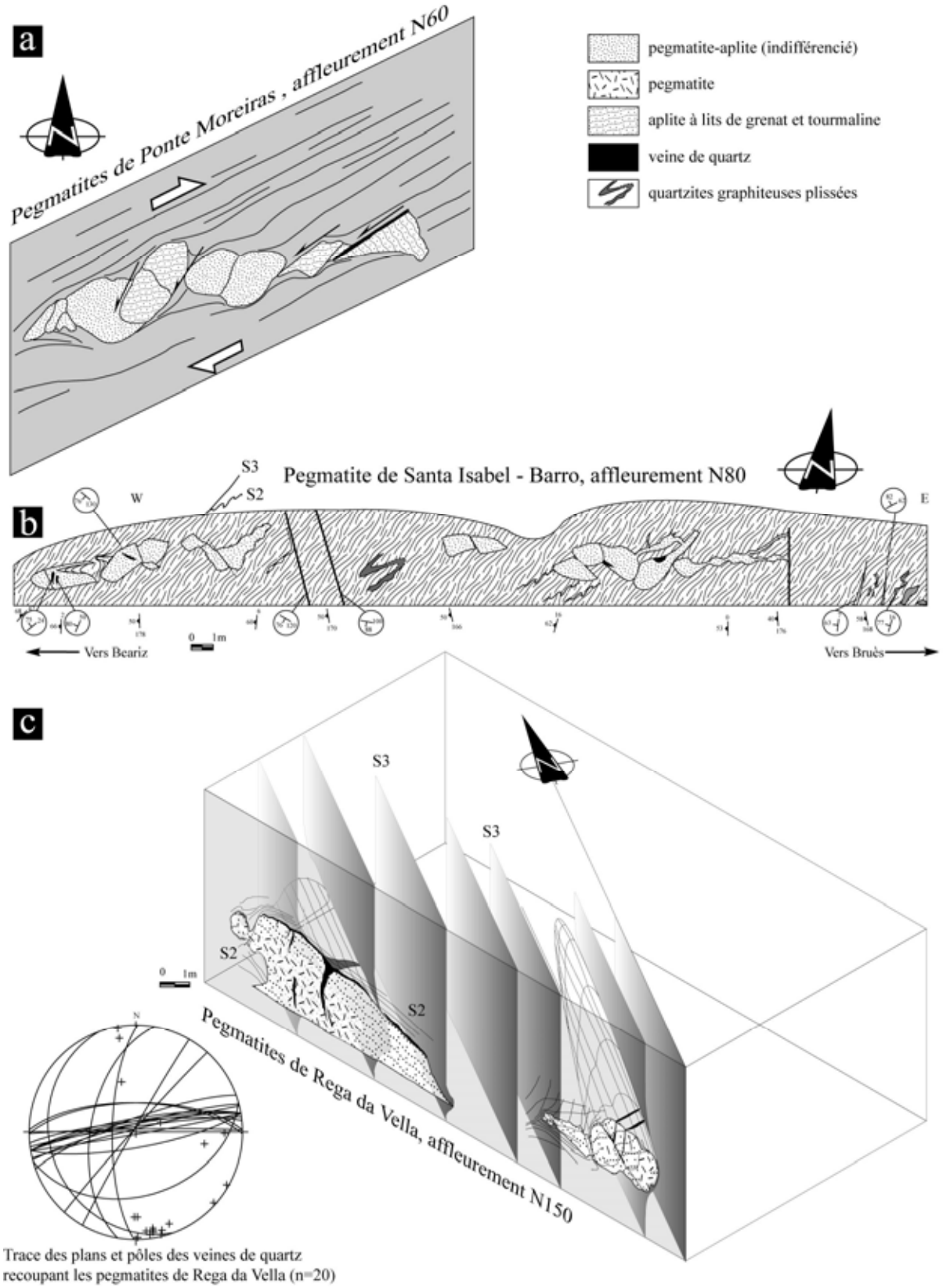


Figure III-10: *Dessins schématiques et interprétatifs de pegmatites situées sur le flanc Ouest du granite G3 de Boborás. a) Ponte Moreiras, pegmatites litées affectées par un cisaillement antithétique indiquant une cinématique vers le Nord dans un plan d'observation N60 ; b) Santa Isabel – Barro, pegmatites observées perpendiculairement à l'allongement des boudins (affleurement N80). Les différences de morphologies*

pourraient correspondre à un étirement sur les flancs longs de plis D3 et un fort boudinage dans les charnières et flancs courts de plis ; c) bloc schématique en 3 dimensions des pegmatites de Rega da Vella, montrant un fort boudinage et des boudins d'axe Nord-Sud recoupés par des fentes à quartz subverticales N30 et N85.

A l'échelle microscopique, ces tourmalines sont majoritairement horizontales, orientées Nord - Sud et sont très fréquemment tronçonnées. A la différence des pegmatites des affleurements précédents, ces pegmatites sont recoupées par de très nombreuses veines de quartz à fort pendage d'orientation N30 et N85, contenant parfois du feldspath potassique (*Figure III-11-e*). La forme sigmoïde de certaine de ces pegmatites et l'orientation des veines de quartz les recoupant est compatible avec un cisaillement et boudinage vers le Nord. Sur l'affleurement N60 de Ponte Moreiras (*Figure III-10-a*), les micaschistes sont légèrement moins crénulés.

Les pegmatites litées apparaissent injectées dans la schistosité S2 et moulées par la schistosité S3. Les tourmalines présentes aux épontes des pegmatites sont également orientées et tronçonnées selon une direction horizontale Nord-Sud. Ces pegmatites sont cisaillées de façon antithétique indiquant un mouvement vers le Nord (*Figure III-10-a* et *Figure III-11-d*).

Les pegmatites de Paredes apparaissent très similaires aux précédentes. Les affleurements permettant de voir le dessus des pegmatites, on observe la schistosité S3 moulant les pegmatites, et des tourmalines dans cette schistosité orientées Nord-Sud et tronçonnées (*Figure III-11-h*).

Les pegmatites le long du flanc Est du massif G2 de La Estrada-Cerdedo :

Tout le long du flanc Ouest de ce massif existe un très important champ continu de pegmatites et d'aplites. Deux secteurs en particulier ont fait l'objet d'observations : i) les pegmatites d'Alfonsín - Devesa de Arriba, situées au Nord-Ouest du massif de Beariz et ii) les pegmatites des mines de Couso - Vilarino, situées au Nord du massif d'Avión.

Dans la zone d'Alfonsín - Devesa de Arriba, la schistosité de crénulation S3 est très importante, et en de nombreux endroits transpose totalement l'ancienne schistosité S2 que l'on distingue à partir d'exsudats sigmoïdes plus ou moins plissés. Les pegmatites se trouvent sous forme de lentilles puissantes (parfois plus de 15 mètres de puissance), ou sous forme de sills. Le plan median de ces pegmatites est généralement très vertical. La position des pegmatites par rapport à la schistosité principale S3 est très variable.

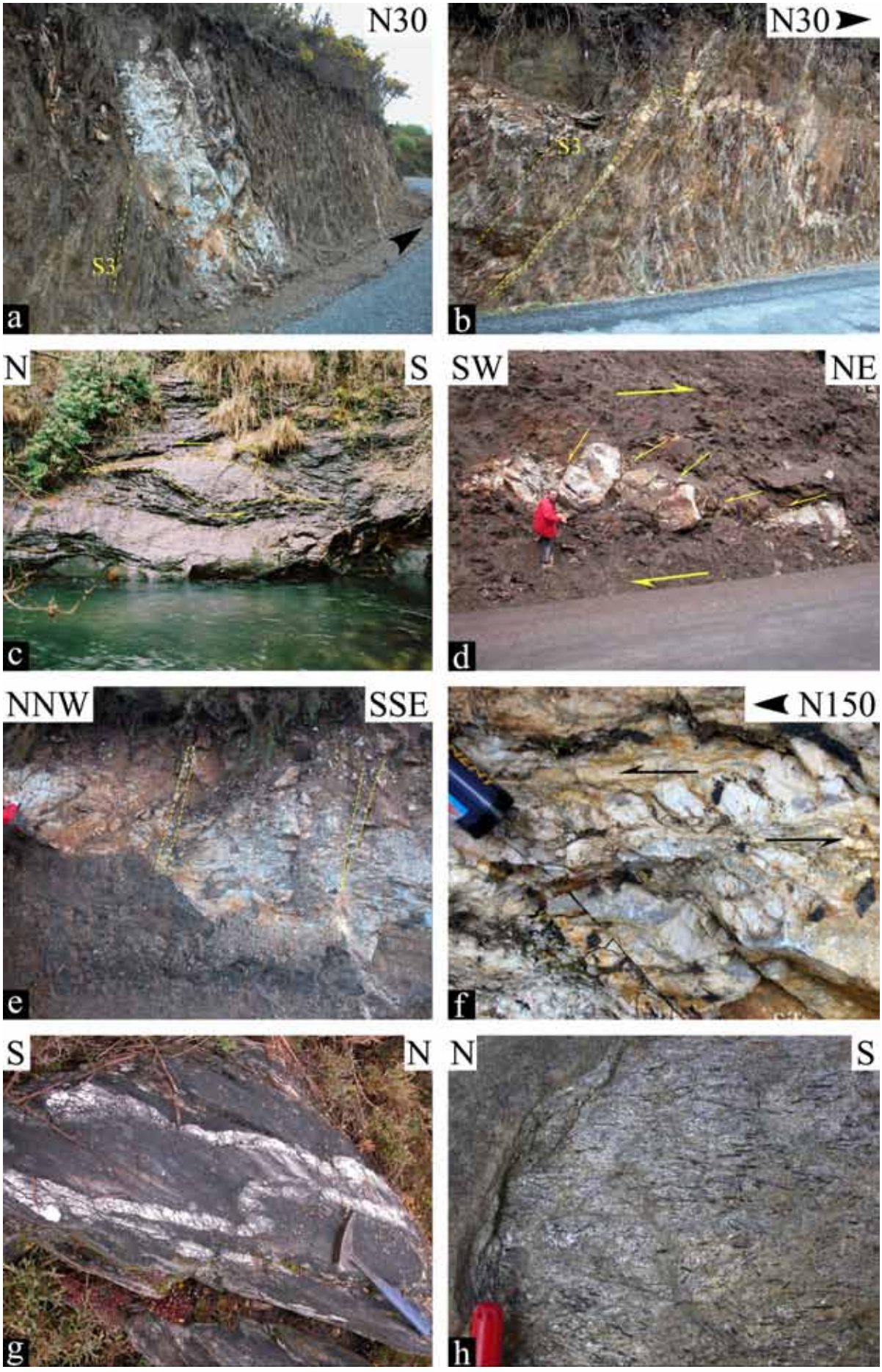

N30
S3
a
N30
S3
b
N
S
c
SW
NE
d
NNW
SSE
e
N150
f
S
N
g
N
S
h

Figure III-11: *Relations avec la schistosité, déformation et cinématique des pegmatites du secteur d'étude. a) Pegmatite sécante sur la schistosité S3 mais affectée par un cisaillement. Route Alfonsín - Devesa de Arriba; b) sill d'aplite-pegmatite plissé par la phase D3. Le plis est à vergence Est et le sill est très étiré sur le flanc long et très boudiné sur le flanc court du plis. Route Alfonsín – Devesa de Arriba ; c) pegmatite sigmoïde indiquant une cinématique vers le Nord. Vallée du río Viñao, au Nord des mines de Brués ; d) Pegmatites boudinées affectées par un cisaillement antitétique montrant, dans un plan N60, une cinématique vers le Nord. Ponte Moreiras, route Brués-Beariz, km 4 ; e) Pegmatite boudinée recoupée par des veines de quartz d'orientation N 80 à N 90. Rega da Vella, route Brués-Beariz, km 3 ; f) Vue horizontale d'une pegmatite d'Alfonsín – Devesa de Arriba affectée par un cisaillement ductile vertical sénestre N150 ; g) Sill aplitiques sécants sur la schistosité S3 et néanmoins plissés. Pegmatites au Nord-Ouest de Grovas ; h) Vue horizontale de micaschistes moulant le dessus d'une pegmatite. Les tourmalines sont dans la schistosité S3, alignées Nord-Sud, et fréquemment tronçonnées. Village de Paredes.*

En effet, certaines pegmatites sont sécantes sur la schistosité S3 (*Figure III-11-a*) alors que d'autres sont plissées par des plis légèrement asymétriques à vergence Est et moulées par la schistosité S3, ici de plan axial subvertical N 170 (*Figure III-11-b*). Ces pegmatites plissées montrent un flanc long étiré et un flanc court très plissé et boudiné. Certains filonnets de pegmatites sont crénulés.

Par rapport aux pegmatites étudiées dans tous les autres secteurs, les pegmatites de cette zone sont affectées par un très fort cisaillement ductile, avec des bordures fréquemment mylonitiques (*Figure III-11-f*). Tous les affleurements de pegmatites montrent un cisaillement vertical sénestre d'orientation N150 à N140. Les micaschistes encaissants sont également affectés par ce cisaillement, et sont localement hachés par des bandes de cisaillement sénestre N150 à N140. Ces pegmatites sont par ailleurs localement recoupées par des veines de quartz ± feldspath ± arsénopyrite d'orientation N60/80NW à N90/90.

Les pegmatites des anciennes mines de Couso – Vilarino ont été étudiées en collaboration avec V. Bouchot et E. Le Goff (BRGM). Leur minéralogie sera abordée au Chapitre V . Tout comme les pegmatites d'Alfonsín – Devesa de Arriba, elles sont affectées par la schistosité S3 et cisaillées ductilement par un cisaillement subvertical sénestre. Certains filonnets d'albites apparaissent plus tardifs, c'est-à-dire moins affectés par la déformation D3.

A partir des différents affleurements de pegmatites répartis dans tout le secteur d'étude, il est possible de dégager les caractéristiques suivantes pour les pegmatites : elles sont majoritairement légèrement discordantes sur la schistosité de crénulation S3, moulées et parfois plissées par celle-ci. Néanmoins certaines pegmatites sont injectées dans la schistosité S3. Le boudinage des pegmatites et les veines de quartz les recoupant indiquent un mouvement compatible avec une déformation vers le Nord dans le plan axial S3. Cette déformation est également marquée dans les tourmalines orientées et tronçonnées sur les

écorces des pegmatites. Certains filonnets d'albite ou de type greisen sont nettement discordants sur la schistosité S3 mais sont cependant légèrement plissés suivant le plan axial S3. Les pegmatites semblent donc s'êtres injectées majoritairement avant le pic de la déformation D3.

A partir de tous les éléments précédents, l'évènement D3 apparaît comme un évènement compressif Est-Ouest (plis Nord-Sud, schistosité de crénulation à fort pendage Ouest, boudinage des pegmatites) associé à un fluage du matériel selon une direction Nord-Sud (andalousite, sillimanite, tourmaline majoritairement horizontales Nord-Sud et fréquemment tronçonnées). Les cinématiques observées sur le boudinage et cisaillement des pegmatites du flanc Ouest du massif G2 de Carballiño sont compatibles avec un fluage du matériel vers le Nord. Le long du flanc Est du massif G2 de La Estrada-Cerdedo, il existe une importante zone de cisaillement subverticale sénestre qui cisaille la schistosité S3 et les pegmatites. Le fonctionnement de cette zone apparaît syn D3 mais surtout après le pic de déformation D3.

III-2.2 Les granites et leurs relations avec l'encaissant

III-2.2.1 Les granites G1, série des granodiorites précoces

Les massifs G1 appartiennent à la série des granodiorites précoces. Sur le secteur d'étude trois G1 sont reconnus (Barrera Morate *et al.,* 1988, 1989) : le massif de Chantada au Nord-Est, le massif de Meabia au Nord-Ouest et le massif d'Avión au Sud-Est. Ces trois massifs sont constitués de faciès granitiques à granodioritiques très porphyriques (mégacristaux de feldspath potassique de 3 à 7 cm de longueur en moyenne). Ces trois massifs sont recoupés par des granites à deux micas G2, qui oblitèrent les relations granites G1 - encaissant micaschisteux en de nombreux endroits (notamment le massif de Chantada fortement recoupé et partiellement inclus dans le massif G2 de Carballiño). L'essentiel de nos observations ont été réalisées sur le massif d'Avion, moins affecté par les intrusions postérieures et situé à proximité des massifs de Beariz et Boborás

Le massif d'Avión

Le granite d'Avión (*Figure III-2*) se présente sous la forme d'un massif d'orientation Nord-Sud d'environ 10 km de long pour 5 km de large. Ce massif s'est mis en place essentiellement dans les micaschistes du groupe de Paraño et recoupe également, sur son extrémité Nord, le chevauchement basal de Lalín-Forcarei et la partie inférieure de l'unité

basale allochtone. Son extrémité Sud est recoupée par un leucogranite G2. Dans les parties centre-Ouest du massif sont inclus de fins panneaux allongés N-S de micaschistes encaissants dans lesquels la schistosité de crénulation S3 est observée (panneaux à proximité d'Oroso et Carixa). Ce massif produit un important métamorphisme de contact dans son encaissant (*Figure III-6*), marqué notamment par des masses de cornéennes à andalousites centimétriques.

Fabrique interne et déformation post solidus

La fabrique interne du massif d'Avión est très fortement marquée par : i) une orientation préférentielle des mégacristaux de feldspaths potassique ; ii) une orientation préférentielle d'enclaves sombres ; iii) une fabrique des biotites et des muscovites ; iv) une orientation préférentielle d'enclaves de micaschistes.

- Les mégacristaux de feldspath potassique montrent une orientation N170 dans les parties internes du massif (zone du relais TV de San Vicenzo, Avión, Oroso) et légèrement plus variable N0 à N165 sur les flancs Ouest et Est du massif (*Figure III-12-a* et *b*).

- Des enclaves sombres microgrenues plus ou moins elliptiques sont localement très nombreuses dans le massif (*Figure III-12-a*). D'après Barrera Morate *et al.* (1989) il s'agit d'enclaves à composition tonalitique. Observées dans un plan horizontal, ces enclaves apparaissent sous la forme d'ellipses très allongées suivant la direction N160 à N170 (*Figure III-12-a* et *e*). Dans un plan vertical Est-Ouest, ces enclaves apparaissent comme de fines ellipses subverticales (pendage de 90° à 70° SW), et dans un plan vertical Nord-Sud comme des ellipses à grand axe Nord-Sud (*Figure III-12*-c). Elles sont donc interprétées comme des marqueurs passifs d'une linéation anté- à sub-solidus N170 et subhorizontale.

- Sur les différents affleurements observés, un plan de foliation subvertical N165 à N0 est clairement marqué par les biotites.

- Sur le flanc Nord-Est du massif, près du lac de barrage d'Encoro de Albarellos, il est possible d'observer localement d'assez nombreuses petites enclaves de micaschiste crénulé (20 à 30 cm de longueur) englobée dans le granite. Ces enclaves d'encaissant montrent une orientation N0 à N170 (*Figure III-12-d*).

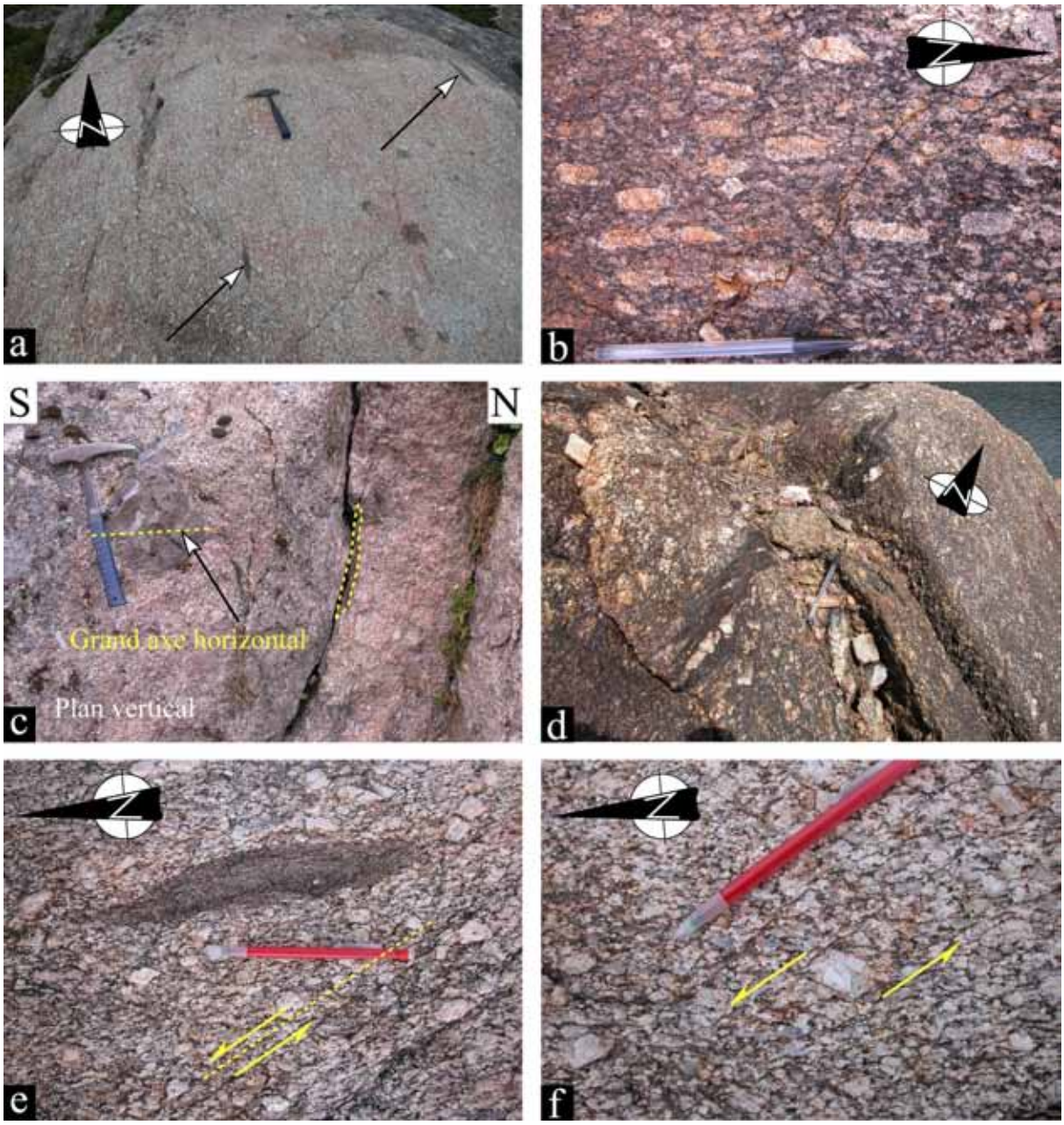


Figure III-12: *Structure interne, enclave et déformation du massif granitique G1 d'Avión. a) dalle horizontale montrant la fabrique Nord-Sud du granite et les enclaves de tonalites en ellipses très allongées Nord-Sud (indiquées par des flêches). Relais TV de San Vicenzo ; b) vue de détail dans le plan horizontal de la fabrique Nord-Sud bien marquée par les mégacristaux de feldspath. Rives du lac de barrage d'Encoro de Albarellos ; c) vue dans un plan vertical Nord-Sud (plan du marteau) des enclaves de tonalites qui dessinent une ellipse de grand axe horizontal Nord-Sud dans ce plan et une très fine ellipse dans le plan vertical Est-Ouest (seconde enclave indiqué en pointillé jaune) ; d) enclave de micaschiste crénulé Nord-Sud à fort pendage Ouest, bien visible sur ce plan d'observation en escalier. Rives du lac de barrage d'Encoro de Albarellos ; e) granite porphyrique et enclave de tonalite montrant dans sur un affleurement horizontal un plan de foliation Nord-Sud vertical recoupé par des bandes de cisaillement sénestres. Relais TV de San Vicenzo ; f) détail de l'affleurement précédent montrant des bandes de cisaillement sénestre affectant le granite.*

Le massif d'Avión montre donc une forte fabrique interne, tout comme les autres massifs du même type (Chantada, Meabia). La partie centrale du massif d'Avión est affectée par une zone de cisaillement de grande échelle qui se caractérise par une importante densité de bandes de cisaillement affectant le granite. Ces bandes présentent une orientation N150 à N140, un pendage subvertical et recoupent et cisaillent les feldspaths, les enclaves et la fabrique de micas N165 à N0 (*Figure III-12-e*). Les queues de cisaillement et de recristallisation asymétrique autour des feldspaths et des enclaves de tonalites et la géométrie des bandes C/S indiquent très clairement un cisaillement sénestre (*Figure III-12-f*). On observe nettement une décroissance de ce phénomène de cisaillement depuis le centre du massif vers ses bordures Ouest et Est, où il apparaît plus faiblement marqué à inexistant, macroscopiquement. Les recoupements de la fabrique Nord-Sud, la présence de bandes C/S et la recristallisation autour des feldspaths indiquent que la déformation cisaillante N150-140 est une déformation post solidus.

Relations entre le massif d'Avión et son encaissant

Le lac du barrage d'Encoro de Albarellos fournit d'excellentes conditions d'observation de l'auréole de métamorphisme du flanc Nord-Est du massif d'Avión. Cet affleurement permet d'observer l'encaissant sur une centaine de mètres à partir du contact du granite. Le micaschiste est transformé en cornéenne à très abondants cristaux pluri centimétriques d'andalousite. Le micaschiste à schistosité S2 et reliques de S1 (exsudats plissés dans la S2) est ici très clairement affecté par la schistosité de crénulation S3. Il est notable que ces affleurements présentent une S3 moins pénétrative que certains sites (le long du flanc Ouest du granite de La Estrada-Cerdedo, Rega da Vela, *etc*). Cependant cette schistosité de crénulation S3, contient et aligne les andalousites de contact : i) les affleurements Est-Ouest montrent presque exclusivement des sections basales d'andalousite dans la crénulation (*Figure III-9-f*) ; ii) les affleurements Nord-Sud horizontaux et verticaux montrent très nettement des andalousites préférentiellement orientées Nord-Sud et incluses dans la schistosité de crénulation S3. Cette orientation préférentielle de forme des andalousites suggère un métamorphisme de contact syn-D3. Cet ensemble de micaschiste métamorphisé est recoupé par des dykes d'aplites, parfois à grenat, provenant du granite d'Avión (*Figure III-7-d*) et très similaires à ceux qui peuvent êtres observés en plein cœur du massif et le recoupant (*e.g.* zone d'Oroso). Ces dykes forment un réseau connecté présentant deux orientations : N110/60SW et N55/80SE. Ces deux orientations suggèrent un réseau conjugué mais nous n'avons pas observé de stries aux épontes de ces dykes.

Age relatif et conditions de mise en place des granites G1

Il y a des caractères post-D3. Le granite contient des enclaves et panneaux de micaschiste crénulé. On peut objecter que cette crénulation pourrait ne pas être reliée à D3, mais par exemple à D2. Or, dans l'auréole de métamorphisme de contact on le retrouve crénulé sans ambiguïté : i) des structures D2 (sigmoïdes de quartz asymétriques vers le Nord, bandes de cisaillement et plis d'entraînement à vergence Nord dans la schistosité S2) ; (ii) des structures D1 (exsudats de quartz D1 totalement plissés dans la schistosité S2). Il s'agit donc bien d'une schistosité de crénulation S3. De plus, et en accord avec l'observation précédente, les aplites à grenat du granite d'Avión qui le recoupent, recoupent également S3. Néanmoins, S3 est peu pénétrative sur ces affleurements et la durée des évènements tectoniques étant nettement supérieure à celle de la mise en place d'un pluton de cette taille, ces caractères post-D3 sont à reconsidérer dans la durée de la phase de déformation.

En effet les caractères syn-tectoniques D3 sont plus probants. La croissance des blastes orientés d'andalousite de contact dans la S3 indique clairement une mise en place du granite d'Avión syn-D3. De plus, les trajectoires de S3 semblent décrire un point triple dans l'encaissant au Nord du massif (données personnelles et données de la carte géologique d'Avión au 1 :50000, voir *Figure III-5*). Ceci est cohérent avec une interférence entre le champ de forces de volume lié à l'injection du magma et la déformation régionale D3.

Barrera Morate *et al.* (1989) ont proposé que les granites G1 se mettent en place pendant D2 ou à l'interphase D2-D3. Dans ce cas, l'auréole de métamorphisme devrait être affectée par la crénulation S3. De même, les dykes d'aplite du massif d'Avión recoupant l'auréole de métamorphisme de contact : i) ne devraient pas recouper la crénulation et ii) devraient être plissés par l'évènement D3. Or, les observations de terrain sont contraires à cette hypothèse, et par contre compatibles et cohérentes avec un emplacement syn D3.

La fabrique interne du massif d'Avión est très marquée. Cette fabrique est Nord-Sud et subverticale que ce soit dans le cœur ou sur les bordures du massif. Cette fabrique est certainement acquise à l'état submagmatique du fait de la compression régionale Est-Ouest D3. La géométrie des enclaves passives de tonalites en ellipsoïdes verticaux à grand axe plus ou moins Nord-Sud suggère que la direction de fluage du matériau lors de la mise en place du pluton pourrait être suivant une direction Nord-Sud. Cependant, il ne s'agit que d'une hypothèse, qui demanderait à être vérifiée par d'autres méthodes (*e.g.* ASM). Les caractères post-D3 corrélés au fait que la S3 autour du granite d'Avión est moins pénétrative et développée que dans certains sites, tendraient à montrer que la mise en place du pluton s'effectue soit dans une zone dans laquelle D3 n'a pas atteint son maximum d'intensité, soit

avant le pic de la déformation D3. Les massifs de Chantada et Meabia possèdent des caractéristiques très similaires à celles du massif d'Avión (porphyriques, fabrique interne très fortement orientée Nord-Sud, enclaves elliptiques de tonalites, déformation cisaillante post solidus localement, *etc*.) Cela suggère que ces deux autres massifs G1 sont contemporains du massif d'Avión et mis en place dans des conditions similaires c'est-à-dire syn-D3, sans doute avant le pic de déformation de cet évènement compressif.

III-2.2.2 Les granites G2, série des leucogranites et granites à deux micas

Les massifs granitiques G2 du secteur étudié se présentent sous la forme de batholites allongés Nord-Sud et de petites coupoles isolées dans les séries para dérivées. Ainsi, on rencontre les deux très grands batholites G2, de Carballiño (à l'Est) et de La Estrada-Cerdedo (à l'Ouest) alors que les petites coupoles isolées se localisent le long de l'antiforme de Candan (*Figure III-2*, *e.g.* le massif de Beariz). Ces granites sont constitués de différents faciès depuis des granites à deux micas jusqu'à des leucogranites à muscovite. Le passage entre les différents faciès est progressif (Barrera Morate *et al.*, 1989).

Les grands batholites : le massif de Carballiño et le massif de La Estrada-Cerdedo

A très grande échelle, ces massifs se présentent sous forme de batholites allongés Nord-Sud (*Figure III-1*), leurs contacts présentent des directions et des géométries très variables (*Figure III-2*). En effet, le contact Est du massif de La Estrada-Cerdedo est un très rectiligne N165. Le contact Ouest du massif de Carballiño est par contre très variable en direction et en géométrie (inclusions de septas Nord-Sud de micaschistes), depuis N0 au niveau du massif G3 de Boborás jusqu'à N40 au niveau du massif G3 d'Irixo. A l'échelle de l'affleurement, les parties internes des massifs paraissent faiblement déformées et orientées. L'absence ou la rare présence de faciès porphyriques à feldspaths potassiques centimétriques ne facilite pas la détermination d'une orientation préférentielle. Cependant les observations microscopiques permettent de distinguer une fabrique préférentielle caractérisée par un alignement préférentiel horizontal Nord-Sud des biotites, muscovites et des feldspaths. Par ailleurs le granite est affecté par une faible déformation de haute température qui se marque par des fractures verticales dans les feldspaths horizontaux Nord-Sud et un début de texture en échiquier du quartz (« chessboard » texture). Une déformation post solidus faible existe également. Elle se marque par des kinks affectant les micas, une texture onduleuse du quartz et de petites bandes de déformation. Il n'est pas possible de déterminer ici une cinématique.

Lorsque l'on se rapproche à environ un kilomètre du contact granite-encaissant, une fabrique macroscopique apparaît nettement.

Le contact Ouest du massif de Carballiño au niveau de la carrière de Fondo de Vila

La carrière de Fondo de Vila se situe sur le contact NW du granite G2 de Carballiño. Le long de ce contact N-S, le granite G2 n'est séparé du granite G3 de Boborás que par un mince domaine de micaschiste fortement plissé de 800 m d'extension Est-Ouest (*Figure III-2*). Les affleurements de granite montrent de nombreuses enclaves Nord-Sud de micaschiste affecté par la crénulation.

Dans cette carrière, le granite G2 montre une texture finement grenue et peu porphyrique. Il possède une fabrique planaire très nette marquée par des plans N170/90 à N10/80NW de biotite (*Figure III-13-b*). Microscopiquement, le granite possède une texture avec des gros cristaux de quartz montrant une orientation Nord-Sud. Ces quartz montrent une extinction ondulante systématique et quelques indices de déformation de haute température (texture en échiquier, *Figure III-14-b*). Par ailleurs, certains grains ont des contours lobés (*Figure III-14-c*), interprétées comme le résultat d'une déformation dans des conditions métamorphiques de haut grade (Passchier & Trouw, 1996). Ces quartz sont disséminés dans une matrice plus fine constituée de feldspath potassique, plagioclase, muscovite et biotite. L'observation des micas dans trois plans différents (verticaux Nord-Sud & Est-Ouest ; horizontal Nord-Sud) montre une organisation en plan verticaux Nord-Sud (*Figure III-13-b et f*) et les micas définissent dans ce plan une linéation horizontale (*Figure III-14-a*). Une déformation de plus basse température se marque par la présence de bandes de cisaillement subverticales N30 à quartz et muscovite recoupant la foliation du granite. On remarque l'initiation de structures C/S qui indiquent une cinématique dextre (*Figure III-14-d*).

Au sein du granite, des zones constituées presque exclusivement de quartz et de micas blancs sont observés, passant au granite s.s. de manière progressive. Ces zones s'organisent selon des plans subverticaux N170 à N28/75NW, recoupant localement la foliation du granite (*Figure III-13-b et d*).

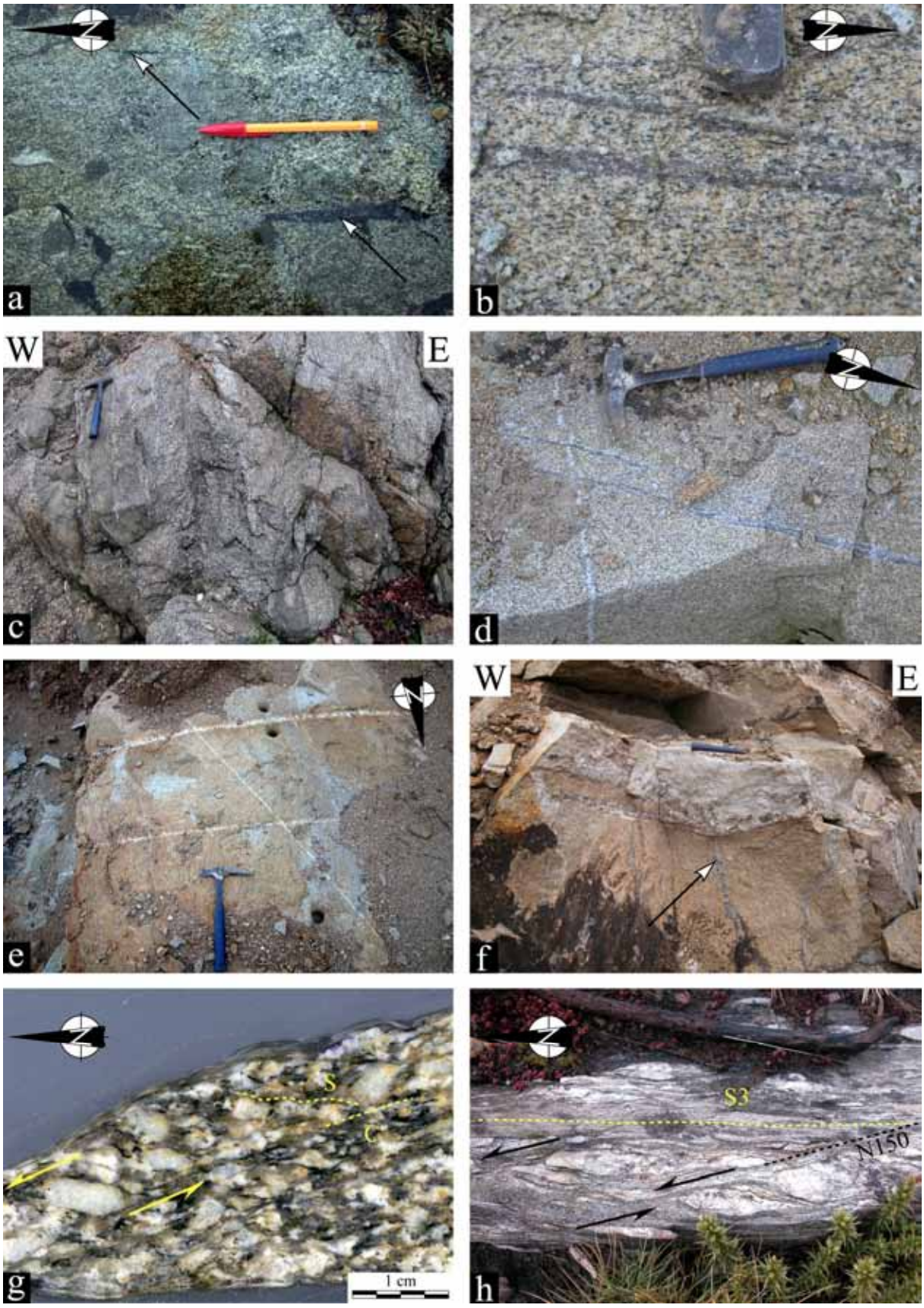


Figure III-13: *Structure et déformation dans les grands batholites de granites G2. a) Foliation N170 dans le massif de La Estrada - Cerdedo, marquée par des enclaves de tonalite (flêches) et une orientation Nord-Sud des feldspaths (plan horizontal). Route PO240, km 37-38 ; b) foliation Nord-Sud (plan horizontal) sur le flanc Ouest*

du massif de Carballiño marquée par les biotites. Cette fabrique est recoupée par des fractures d'azimut Nord-Sud à quartz-muscovite (greisen). Carrière de Fondo de Vila ; c) plans Nord-Sud subverticaux de tonalite sombre (e.g. sous le marteau) au sein du granite, et zones de mélanges de magmas (teintes intermédiaires). Carrière au Nord-Ouest de Cerdedo, flanc Est du massif de La Estrada – Cerdedo ; d) dykes de pegmatite E-W à fort pendage recoupé par des fractures à quartz-muscovite (greisen). Carrière de Fondo de Vila ; e) Système de veines conjuguées de pegmatites à fort pendage recoupant le granite de Carballiño. Carrière de Fondo de Vila ; f) dyke de pegmatite et d'aplite litée recoupant le granite de Carballiño et les fractures greisen. Carrière de Fondo de Vila ; g) structures C/S sénestres verticales sur le flanc Est du massif de La Estrada – Cerdedo. Route PO-2003 Codesada-Forcarei, km 14 ; h) cisaillement sénestre N150 vertical recoupant la schistosité S3 dans la zone de cisaillement de Couso, le long du flanc. Route Avión – Pigorzos à Outeiro Malato.

Microscopiquement, ces zones, au maximum de 5 centimètres de puissance se caractérisent par l'absence de biotite alors que les biotites du granite situées au voisinage de ces zones sont chloritisées. On observe localement des feldspaths similaires à ceux du granite mais altérés. Ceci suggère qu'il s'agit de zones d'altération du granite en un assemblage quartz-mica blanc. En raison de leur aspect rectiligne, elles pourraient résulter du passage de fluides dans des fractures d'orientation Nord-Sud ayant provoqué une greisenification du granite.

Des veines de pegmatite recoupent le granite. Ces veines de 1 à 10 cm montrent deux orientations, en moyenne N115/80SW et N60/80NW. Les épontes des veines N115 montrent un cisaillement sénestre alors que celles des veines N60 montrent un cisaillement dextre (plongement de la strie de l'ordre de 10°). Les deux orientations de veines se recoupent et se décalent mutuellement. Ceci ajouté aux cinématiques observées sur leurs épontes respectives montre qu'il s'agit d'un système conjugué de veines de pegmatites (*Figure III-13-e*). Parce que certaines pegmatites sont recoupées et décalées par des zones de greisen N28/75NW (*Figure III-13-d*) alors que d'autres ne le sont pas, il est suggéré que les dykes pegmatitiques sont cogénétiques des zones d'altération greisen.

Un affleurement de la carrière montre l'existence d'une pegmatite différente (*Figure III-13-f*), composée par l'alternance d'aplite et de pegmatite et affleurant sous la forme d'un dyke à faible pendage (N160/25NE). L'aplite est soulignée par des lits de grenats et de tourmaline parallèles aux épontes. Au sein de l'aplite se trouvent des zones de pegmatites, plus nombreuses dans la partie supérieure du dyke. Texturalement et minéralogiquement, ce dyke d'aplo-pegmatite est identique aux pegmatites litées de Rega da Vella et Ponte Moreiras. Il recoupe très nettement l'ensemble granite folié et zones de greisen (*Figure III-13-f*).

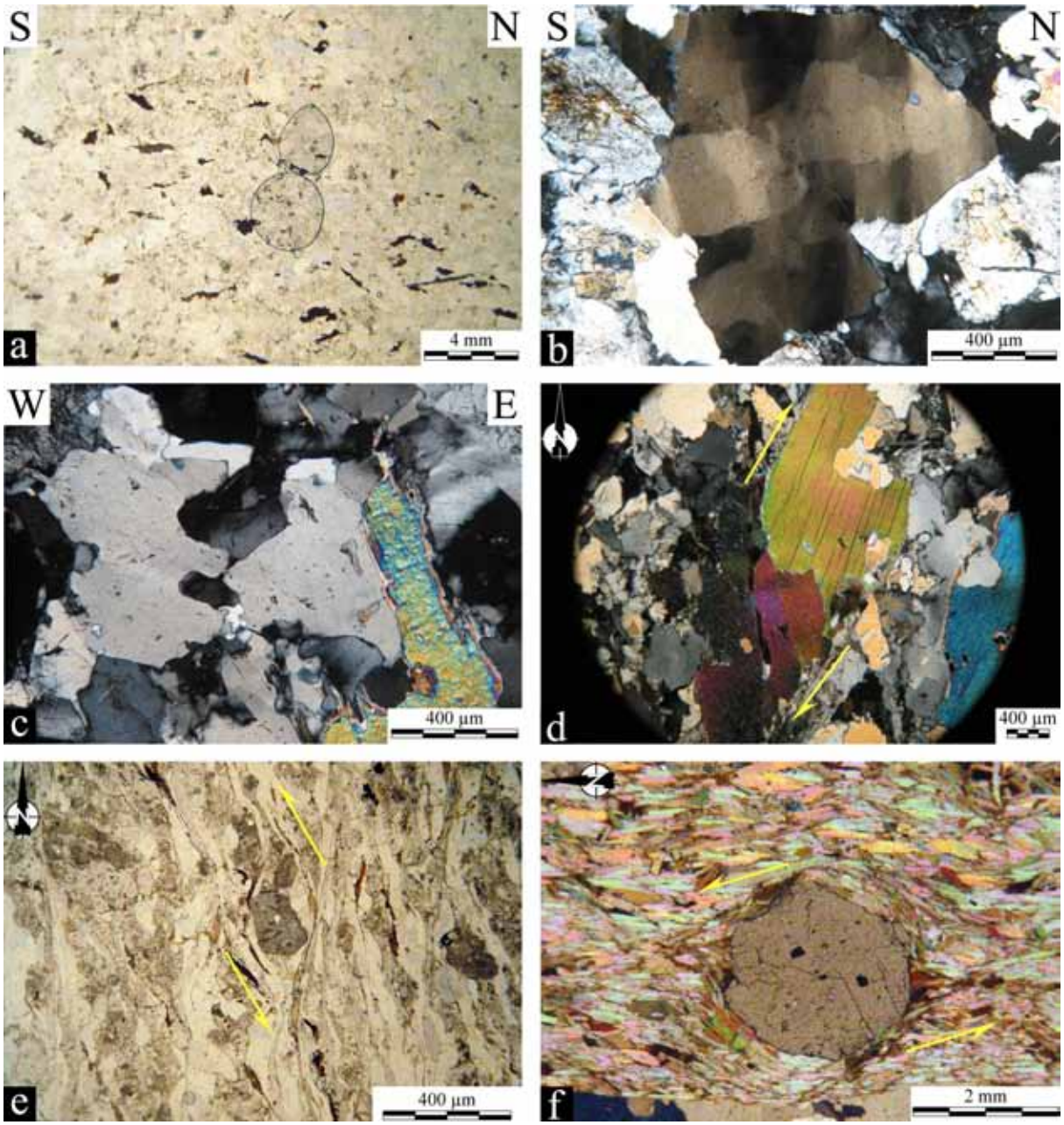


Figure III-14: *Microstructures dans les grands batholites de granite G2 et leur encaissant. a) linéation horizontale bien marquée par les biotites dans le plan de foliation vertical Nord-Sud du granite. Carrière de Fondo de Vila, massif de Carballiño ; b) déformation de haute température « en échiquier » du quartz magmatique. Carrière de Fondo de Vila ; c) grains de quartz magmatiques à bord lobés indicateurs d'une déformation dans des conditions métamorphiques de haute température. Carrière de Fondo de Vila ; d) début d'apparition de structures C/S dextres dans le granite du flanc Ouest du massif de Carballiño. Carrière de Fondo de Vila ; e) Structures C/S bien marquées dans le granite du flanc Est du massif de La Estrada-Cerdedo. Route PO-240 Doade-Cernedo, km 37-38 ; f) cisaillement vertical sénestre autour d'un porphyroclaste de grenat dans le micaschiste au contact du massif de La Estrada-Cerdedo. Route PO-240 Doade-Cernedo, km 37-38.*

Le contact Est du massif de la Estrada-Cerdedo

Le flanc Est du massif de La Estrada-Cerdedo a été étudié sur une grande distance depuis Codeseda au Nord-Ouest jusqu'à l'Ouest d'Avión, au Sud-Ouest. Ce granite montre une forte fabrique planaire soulignée par les micas, et plus localement, par les feldspaths potassiques lorsque le faciès est porphyrique (*Figure III-13-a*), les enclaves de micaschiste et les enclaves magmatiques sombres. L'azimut de cette fabrique planaire varie entre N10 et N160 et son pendage est généralement subvertical ou de 70° vers l'Est. Les changements d'orientation de la fabrique planaire semblent indépendants de l'orientation du contact, sur l'ensemble des affleurements observés. A l'échelle microscopique, les micas, quartz et feldpaths forment une linéation subhorizontale, identique à celle du massif de Carballiño. Le long de ce flanc Est du massif de La Estrada-Cerdedo, on observe de très nombreuses enclaves magmatiques sombres, centimétriques à pluri-hectométriques, et de forme lenticulaire. Les plus importants affleurements de ces roches magmatiques sombres se trouvent dans la région de Cerdedo. D'après Barrera Morate *et al.* (1989), il s'agit de tonalites. Dans une ancienne carrière située près de la N541[16] entre les kilomètres 62 et 63, il est possible de voir de très importants affleurements de ces lentilles (*Figure III-13-c*). Elles sont parallèles à la foliation interne du granite et de nombreuses zones montrent des faciès de minéralogie et de teinte intermédiaire entre granite à deux micas et tonalite. Nous interprétons ces faciès comme des figures de mélange entre deux magmas. Plus au Sud, près du village de Cernedo[17], à 300 m du contact granite-encaissant, on observe également ces lentilles de tonalites. Elles possèdent ici une forme elliptique de l'ordre de quelques centimètres marquant la foliation planaire du granite (*Figure III-13-a*). Cette foliation est ici N160, subverticale. Des petites enclaves de micaschistes centimétriques marquent également ce plan de foliation, ainsi que des feldspaths potassiques et des micas. Dans ce même secteur, et en s'approchant du contact avec l'encaissant, on observe l'apparition de bandes de cisaillement secondaires dans le granite. Au niveau du contact granite-encaissant, les structures C/S sont bien développées (*Figure III-14-e*). Elles sont subverticales et orientées N150 à N140. La cinématique est clairement sénestre. A l'échelle microscopique, les bandes C sont soulignées par des micas blancs et du quartz. Le micaschiste à grenat-biotite-muscovite-quartz-sillimanite situé au contact est affecté par la crénulation S3, elle-même recoupée par les bandes C (*Figure III-13-h*). Des queues asymétriques autour des grenats indiquent également

[16] Située entre les villes de Madanela de Montes et Cerdedo, cette ancienne carrière se trouve à 500 m à l'Ouest du contact granite-encaissant et à 900 m au nord-ouest de Cerdedo.
[17] Route PO240, entre les kilomètres 37 et 38.

une cinématique sénestre (*Figure III-14-f*), la sillimanite se concentrant dans les bandes C et dans les queues des porphyroclastes de grenats. Tous les affleurements observés le long du flanc Est du massif ont montré la présence d'un cisaillement sénestre N150 à 140 sur une zone de 100 à plus de 500 m à partir du contact granite-encaissant. Tout le long du contact, le micaschiste est affecté par ces bandes C/S qui affectent les quelques pegmatites rencontrées. Dans l'ancienne carrière située au Nord-Ouest de Cerdedo, il est également possible d'observer des bandes C/S dextres subverticales affectant les lentilles de tonalite et le granite, les bandes C étant N25. Ces structures C/S sont interprétées comme conjuguées des bandes C sénestre N150-140.

Relations entre les grands batholites G2 et l'encaissant

Peu d'affleurements permettent d'observer dans de bonnes conditions les contacts entre ces batholites et l'encaissant. Néanmoins, nous disposons des éléments suivants : i) le massif G1 d'Avión est recoupé par un granite G2 (Barrera Morate *et al.,* 1988, 1989) ; ii) ces granites G2 contiennent des enclaves de micaschiste à crénulation S3 ; iii) ils possèdent une fabrique macroscopique planaire globalement Nord-Sud, sur laquelle se trouve une linéation horizontale. Cette fabrique planaire apparaît indépendante de l'orientation du contact et est surtout marquée à proximité des contacts, même si elle existe de manière plus discrète dans le cœur des massifs ; iv) des réseaux conjugués de dykes de pegmatites les recoupent, ainsi que des pegmatites-aplites litées en tout points similaires à celles observées dans l'encaissant ; v) les deux massifs étudiés sont affectés sur leurs bordures par zones de cisaillement sénestres pour La Estrada-Cerdedo et dextres pour Carballiño. Cependant la zone de cisaillement qui affecte le bord Est du massif de La Estrada-Cerdedo apparaît comme une structure majeure d'ampleur régionale.

Ces différents éléments impliquent que ces grands batholites se sont mis en place pendant l'évènement D3, après la mise en place des granites G1 (recoupement des G1 syn-D3, enclaves de micaschiste crénulé). Le fait que ces massifs possèdent une fabrique planaire avec une linéation horizontale Nord-Sud, bien marquée sur leurs flancs et indépendante de l'orientation du contact, et que ces granites sont recoupés par des pegmatites identiques à celles présentes dans l'encaissant implique que ces granites se sont mis en place avant les pegmatites de type Rega da Vella, et donc avant le pic de déformation D3. Ainsi la fabrique planaire de ces granites pourrait être acquise lors du pic de déformation D3, ce qui est cohérent avec les déformations de haute température du quartz (textures en échiquier et quartz lobés). Les zones de cisaillement décrochantes observées le long des contacts de ces granites

seraient les expressions tardives traduisant la poursuite de la compression Est-Ouest. Les jeux conjugués senestre et dextre étant observés respectivement sur les bordures Est et Ouest des deux batholites, cette déformation semble être le résultat d'un fluage à vergence Nord du domaine métamorphique situé entre les deux grands batholites.

Le massif de Beariz

Le massif de Beariz est une petite coupole granitique d'orientation globale Nord-Sud de 5 km de long et 2,5 km de large. Il affleure au cœur du groupe de Paraño (DSGC), à proximité du chevauchement basal de l'unité allochtone de Lalín-Forcarei, même si le granite ne le recoupe pas et en est séparé par une faille au niveau de son contact Nord (*Figure III-2*). L'encaissant est affecté par un métamorphisme de faible intensité, à cheval sur l'isograde d'apparition du grenat, présent sur le flanc Est du massif et absent au Nord et à l'Ouest (faciès à biotite, chlorite, albite, voir *Figure III-6*). Le contour cartographique de ce massif (González Cuadra, 1996) est complexe, avec d'importantes variations de largeur du massif entre ses parties Nord et Sud, et de nombreux diverticules plus ou moins Nord-Sud émanant du massif (*Figure III-15*). La schistosité principale autour du massif est essentiellement une schistosité S2 affectée par la crénulation S3, excepté sur le flanc Est du massif où la crénulation est très importante et forme une bande Nord-Sud avec une schistosité principale S3 subverticale passant par le sommet du mont Marcofán. En dehors de cette bande, la schistosité S2 est globalement orientée Nord-Sud avec un pendage moyen de 50°W à l'Est du massif et environ 30°W à l'Ouest du massif. Nos données personnelles ajoutées aux données de González Cuadra (1996) et de Monteserín López (1981) ne montrent pas clairement la présence d'un point triple S3 autour du massif (*Figure III-5*), bien que ce dernier ait été suggéré sur la base de variations de distances entres les bancs de gneiss dans le groupe de Lalín-Forcarei au Nord du massif (González Cuadra, 1996). Le granite de Beariz montre une auréole de métamorphisme de contact dans son encaissant. La puissance de cette auréole est très variable, mais n'excède pas cent mètres. Lorsque le chimisme de l'encaissant est favorable, on observe un important développement de cristaux pluricentimétriques d'andalousite (notamment sur le flanc Est, au mont Marcofán, et sur le flanc Ouest, près de Penas das Ferreiras).

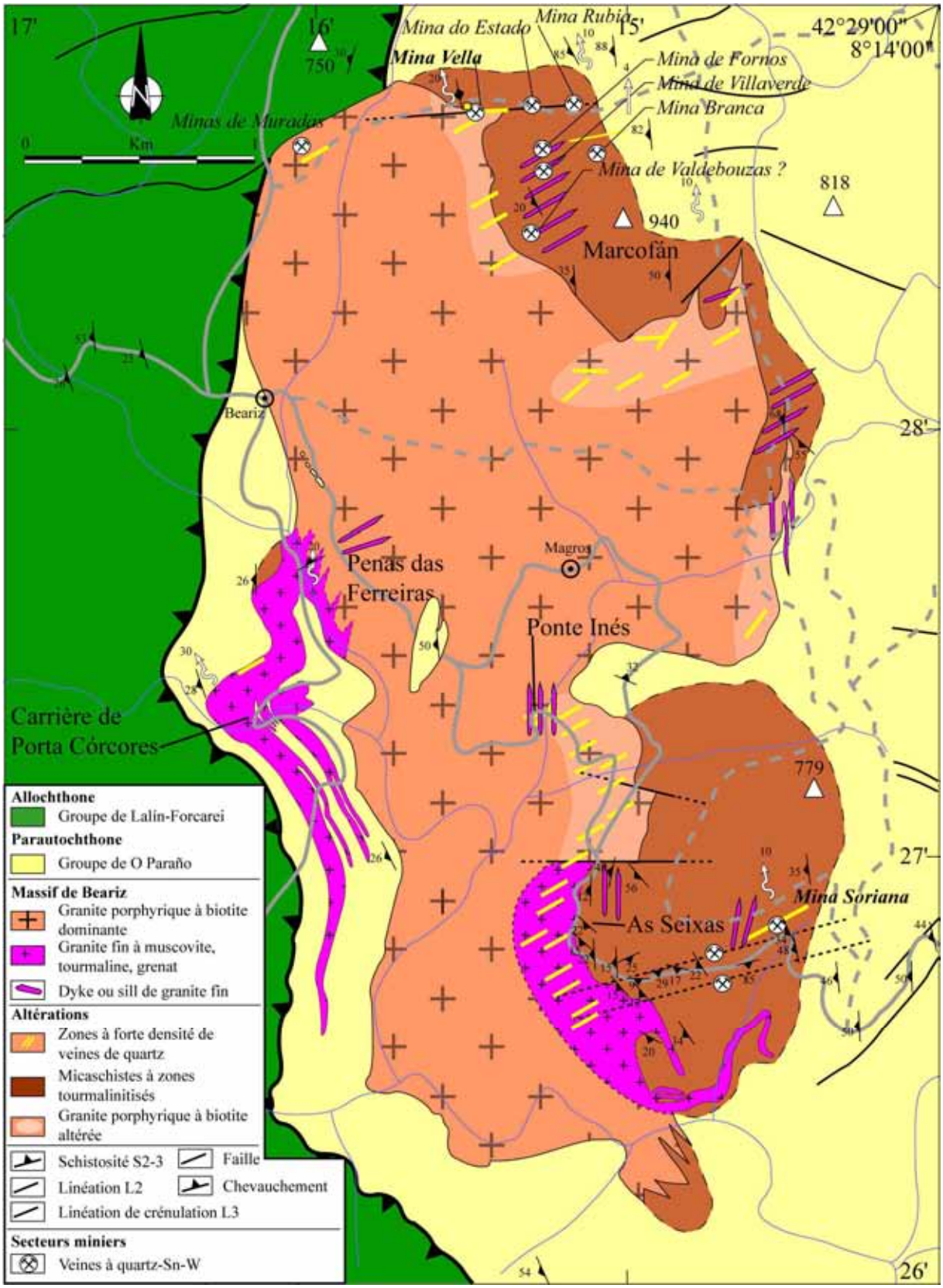


Figure III-15: *Carte géologique du massif de Beariz, modifié d'après González Cuadra (***1996***). Les contacts entre le faciès porphyrique grossier et le leucogranite à muscovite-tourmaline-grenat restent approximatifs du fait de l'absence d'affleurements ou de la présence de végétation. De même, la densité de dykes de leucogranite recoupant le granite prophyrique est peut-être sous-estimée.*

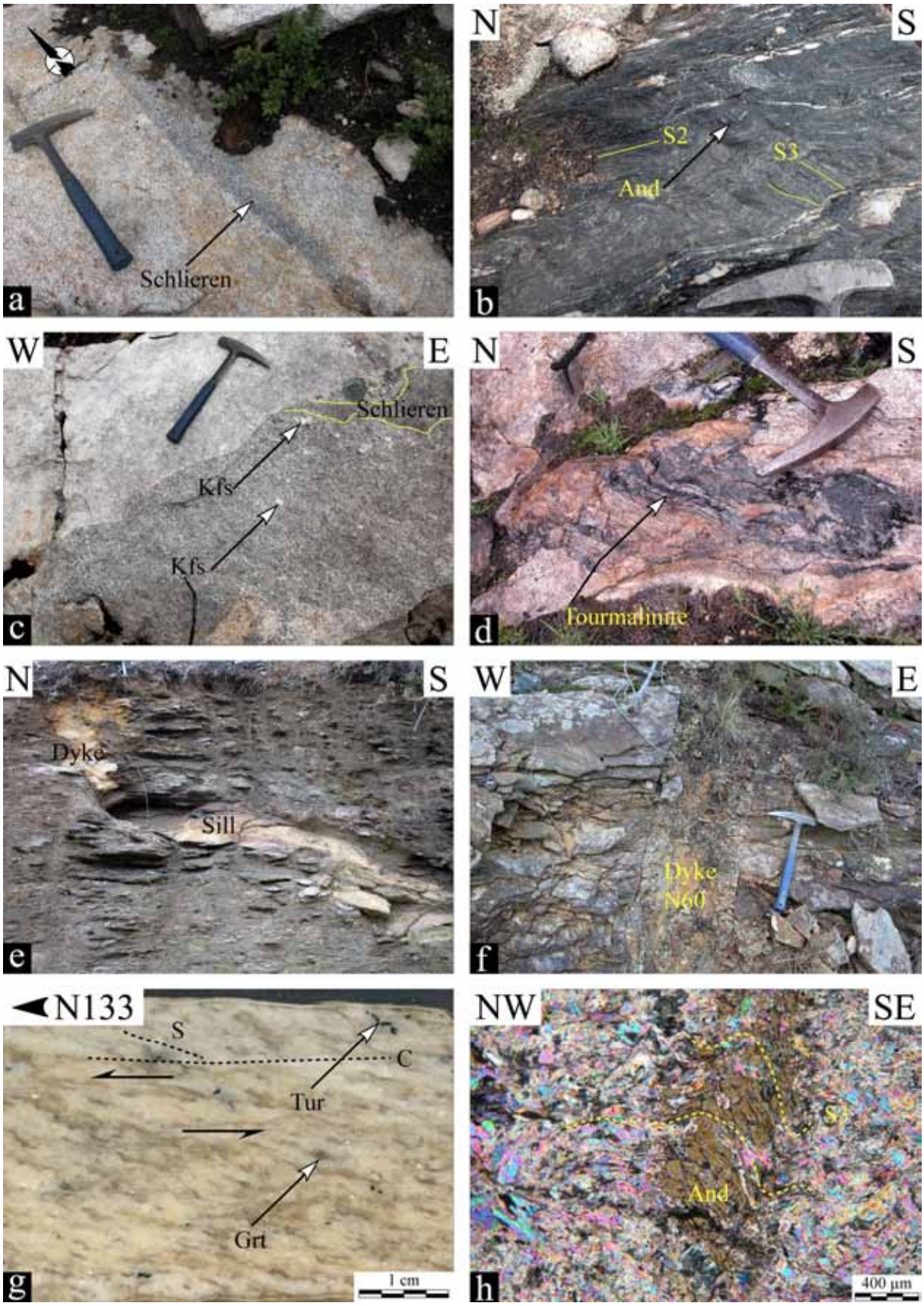


Figure III-16: *Granites du massif de Beariz et relations avec l'encaissant. a) lentilles magmatiques sombres (schlierens et/ou tonalites) dans le granite porphyrique grossier. Penas das Ferreiras : b) enclave de micaschiste crénulé affecté par le métamorphisme de contact (andalousites, flèche) au sein du granite*

porphyrique. Penas das Ferreiras ; c) recoupement net du faciès porphyrique (feldspaths flêchés) incluant des niveaux sombres (pointillés) par le leucogranite fin à tourmaline-grenat. Penas das Ferreiras ; d) enclave de micaschiste crénulé et transformé en tourmalinite au sein du leucogranite. Penas das Ferreiras ; e) Injection de leucogranite à tourmaline-grenat en « plats et rampes » (sill – dyke) dans le micaschiste situé juste au dessus du leucogranite. Ancien stade de As Seixas ; f) dyke N60 de leucogranite recoupant le micaschiste. Flanc Ouest du mont Marcofán ; g) Structures C/S sénestre à faible pendage SE (7°) au niveau du contact entre le leucogranite Ouest et l'encaissant. Carrière de Porta Córcores ; h) Cœur d'andalousite non séricitisé incluant la schistosité de crénulation S3 dans le micaschiste au contact avec le granite prophyrique. Sud-Est du mont Marcofán.

Les andalousites sont alignées dans la schistosité de crénulation S3 et montrent fréquemment une orientation préférentielle horizontale Nord-Sud dans le plan de foliation. Les andalousites des cornéennes de contact sont souvent pseudomorphosées en micas blanc, et les micas (muscovite et biotite) marquant la schistosité de crénulation sont parfois chloritisées. En section Est-Ouest, des cœurs non altérés de section basale d'andalousite englobant la schistosité de crénulation S3 ont été observés (*Figure III-16-h*). Des enclaves de micaschistes crénulés transformés en cornéenne à andalousite s'observent également sur le côté Ouest du massif (Penas das Ferreiras).

Dans la partie centrale du massif (Ponte Inés), on observe un granite porphyrique (feldspaths potassiques parfois supérieurs à 5 cm), grenu, plus riche en biotite qu'en muscovite. Ce granite ne montre pas clairement de foliation ou de linéation. A l'échelle microscopique, le quartz présente systématiquement une extinction ondulante, et de fréquentes petites bandes de cisaillement à faible vergence Nord sont marquées par de petites muscovites. Ce granite est recoupé par de nombreux dykes, ici N170 à N25, à pendages très variables, de granite microgrenu très blanc à muscovite-grenat-tourmaline. Sur le flanc Ouest du massif, dans la vallée du río Pedriña (Penas das Ferreiras) de nouveaux affleurements[18] permettent d'observer d'abondantes enclaves magmatiques sombres ainsi que des traînées de biotites à géométrie complexe de type schlierens (*Figure III-16-a*). Quelques mesures réalisées sur ces enclaves donnent une orientation moyenne N4/30°NW. Par ailleurs de nombreuses zones se présentent sous la forme de faciès grenu porphyrique de teinte sombre, assez similaire aux faciès interprétés comme faciès de mélange pour le granite G2 de La Estrada-Cerdedo. Au sein de ces faciès grenus porphyriques, on observe de nombreuses poches de pegmatites à grenat ou tourmaline de dimension centimétrique à métrique. Ces faciès grenus porphyriques sont recoupés de façon cassante par un important réseau de dykes

[18] Suite aux incendies de l'été 2005.

(*Figure III-16-c*) ou de lames de granite blanc à muscovite-grenat-tourmaline, de puissance très variable (centimétrique à plurimétrique), localement pegmatitique.

Ces dykes ou lames possèdent fréquemment une structure litée, parallèle à leurs épontes. Localement ils englobent des panneaux de micaschistes crénulés transformés en tourmalinites (*Figure III-16-d*).

Plus à l'Ouest de cet affleurement, le leucogranite à muscovite-tourmaline-grenat (faciès clair ou granite blanc) est présent sur une importante surface et constitue une lame de 200 m de puissance injectée parallèlement à la foliation S3 et la recoupant localement (*Figure III-15*). Dans cette zone, l'ancienne carrière de Porta Córcores est intégralement ouverte dans ce faciès de granite fin et blanc. La zone de contact de ce faciès avec l'encaissant est marquée par la présence de structures C/S dans le granite (*Figure III-16-g*). Les plans C sont à faible pendage Sud (N140/22SW) et la linéation sur ces plans est N133/7SE. La cinématique déduite des structures C/S indique un mouvement en faille normale vers le Sud-Est. En dehors de la zone de contact, il n'y a pas de structures C/S mais le granite montre une foliation N30/35NW. Sur le flanc Est du massif, entre les kilomètres 14 et 15 de la route Beariz-Brués, un autre affleurement de ce leucogranite blanc à muscovite-grenat-tourmaline (*Figure III-15*) montre une fabrique subverticale Nord-Sud et localement quelques structures C/S. Les plans C possèdent une orientation N0 à N170 et un pendage de 25° vers l'Est. Le sens de mouvement observé est dextre. Le contact granite blanc-encaissant montre un très faible pendage Est, parallèle à la route Beariz-Brués. La schistosité S2 orientée N125 est ici à très faible pendage (12 à 20° SW). A proximité, au lieu dit As Seixas, les bords d'un ancien stade de football permettent d'observer les micaschistes situés structuralement juste au dessus du granite. Sur cet affleurement on observe des injections granitiques de teinte claire, microgrenue, à tourmaline et grenat. Ces injections se trouvent en sill dans la schistosité S2, N0/20W, elle-même affectée par la crénulation. Elles peuvent parfois recouper la schistosité, l'ensemble ayant alors une géométrie en plat et rampe (*Figure III-16-e*). Ces injections provoquent un développement de tourmaline dans le micaschiste situé à leur contact. Les tourmalines sont majoritairement orientées Nord-Sud. Ces injections en plats et rampes sont rattachées au faciès granitique blanc sur des critères d'ordre minéralogique texturale et de proximité. Les affleurements du mont Marcofán présentent une géométrie assez similaire. En effet, le granite porphyrique affleure sur le flanc Ouest et Sud-Est du mont, ce qui suggère qu'il se prolonge en partie sous celui-ci (*Figure III-15*). Ceci est confirmé par le fait que les micaschistes dans ce secteur (*i.e.* au dessus du granite non visible) contiennent des andalousites centimétriques. Ces micaschistes sont fréquemment recoupés par des dykes de

leucogranite clair, microgrenu et très altérés (*Figure III-16-f*). Localement, ces injections sont concordantes avec la schistosité (sill) ou alors obliques (dyke). Les azimuts de ces injections microgrenues dans les micaschistes sont globalement Nord-Sud lorsqu'elles adoptent une forme de sills. Lorsqu'il s'agit de dykes, on observe deux directions principales N30 et N70. Les pendages des dykes sont en général assez importants de 52 à 88° vers le Nord-Ouest ou le Sud-Est. Les conditions d'affleurement (bords de chemins forestiers, dykes arènisés) rendent impossible la réalisation d'une étude statistique plus détaillée de ces orientations qui semblent très variables (de N0/90 à N105/20SW ou N110/90, voir *Figure III-15*).

L'ensemble du massif de Beariz est recoupé par d'importantes failles. Ces zones de failles sont souvent soulignées par de puissants filons de quartz et/ou d'ensembles de veines de quartz. Sur le flanc Est du massif, à 100 m au Nord du kilomètre 15 de la route Beariz-Brués, une importante zone de faille normale à vergence Sud se marque par une zone riche en quartz (filon de plusieurs mètres de puissance N90/80°N ou stockwerk séparant le granite du micaschiste). Cette faille fait partie d'un ensemble de failles normales successives globalement orientées Est-Ouest, subparallèles entre elles, à vergence Nord ou Sud, se présentant sous forme de veines et/ou filons, et bien marqués tout le long du flanc Est du massif (Faille normale à vergence Nord de Mina Vella, zone de faille du Castro de Magros, etc..). D'importants filons de quartz marquant le contact granite-encaissant existent également sur le flanc Ouest (*e.g.* au Nord de l'ancienne carrière de Porta Córcores), mais en nombre et importance moindre.

Le massif de Beariz apparaît donc comme un massif composite, majoritairement constitué d'un granite grossier porphyrique (à biotite dominante et enclaves magmatiques sombres sur son flanc Ouest) recoupé par un leucogranite microgrenu à muscovite-tourmaline-grenat. De plus le massif granitique est affecté par d'importantes failles normales Est-Ouest à vergence Nord et Sud. Les plus importants affleurements de leucogranite se trouvent sur les flancs Est et Ouest, mais des dykes et sills de même nature recoupent le granite grossier sur l'ensemble de sa surface. Ces injections leucocrates s'observent également sous forme de sills et dykes dans le micaschiste. Ce massif est affecté par des zones de cisaillement sur ces flancs Ouest (sénestre) et Est (dextre) qui se marquent par des déformations post solidus (structures C/S) bien définies sur les contacts et disparaissant rapidement vers le centre du massif. La fabrique et la déformation de ce massif apparaît relativement différente de celle des grands batholites G2. Elle paraît similaire à celle affectant les aplites-pegmatites (cf. *supra*) qui montrent une forte déformation de leurs bordures et une faible déformation interne.

III-2.2.3 Granites G3 : les massifs de Boborás, Iríxo, Castro Dozón et Rodeiro

Les granites G3 dans le secteur d'étude se présentent cartographiquement sous la forme d'un alignement de quatre petites coupoles N-S le long du flanc Ouest du massif G2 de Carballiño, qu'elles recoupent fréquemment. Du Nord au Sud on reconnaît les massifs de Rodeiro (7 x 2,5 km), Castro Dozón (3,9 x 2,8 km), Irixo (10,4 x 5,7 km) et Boborás (8,5 x 3,8 km, *Figure III-2*). Ces coupoles ne se localisent pas préférentiellement le long de la discontinuité rhéologique granite de Carballiño-encaissant, mais plutôt à cheval entre les groupes de Nogueira et l'autochotone Ibérique. Ces coupoles se sont mises en place dans des zones de haut grade métamorphique lié aux évènements D2 (zone du staurotide, début du faciès amphibolite) et D3 (sillimanite, andalousite, feldspath potassique). Comparativement aux autres massifs, le massif de Boborás est dans la zone de degré le plus élevé, à sillimanite et sillimanite-feldspath potassique (*Figure III-6*). L'alignement de ces quatre coupoles est grossièrement N30-40, parallèle au bord Ouest du massif G2 de Carballiño. Chaque coupole montre cartographiquement un grand axe Nord-Sud[19], et toutes recoupent la schistosité principale, que celle-ci soit la schistosité S2 ou la schistosité de crénulation S3 (*Figure III-5*). Ainsi, aucune extrémité de ces coupoles ne montre la présence de point triple (*Figure III-5*).

Relations entre les granites G3 et l'encaissant

Les contacts entre les massifs G3 et les micaschistes encaissants sont généralement à faible pendage, environ 30° Ouest, le long des flancs Ouest des massifs de Castro Dozón, Irixo et de la partie Nord-Ouest du massif de Boborás. L'angle entre le contact du granite et la schistosité principale (généralement S2) est faible en général, voire parallèle lorsque des bancs de quartzites sont présents dans le micaschiste (*e.g.* contact Ouest du massif de Castro Dozón le long de la route N-525, km 276,5).

[19] En ne prenant pas en compte les diverticules respectivement nord-est et sud-ouest des massifs de Castro Dozón et Irixo.

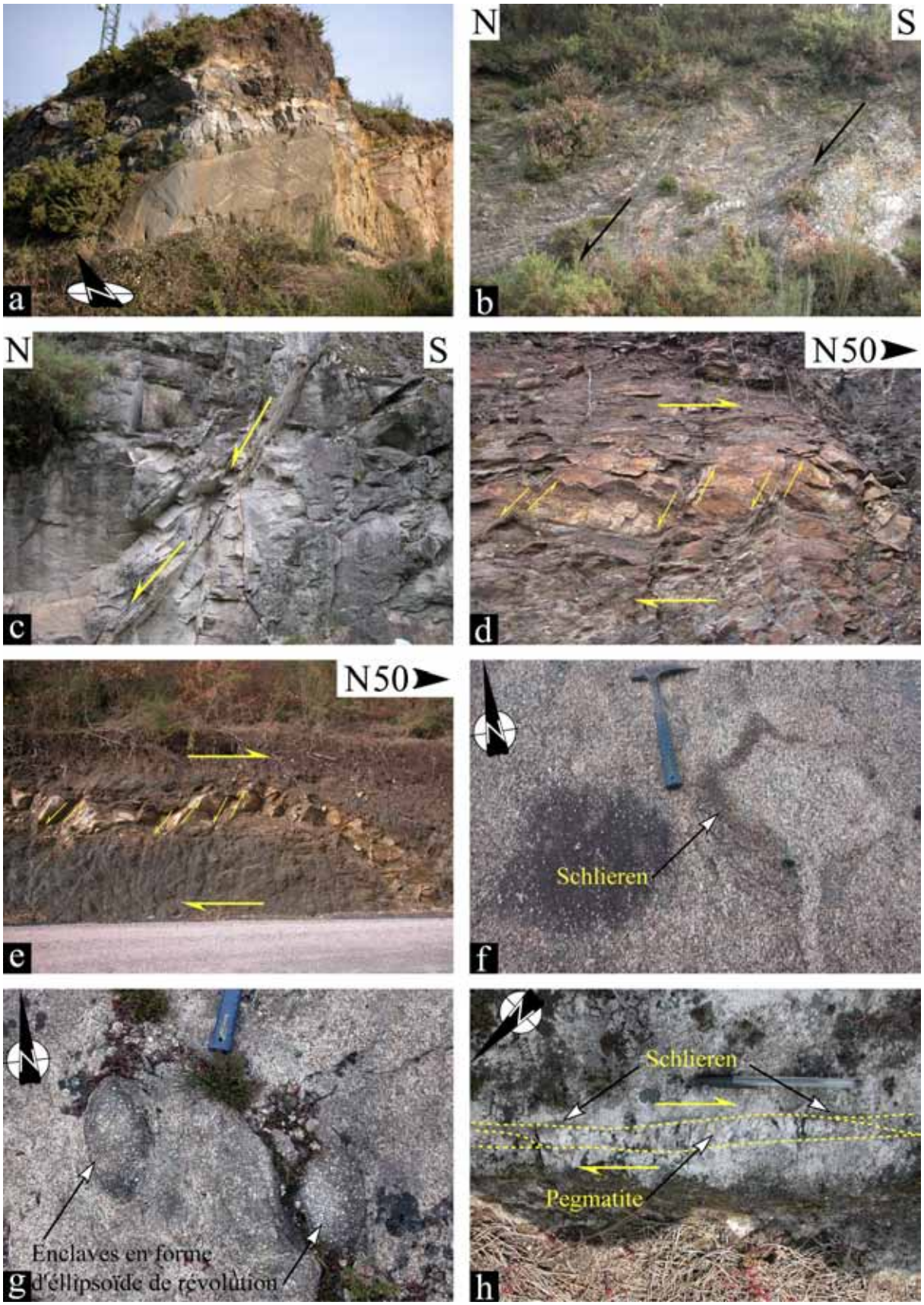


Figure III-17: *Structure interne, déformation et relations avec l'encaissant des granites G3. a) contact à faible pendage Ouest du granite de Castro Dozón avec la partie supérieure du groupe de Nogueira. N-525, km 276,5 ; b) ensemble de failles normales parallèles découpant les micaschistes, ampélites et quartzites au toit du granite*

de Castro Dozón. N-525, km 276,5 ; c) faille normale affectant le granite de Boborás au niveau du contact Nord-Ouest. Voie de chemin de fer au niveau de Brués ; d) sill de granite du massif de Castro Dozón affecté par un cisaillement antithétique indiquant un cisaillement vers le Nord. Puxeiras, Nord-Ouest de Castro Dozón ; e) dyke cisaillé de façon antithétique et parallèlisé avec la schistosité par un cisaillement à vergence Nord. Puxeiras ; f) schlierens contordus alignés suivant une direction Nord-Sud. Nord de San Cosmede de Cusanca ; g) enclaves magmatiques sombres (tonalites ?) sous forme d'éllipsoïde de révolution d'axe N175 perpendiculaire au contact Nord du massif d'Irixo. Nord de San Cosmede de Cusanca ; h) dyke de pegmatite à texture en peigne mis en place à la faveur d'un cisaillement dextre N145 dans le granite. Les cisaillements ré-utilisent des schlierens (flêches) d'orientation N 30. Route entre Reboredo et Moi, centre-Nord du massif d'Irixo.

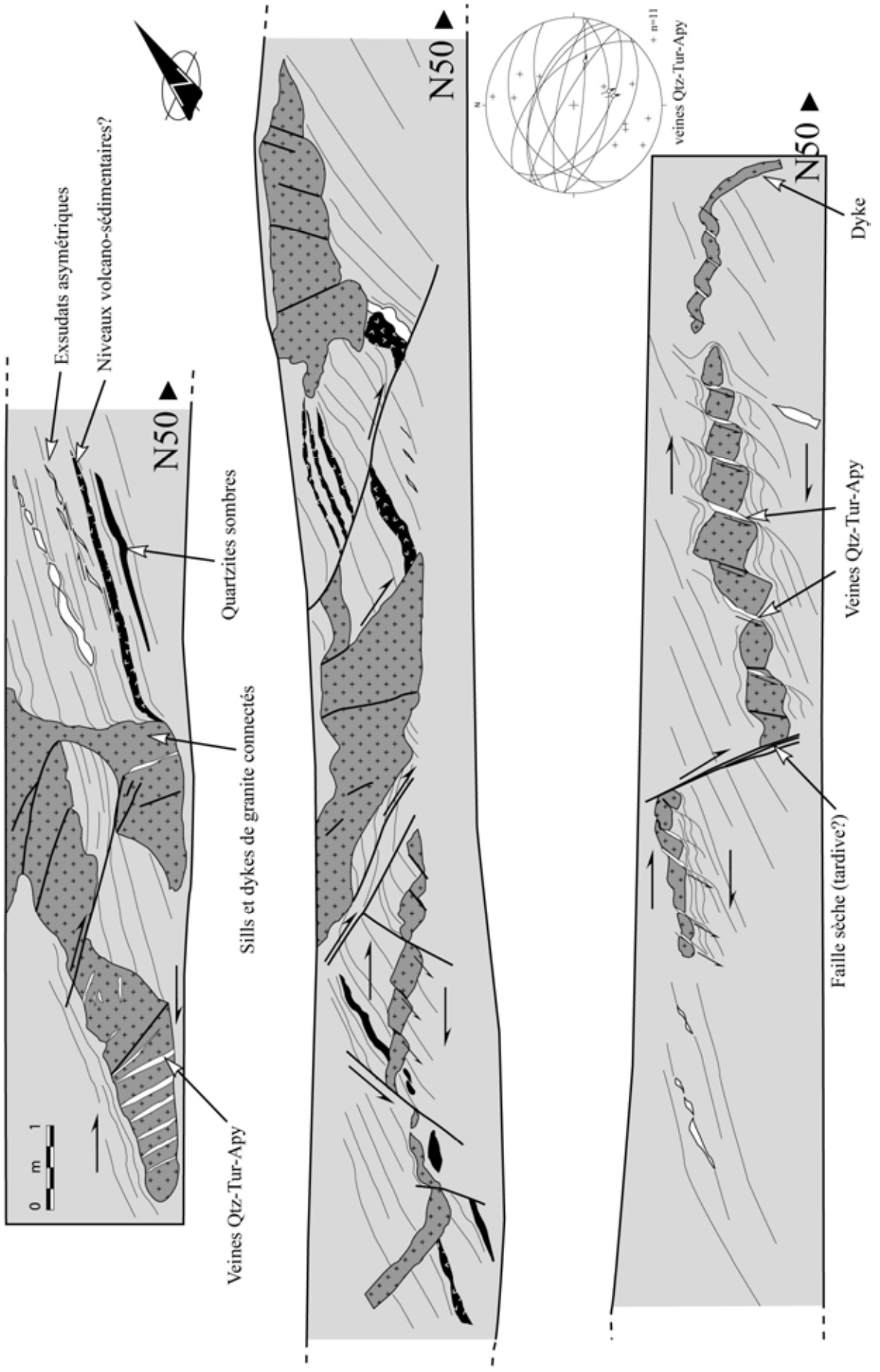
Lorsqu'il est possible d'observer des niveaux structuralement plus profonds comme par exemple dans la zone de migmatites de Salón, sur le flanc Ouest du massif de Boborás, le contact est vertical (N170/85SW), démontrant ainsi que la majorité des coupoles granitiques à l'affleurement sont les apex des intrusions.

Dans les micaschistes du toit, on observe localement des ensembles de failles normales d'orientation variant entre N60 et N90 et de pendage moyen de 55° vers le Nord-Ouest. Au contact Nord-Ouest du massif de Castro Dozón, le long de la N-525, km 276,5, plusieurs niveaux différents de quartzites, micaschistes et ampélites très plissés et déformés sont affectés par des failles N60/55NW dont les crochons indiquent très clairement une cinématique normale à vergence Nord-Ouest. Ce même système de faille peut également affecter le granite, comme par exemple le long de la voie ferrée au contact Nord du massif de Boborás. Ces failles normales ont surtout été observées aux extrémités Nord de chaque massif G3, et correspondent aux secteurs montrant d'importants réseaux de dykes et sills granitiques. Les zones les plus affectées sont le Nord-Ouest du massif de Castro Dozón (Puxeiras) et le Nord-Ouest du massif de Boborás (zone des mines d'or de Brués).

L'affleurement de Puxeiras[20] est situé entre 150 et 300 m au Nord du contact entre le massif de Castro Dozón et le micaschiste encaissant.

Figure III-18: *(Ci-contre) Coupe de Puxeiras, au Nord-Ouest du massif de Castro Dozón, montrant le boudinage et le cisaillement d'un réseau de dykes et de sills granitiques interprétés comme provenant du granite G3 de Castro Dozon situé à une centaine de mètres au Sud. Le diagramme stéréographique montre les orientations des veines à quartz-tourmaline-arsénopyrite qui recoupent les injections granitiques. Quelques stries normales sénestres sont réportées sur les plans (projection conservant les surfaces, hémisphère inférieur). Des exsudats de quartz sigmoïdes et/ou boudinées à cinématique vers le Nord sont également présents. L'origine volcano-sédimentaire de niveaux présents dans la schistosité est à confirmer.*

[20] Affleurement situé sur la route entre Reboredo et Moi, à mi-chemin entre ces deux villages.


Exsudats asymétriques
Niveaux volcano-sédimentaires?
N50
Quartzites sombres
Sills et dykes de granite connectés
Veines Qtz-Tur-Apy
0 m 1
N50
N
+ n=11
veines Qtz-Tur-Apy
N50
Dyke
Veines Qtz-Tur-Apy
Faille sèche (tardive?)

Sur cet affleurement orienté N50 (*Figure III-18*), la schistosité principale S2, perturbée autour des injections, est en moyenne N140/22SW. La schistosité de crénulation S3 n'est pas très marquée, et une linéation de crénulation avec un plongement de 30° vers le Nord est présente. Au sein du micaschiste, on observe un réseau de dykes et de sills de granite fin, avec localement des faciès d'aplites et de pegmatites de dimensions réduites. Les sills concordants avec la schistosité S2 sont boudinés et séparés par des poches de quartz, tourmaline, arsénopyrite. L'axe de ces boudins est N10 à N20, subhorizontal. Localement, ces sills boudinés se connectent à des dykes de granite qui recoupent la schistosité. L'orientation de ces dykes est variable (N0/48E, N80/62SE à N110/73NE), en partie du fait des déformations qu'ils ont subi. Ils sont eux aussi fortement boudinés et cisaillés, parfois transposés et disposés en tronçons subparallèles à la schistosité. Les mesures d'orientations des veines de quartz, des stries, des axes de boudins et des mouvements relatifs entre les blocs indiquent que ces dykes sont affectés par un cisaillement à vergence Nord. De nombreux cisaillements antithétiques entre les différents blocs sont observés surtout dans les zones où la schistosité se trouvait dans une position peu favorable (pendage SW) au développement du cisaillement à vergence N-NE. Cependant, de nombreuses bandes de cisaillement N110-130 et de 30 à 40° vers le Nord-Est découpent le micaschiste et les injections. Les crochons observés sont compatibles avec une cinématique normale.

Le réseau de dykes et de sills granitiques des mines de Brués, situé au Nord-Ouest du massif de Boborás a fait l'objet d'une étude détaillée qui est présentée au Chapitre IV sous la forme d'un article dans lequel ces données sont confrontées à des hypothèses de mise en place du granite et au contrôle structural des minéralisations aurifères.

Structure interne des massifs granitiques G3

La fabrique interne des massifs granitiques G3 est très faiblement marquée. Ces granites équigranulaires ne présentent pas de faciès porphyrique (sauf dans la partie centrale du massif d'Irixo). Les bordures des massifs présentent toutefois une légère fabrique planaire, variant entre N170/10SW (flanc Nord du massif d'Irixo) et N0/25W. Les marqueurs (uniquement observés dans le massif d'Irixo) sont des enclaves magmatiques sombres ovoïdes et des lits de biotites (schlierens). Au niveau du contact Nord (Nord de San Cosmede de Cusanca), on observe de nombreuses enclaves magmatiques d'une quinzaine de centimètres. Les observations dans différents plans de ces nombreuses enclaves suggèrent qu'elles ont une forme d'ellipsoïde de révolution avec un grand axe N175, perpendiculaire à la direction du contact granite-micaschiste. Des structures litées complexes composées de lits

de biotite (schlierens) indiquent également une orientation préférentielle magmatique Nord-Sud. Dans la partie centre-Nord du massif (entre les villages d'O Coto et A Costa), les mêmes marqueurs (enclaves et schlierens) ont pu être observés et montrent une forme elliptique à grand axe de direction variable (N135, N150 et N30).

Les massifs G3 sont localement recoupés par des dykes d'aplite et de pegmatites, parfois à grenat. Il semble que ces dykes sont plus abondants sur les bordures des massifs que dans leurs parties centrales (voir l'exemple du massif de Boborás, au chapitre IV). Les dykes d'aplites et de pegmatite recoupant le massif d'Irixo semblent posséder les mêmes directions que dans le massif de Boborás. Des exemples de dykes N45 apparaissent comme formés par des ouvertures en pull-apart dextre dans le granite et montrent une texture en peigne.

Conditions de mise en place des massifs G3

Les massifs G3 incluent des enclaves de micaschiste à crénulation S3 et ne montrent pas de points triples. Les contacts Nord de ces massifs apparaissent comme des zones de déformation privilégiées, avec la présence de failles normales à vergence Nord affectant le toit des granites et l'encaissant. Dans ces zones, on observe également d'importants réseaux de dykes et sills granitiques issus des coupoles, affectés par une déformation cisaillante à vergence Nord. L'état de déformation de ces magmas G3 suggère qu'il n'y a pas ou peu de phénomène de balloning qui accompagne la mise en place de ces intrusions. La forme de ces granites et la géométrie des réseaux de dykes aplitiques conjugués sont compatibles avec une compression Est-Ouest.

Au vu de ces différents éléments, les granites G3 semblent se mettre en place à la fin de l'évènement D3 (post pic D3), toujours en contexte compressif Est-Ouest. Leur mise en place doit être facilitée par un fluage de matériel vers le Nord qui permet aux injections de ce mettre en place sous forme de coupole Nord-Sud sans exercer de pression importante sur l'encaissant. Les zones extensives qui permettent la mise en place des granites semblent des zones privilégiées pour l'injection de dykes et sills de granites provenant de ces coupoles. Après leur mise en place, l'effet de la fin de l'évènement D3 pourrait se marquer par le contrôle de l'orientation de réseaux conjugués de pegmatites et d'aplites recoupant les coupoles.

III-2.2.4 Granites G4 et G5

Les granites G4 appartiennent à la série des granodiorites tardives. Cette série d'intrusions tardives a été classiquement interprétée comme post-tectonique du fait de leur

forme généralement subcirculaire. Néanmoins, un exemple de ce type, le massif de la Trojiza, situé à l'Est de la faille de Vivero a récemment été interprété comme mis en place en contexte extensif avec une mise en place contrôlée par cette importante faille normale ductile (Aranguren *et al.*, 2003). Deux massifs situés au Sud du secteur d'étude appartiennent à cette série : le massif de Ribadavia et le massif d'Ourense. Ces massifs n'ont pas fait l'objet d'une étude structurale, et ne seront que succinctement présentés ici.

Le massif de Ribadavia se présente cartographiquement sous une forme approximativement circulaire, recoupant les schistosités S2 et S3, le massif G2 de Carballiño et le massif G3 de Boborás. Le massif d'Ourense se présente sous la forme d'un demi-cercle qui recoupe suivant une direction Est-Ouest le massif G2 de Carballiño. Ces deux massifs G4 présentent donc un alignement Est-Ouest. Ils sont formés de granite porphyrique à deux micas, à biotite largement dominante, et apparaissent macroscopiquement non déformés. D'après Barrera Morate *et al.* (1989), ces deux massifs produisent une auréole de metamorphisme de contact transformant le micaschiste encaissant et les panneaux enclavés de micaschiste en cornéennes de haut grade très hétérogènes à biotite, muscovite, andalousite, sillimanite, feldspath potassique, corindon, spinel, opaques et plagioclase.

Les massifs G5 sont uniquement présents au Sud du secteur d'étude, ils se présentent sous la forme de très petits stocks de microgranodiorite brèchique à abondantes micro-enclaves anguleuses d'encaissants de natures variées (schiste, granite). Ces massifs G5 recoupent localement les massifs G4. Ils n'ont pas été étudiés de manière approfondie.

III-3 Etudes géophysiques des massifs granitiques G3 et du massif de Beariz

III-3.1 But et Méthodes

Une étude gravimétrique a été réalisée sur l'ensemble des massifs G3 et le massif de Beariz ainsi qu'une étude succincte d'anisotropie de suceptibilité magnétique (ASM) sur les massifs de Boborás et Beariz, hôtes respectifs des minéralisations aurifères et étain-tungstène spécifiquement étudiées. L'étude gravimétrique a été réalisée en collaboration avec Jean-Louis Vigneresse (Université de Nancy I) et le traitement des données a fait l'objet d'un stage de Maîtrise et d'un rapport (Petitjean, 2004). L'étude d'ASM a été réalisée à l'ISTO en collaboration avec Yan Chen.

Le but de l'étude gravimétrique est de déterminer i) la forme en profondeur des granites étudiés (forme à fond plat à nombreuses racines *vs* forme à fond « en coin », *e.g.* Améglio, 1998; Vigneresse, 1990, 1995) ; ii) le nombre, la position et la géométrie des

racines des différents massifs afin d'apporter des éléments supplémentaires à la compréhension de leur processus de mise en place.

L'étude ASM est restée très préliminaire et très succincte. Elle a été réalisée avec pour objectif i) d'obtenir une géométrie très globale de la fabrique de chaque massif étudié ; ii) de déterminer l'existence ou non d'une fabrique dans les massifs de type G3 où elle reste difficile à reconnaître macroscopiquement ; iii) d'obtenir une image cartographique faible résolution de la fabrique des deux massifs et de la corréler avec les observations structurales et les données gravimétriques.

Seuls les principes généraux de chaque méthode seront présentés ici de manière très synthétique. Le lecteur est renvoyé à Améglio (1998); Améglio *et al.* (1997); Dubois & Diamant (1997); Vigneresse (1990) pour une description détaillée et une bibliographie exhaustive de la méthode gravimétrique appliquée aux granites et à Bouchez (1997, 2000); Tarling & Hrouda (1993) pour ces mêmes informations sur la méthode ASM appliquée aux granites.

III-3.1.1 Gravimétrie

Cette méthode est basée sur un ensemble de mesures de l'accélération de la pesanteur sur une zone déterminée. La dimension de la maille de mesure dépend de la précision que l'on souhaite obtenir. L'accélération de la pesanteur mesurée en de nombreux points par un gravimètre intègre les hétérogénéités de densité dues à la présence de roches différentes (*e.g.* granite *vs* micaschiste). Ces mesures, en chaque point, peuvent être comparées à une valeur de pesanteur théorique calculée, tout en soustrayant les effets d'altitude et de relief. La différence, en chaque point, entre la valeur mesurée corrigée et la valeur calculée est appelée anomalie de Bouguer complète (exprimé en mgal, avec 1 gal = 1 $cm.s^{-2}$) et reflète les hétérogénéités de densité du sous-sol. Cette anomalie correspond à la répartition des masses sur une grande échelle de profondeur. Dans l'étude gravimétrique appliquée aux granites, on ne cherche à déterminer la répartition des masses, uniquement sur les premiers kilomètres de profondeur. Il est donc nécessaire de déterminer et de soustraire une composante de grande longueur d'onde correspondant aux hétérogénéités profondes d'échelle régionale. L'anomalie restante est alors appelée anomalie de Bouguer résiduelle. Du fait du bon contraste de densité qui existe entre les granites ($d_{moy.}$ = 2,60) et les encaissant métamorphiques ($d_{moy.}$ = 2,69), les granites s'individualisent correctement sur les cartes gravimétriques sous la forme d'anomalies négatives (déficit de masse). Les modélisations gravimétriques effectuées sur les granites permettent de déterminer leur épaisseur, la géométrie du plancher et des bordures des

massifs granitiques en profondeur et ainsi de localiser les zones de racines, correspondant généralement aux zones les plus profondes.

Paramètres du levé et traitement des données

Le levé gravimétrique a été réalisé en novembre et décembre 2003. Un ensemble de 472 mesures ont été acquises à l'aide d'un gravimètre Lacoste & Romberg modèle G 847. La précision de l'appareil, une fois ses constantes intégrées, est de ± 0,05 mgal. Les coordonnées des points de mesures ont été déterminées à l'aide d'un GPS et des cartes IGN Espagnoles au 1 : 25000ème édition 2002 (l'incertitude en latitude et longitude est inférieure à 25 m). L'altitude de chaque point a été déterminée à l'aide d'un altimètre-baromètre de précision (incertitude de mesure de ± 50 cm). Ces altitudes ont été corrigées des dérives de pression par passage toutes les 1h à 1h30 aux bases de références situées sur des points côtés. La cohérence des corrections d'altitude a été validée à chaque fois à partir des courbes de niveaux des cartes géographiques (équidistance des courbes de niveaux = 10 m). Les mesures ont été réalisées sous forme de boucles passant et repassant par une base locale pour pouvoir corriger les dérives des appareils de mesures. Nos données ont été rattachées au réseau gravimétrique national par des mesures sur la station gravimétrique de référence de Vigo n°105921[21].

L'ensemble des corrections usuelles a été appliqué et les différentes cartes d'anomalies ont été réalisées avec le logiciel Surfer par interpolation des points calculés avec la méthode du krigeage (voir Petitjean, 2004). Chaque massif a été ensuite traité individuellement pour l'obtention de l'anomalie de Bouguer résiduelle (retrait de la régionale) puis une inversion gravimétrique de l'anomalie résiduelle a été réalisée et les données replacées sous Surfer afin d'obtenir la forme en profondeur des massifs sous la forme de carte. L'inversion gravimétrique a été réalisée par V. Petitjean et J.L. Vigneresse. Il s'agit d'une modélisation dans laquelle la forme du corps responsable de l'anomalie est approchée par un ensemble de prismes verticaux de densité constante, centrés aux nœuds de grille. L'épaisseur initiale de chaque prisme est proportionnelle à la valeur du champ de pesanteur en chaque point. L'anomalie gravimétrique provoquée par tous les prismes est recalculée et comparée aux mesures. Les écarts servent à modifier la profondeur des prismes de façon itérative jusqu'à obtention d'un écart satisfaisant entre le champ provoqué par le modèle et

[21] Détails de cette station sur le site du Bureau Gravimétrique International, http://bgi.cnes.fr

celui observé. L'incertitude sur les profondeurs et les formes des massifs calculées par cette méthode de modélisation est de 15 à 20 %.

III-3.1.2 Anisotropie de Susceptibilité Magnétique

La méthode ASM repose principalement sur deux propriétés physiques des minéraux magnétiques : i) soumis à un champ magnétique H (en A/m), ils présentent une aimantation induite J (en A/m). La susceptibilité magnétique volumique K se définit alors comme K = J/H (sans dimension, noté S.I); ii) suivant la direction d'application du champ magnétique H, les minéraux vont s'orienter selon leur direction de plus facile aimantation, entrainant alors une anisotropie de la susceptibilité magnétique (ASM). L'ASM s'exprime par un tenseur symétrique d'ordre 2[22] que l'on peut représenter graphiquement par un ellipsoïde composé de trois axes principaux avec $K_1>K_2>K_3$. En général, l'anisotropie de forme du minéral est bien corrélée à l'anisotropie magnétique, sauf pour certains minéraux comme les carbonates ou les tourmalines (fabriques inverses).

A l'échelle d'une roche, la susceptibilité magnétique mesurée correspond à la combinaison des susceptibilités des différents minéraux qui la composent. Ainsi l'existence d'une ASM peut résulter de plusieurs causes : i) anisotropie magnétocristalline liée au fait que certains axes cristallographiques sont plus susceptibles magnétiquement pour certains minéraux comme les phyllosilicates (biotite, chlorite, etc) ; ii) anisotropie de forme, liée par exemple à des minéraux allongés (déformation ?); iii) alignement et distribution statistique des minéraux ; iv) comportement magnétique des minéraux et leur proportion relative dans la roche.

Les silicates et carbonates non ferreux sont généralement diamagnétiques avec une susceptibilité K_{dia} toujours négative et très faible. Les silicates contenant du fer ont un comportement paramagnétique avec K_{para} toujours positive mais faible. Les oxydes et les métaux ont un magnétisme rémanent et un comportement ferromagnétique. Leur susceptibilité est plus forte que celle des autres minéraux. Au sein des minéraux ferromagnétiques on peut classer par ordre de susceptibilité croissante, goethite et hématite (antiferromagnétiques), magnétite (ferrimagnétique) et les métaux des éléments de transition (Fe, Co, Ni et alliages). La susceptibilité totale d'une roche comme un granite est essentiellement liée à la présence de minéraux paramagnétiques et surtout ferromagnétiques, même si ces derniers sont en petite quantité. Ainsi dans le cas d'un granite à magnétite, la

[22] Tenseur d'ordre 2 lorsque que les mesures sont effectuées en champ faible à température ambiante, ce qui est le cas de nos conditions d'analyse.

susceptibilité totale sera forte (*i.e.* essentiellement entre 5000 et 45000.10^{-6} S.I.) alors que celle d'un granite sans magnétite sera beaucoup plus faible (*i.e.* essentiellement entre 0 et 400.10^{-6} S.I., Bouchez, 2000). La susceptibilité totale permet donc de les classer de façon similaire à la classification d'Ishihara (1977) (magnetite *vs* ilmenite series).

Les mesures d'ASM permettent de déterminer l'orientation et la norme des trois axes définissant la fabrique magnétique de l'échantillon. A partir de ces trois axes on peut alors déterminer : i) la susceptibilité volumique moyenne, $Km = (K_1+K_2+K_3)/3$; ii) le degré d'anisotropie, $P = K_1/K_3$ ou $P' = e^{\sqrt{2\times\sum\left(\ln\frac{Ki}{Km}\right)^2}}$; iii) le paramètre de forme $T = \frac{\ln\left(\frac{K_2}{K_3}\right) - \ln\left(\frac{K_1}{K_2}\right)}{\ln\left(\frac{K_2}{K_3}\right) + \ln\left(\frac{K_1}{K_2}\right)}$ qui décrit la forme de l'ellipsoïde (+1 = forme oblate ou galette, -1 = forme prolate ou cigare) avec K_1 définissant la linéation magnétique et le plan K_1-K_2 la foliation magnétique dont le pôle est l'axe K_3.

Prélèvement et analyse des échantillons

Seize et quatorze échantillons ont été prélevés, respectivement, sur les massifs de Boborás et de Beariz. Ces échantillons, tous orientés, ont été sélectionnés de façon à répartir les points de mesure sur l'ensemble des massifs au mieux des affleurements disponibles. Les échantillons ont ensuite été scellés dans des dalles en béton, en prenant soin d'orienter correctement les surfaces initialement horizontales à l'aide d'un niveau à bulles. Plusieurs carottes ont ensuite été forées pour chaque échantillon à l'aide d'un foret à diamant monté sur perceuse à colonne. Les orientations des carottes ont ensuite été recalculées afin d'obtenir la déclinaison, l'inclinaison et tracer la génératrice comme cela se fait classiquement lorsque les échantillons sont prélevés sur le terrain à l'aide d'une foreuse.

Après préparation, les échantillons ont été analysés au Laboratoire commun ISTO-BRGM de Magnétisme des Roches à l'aide d'un susceptomètre Kapabridge KLY-3. Cet appareil soumet l'échantillon analysé à un champ magnétique faible (300 $A.m^{-1}$) et mesure l'aimantation induite. A partir de trois positions différentes de l'échantillon, l'appareil réalise une série de mesures en faisant tourner l'échantillon, ce qui permet de réduire le temps de mesure d'un échantillon (6 positions fixes nécessaires dans les anciens appareils) et apporte une grande précision de la mesure (de l'ordre de 2.10^{-8} S.I.). Le logiciel associé à l'appareil permet de déterminer avec précision l'orientation géographique et les trois axes K_1, K_2, K_3 de

l'ellipsoïde de susceptibilité et la susceptibilité totale de l'échantillon. Ces valeurs permettent alors de définir tous les autres paramètres.

III-3.2 Résultats de l'étude gravimétrique

III-3.2.1 L'anomalie de Bouguer complète

La carte d'anomalie de Bouguer complète a été réalisée sous forme de courbes d'isovaleurs à partir de l'interpolation par krigeage des points de mesures corrigés (*Figure III-19-a*). Cette carte qui intègre l'anomalie régionale et les anomalies locales montre un fort gradient d'Est (-42 mgal) en Ouest (-16 mgal) avec une anomalie toujours négative. Ce gradient et les valeurs de l'anomalie de Bouguer complète s'accordent parfaitement avec les données de la carte gravimétrique du Massif Ibérique[23] qui montre également des courbes d'isovaleurs Nord-Sud et une variation entre -20 et 0 mgal dans la région Ourense-Vigo. Les granites du secteur d'étude perturbent localement le signal de l'anomalie. Ce phénomène est surtout visible le long des massifs d'Irixo et Castro Dozón où les courbes d'isovaleurs adoptent une direction proche de N30. Cette perturbation est liée à la présence cumulée des massifs G2 et G3. Les perturbations des courbes dans le secteur Nord-Ouest de la carte sont dues à une absence de points de mesures et ne doivent pas être prises en compte.

III-3.2.2 L'anomalie régionale

La carte de l'anomalie régionale a été obtenue en lissant graphiquement la carte de l'anomalie de Bouguer complète. Il s'agit d'une méthode directe visant à tracer des profils parallèles les uns aux autres, en fonction de la valeur et de l'allure générale des courbes d'isovaleurs de l'anomalie de Bouguer complète. L'anomalie régionale correspond à un plan d'azimut essentiellement Nord-Sud et de pendage Ouest (*Figure III-19-b*). L'équation de ce plan est : $A_{régionale} = \frac{\Delta_{ABc}}{\Delta_X} \times (X - X_0) + \frac{\Delta_{ABc}}{\Delta_Y} \times (Y - Y_0) + ABc_0$, avec ABc: anomalie de Bouguer complète ; X X_0 : longitude ; Y, Y_0 : latitude.

III-3.2.3 L'anomalie de Bouguer résiduelle

Le calcul de l'anomalie de Bouguer résiduelle consiste simplement à retirer l'anomalie régionale de l'anomalie de Bouguer complète. La carte de l'anomalie de Bouguer résiduelle

[23] : Carte sans référence (Ministerio de Fomento), consultable à l'adresse suivante : http://www.fomento.es/MFOM/LANG_CASTELLANO/DIRECCIONES_GENERALES/INSTITUTO_GEOGRAFICO/Geodesia/gravimetria/map_bouguer.htm

obtenue est présentée *Figure III-19-c*. La courbe d'isovaleurs 0 mgal se ferme bien autour du massif de Beariz, mais pas autour des massifs G3. Ceci démontre que le choix de l'anomalie régionale est valable pour le massif isolé au sein des micaschistes (Beariz). Inversement, la présence du vaste massif G2 de Carballiño à proximité immédiate des massifs G3 nous oblige à les traiter séparément à partir d'une anomalie régionale propre à chaque massif afin de compenser au mieux l'effet du volumineux massif de Carballiño.

III-3.2.4 Le massif de Béariz

Les cartes d'anomalie résiduelle (*Figure III-20-a*) et d'inversion gravimétrique (*Figure III-20-b*) du massif de Beariz montrent qu'en profondeur, le granite est toujours allongé Nord-Sud. Trois zones se distinguent, une, plus importante, située au Nord et deux autres sur les flancs Sud-Est et Sud-Ouest du massif. Ces zones sont bien individualisées et interprétées comme étant les racines du massif. La racine 1 (*Figure III-20-b*), située au Nord, atteint une profondeur de plus de 2,5 km. Les racines 2 et 3, situées sur les bords du massif, atteignent respectivement des profondeurs de 2 et 1,5 km. La forme du massif est complexe (*Figure III-21*). Dans la partie Nord, le massif présente un flanc Est plus redressé que le flanc Ouest et la position de la racine principale (racine 1) est décentrée vers le Nord-Est. Le plancher du massif dans sa partie centrale est subhorizontal mais on observe un brusque changement de sa profondeur. En effet, à X = 4701000 m on observe un saut Est-Ouest du plancher du massif, qui apparaît plus profond de 500 m au Nord par rapport au Sud. Ce saut de la profondeur du massif se corrèle parfaitement avec la trace cartographique du massif qui montre une brusque variation de la largeur dans cette zone.

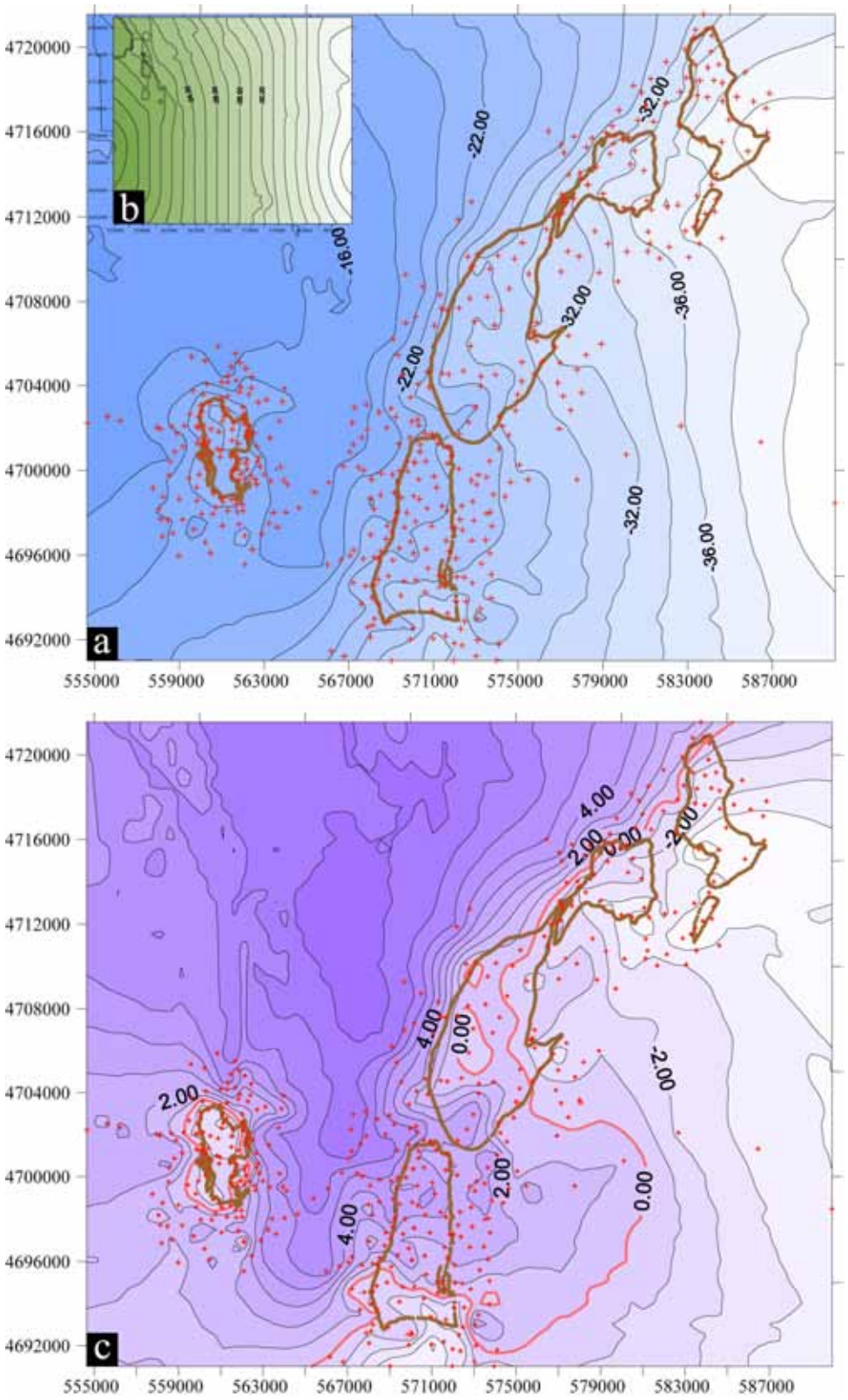


Figure III-19: *Cartes d'anomalie de Bouguer et répartition des points de mesure (croix). a) carte d'anomalie de Bouguer complète ; b) carte de l'anomalie régionale sur l'ensemble du secteur étudié ; c) carte d'anomalie de Bouguer résiduelle. Pour toutes les cartes les courbes d'isovaleurs sont en mgal et les coordonnées sont en métriques ED50 (Ellipsoïde : Hayford 1924 ; Datum : European Datum 1950 ; Projection : Universal Transverse Mercator, zone 29 Nord).*

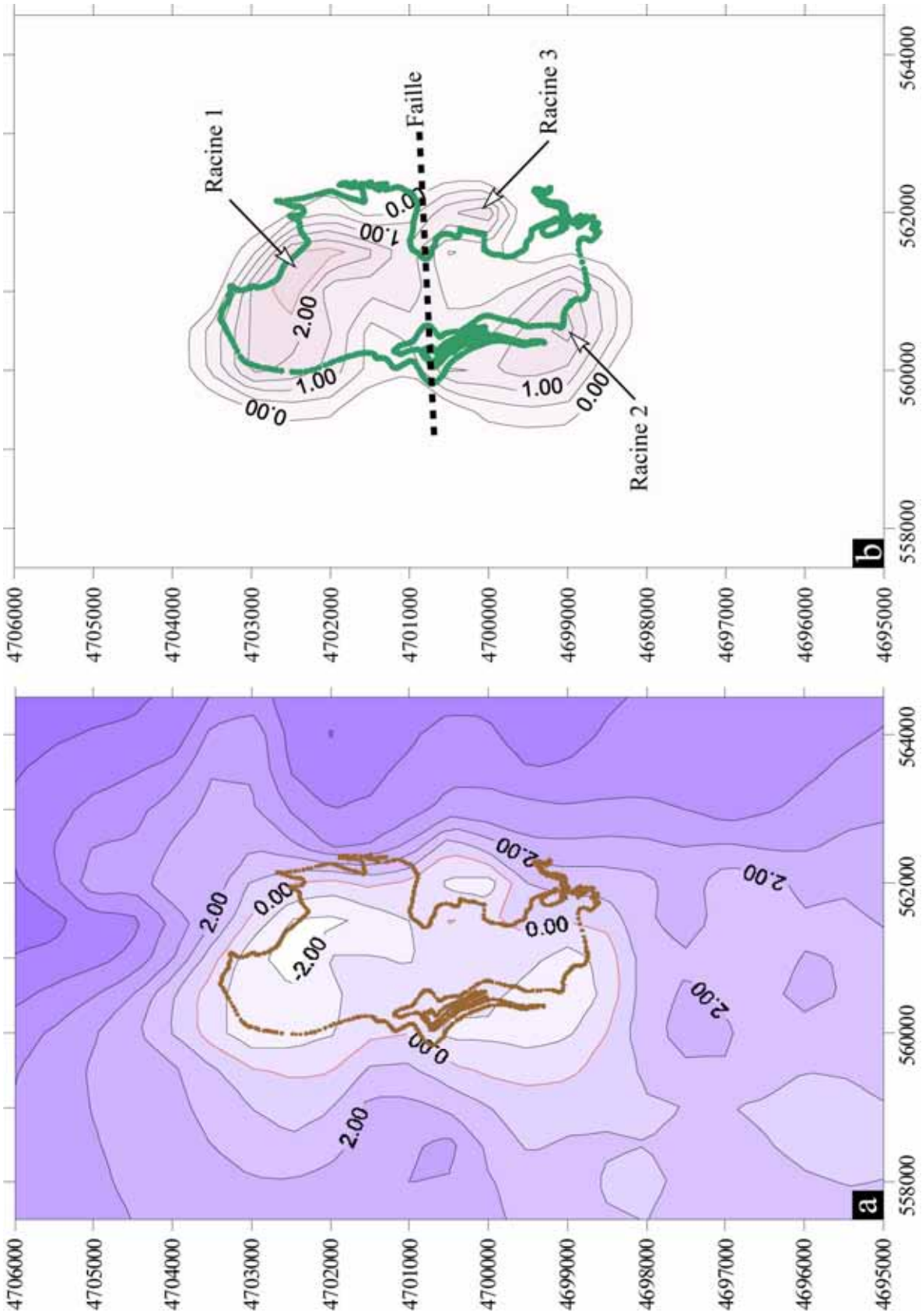


Figure III-20: *Cartes de résultats gravimétriques sur le massif de Beariz. a) carte d'anomalie de Bouguer résiduelle ; b) carte d'inversion des anomalies résiduelles sous forme de courbes d'isovaleurs de profondeur du massif, (profondeurs en kilomètres).*

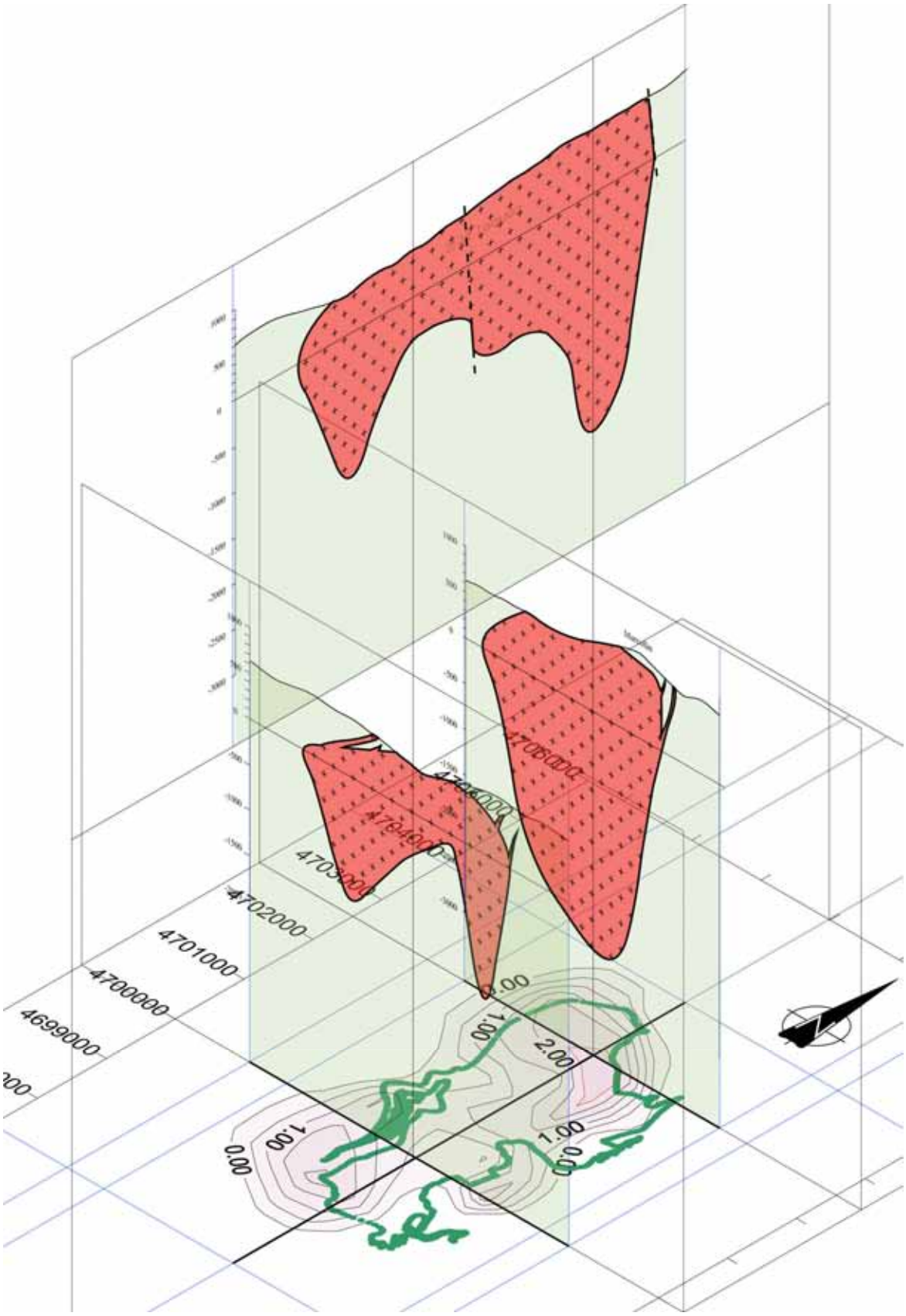


Figure III-21: *Coupes gravimétriques interprétatives du massif de Beariz réalisées à partir de la carte d'inversion de l'anomalie résiduelle. Les échelles verticales et horizontales sont identiques. Les profils topographiques sont issus du modèle numérique de terrain SRTM N42W008 NASA-USGS.*

Ce décalage du plancher du massif est compatible avec une faille normale de direction Est-Ouest à fort pendage Nord qui approfondi la partie Nord du massif par rapport à sa partie Sud. La trace cartographique de cette faille normale est indiquée en pointillés sur les *Figure III-20-a* et *Figure III-21*.

III-3.2.5 Les massifs G3

Malgré le traitement avec 3 régionales différentes, il est impossible de correctement boucler les courbes d'isovaleurs 0 mgal du fait de la présence trop proche du batholithe de Carballiño. Ainsi, les massifs ne s'individualisent par correctement, et il sera difficile de déterminer précisément la géométrie complète de chaque massif. Les cartes d'inversions montrent des géométries en profondeur impossibles à corréler avec les contours de surface. L'inversion séparée des anomalies résiduelles fait néanmoins apparaître des points communs entre ces massifs :

- Les massifs (*e.g.* Irixo et Castro Dozón) s'individualisent en profondeur,
- Ils sont de faible épaisseur, en général (1,5 à 2 km) avec un plancher subhorizontal,
- Les zones de racines s'individualisent également et sont peu profondes (2,5 à 3 km),
- Ces zones de racines sont de faible extension latérale (1,5 à 2 km) et montrent une orientation N45.

On dénombre 2 racines pour le massif de Boborás, 2 également pour le massif d'Irixo, une pour le massif de Castro Dozón et une pour le massif de Rodeiro. Il y a donc 6 zones de racines, régulièrement espacées de 4 km environ pour l'ensemble des 4 massifs. De surcroît, on observe une bonne corrélation entre la taille des massifs et le nombre de racines. Ainsi les petits massifs (Castro Dozón et Rodeiro) ont une seule racine alors que les massifs plus volumineux (Irixo et Boborás) comportent tous deux une racine dans leurs parties Nord et Sud. La coupe gravimétrique interprétative réalisée sur le massif de Boborás (*Figure III-23*) montre l'allure générale en coupe Nord-Sud de ces massifs, avec une faible épaisseur générale et des racines positionnées au Nord et au Sud. Au milieu du massif on observe une zone plus épaisse limitée par deux zones qui le sont nettement moins (flèches, *Figure III-23*). Ces zones pourraient êtres interprétées comme deux failles normales, au Nord à vergence Sud, au Sud à vergence Nord. Il est à noter que des minéralisations aurifères (mines de San Bartolomeu) se situent exactement dans le prolongement Ouest de la faille Nord supposée.

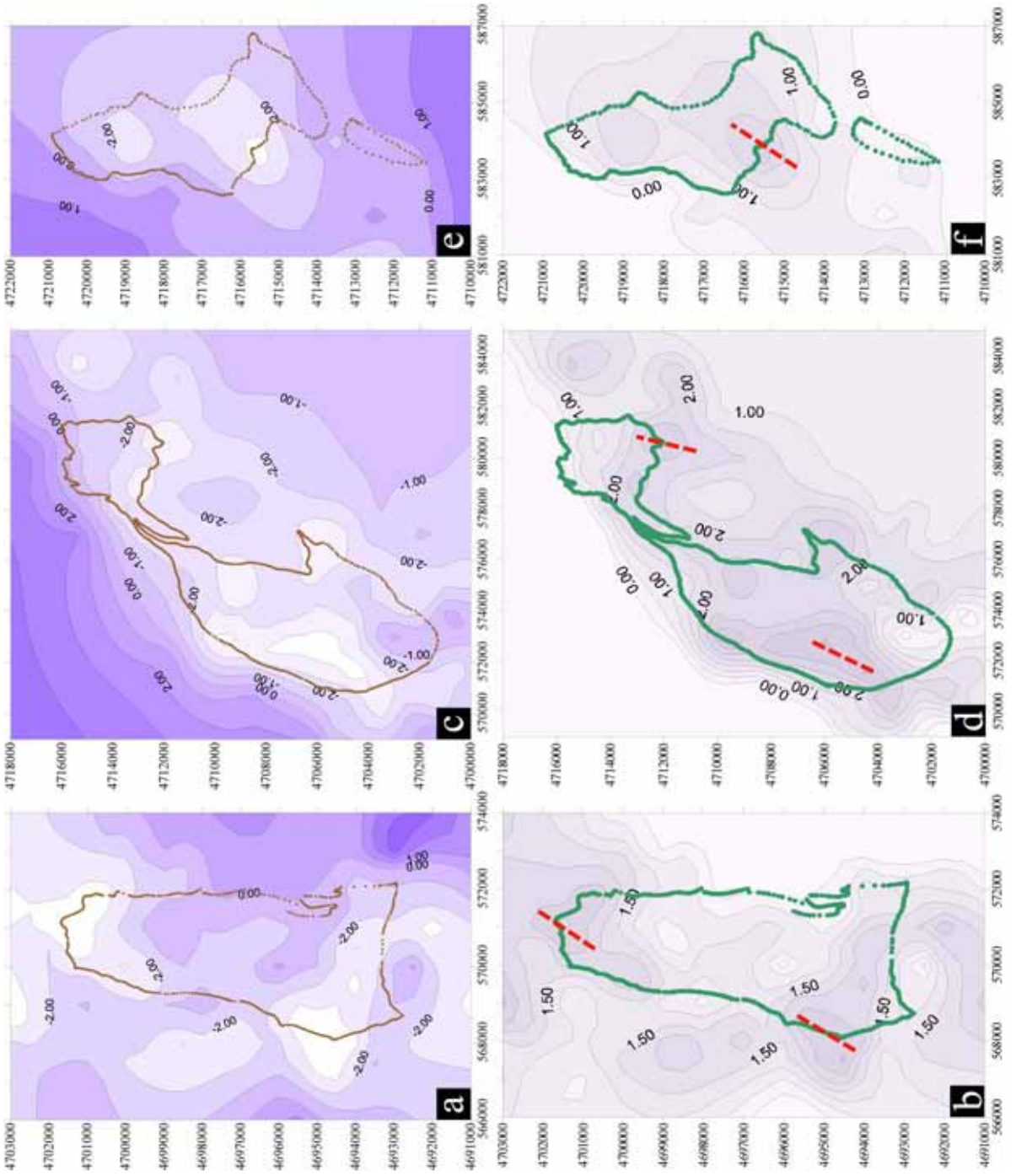


Figure III-22: *Cartes d'anomalie de Bouguer résiduelle (a, c, e, en mgal) et d'inversion gravimétrique (b, d, f, profondeurs en km) des quatre massifs G3. a,b) massif de Boborás ; c,d) massifs d'Irixo et Castro Dozón ; e,f) massif de Rodeiro. Les azimuts des zones de racines sont indiqués par un pointillé rouge.*

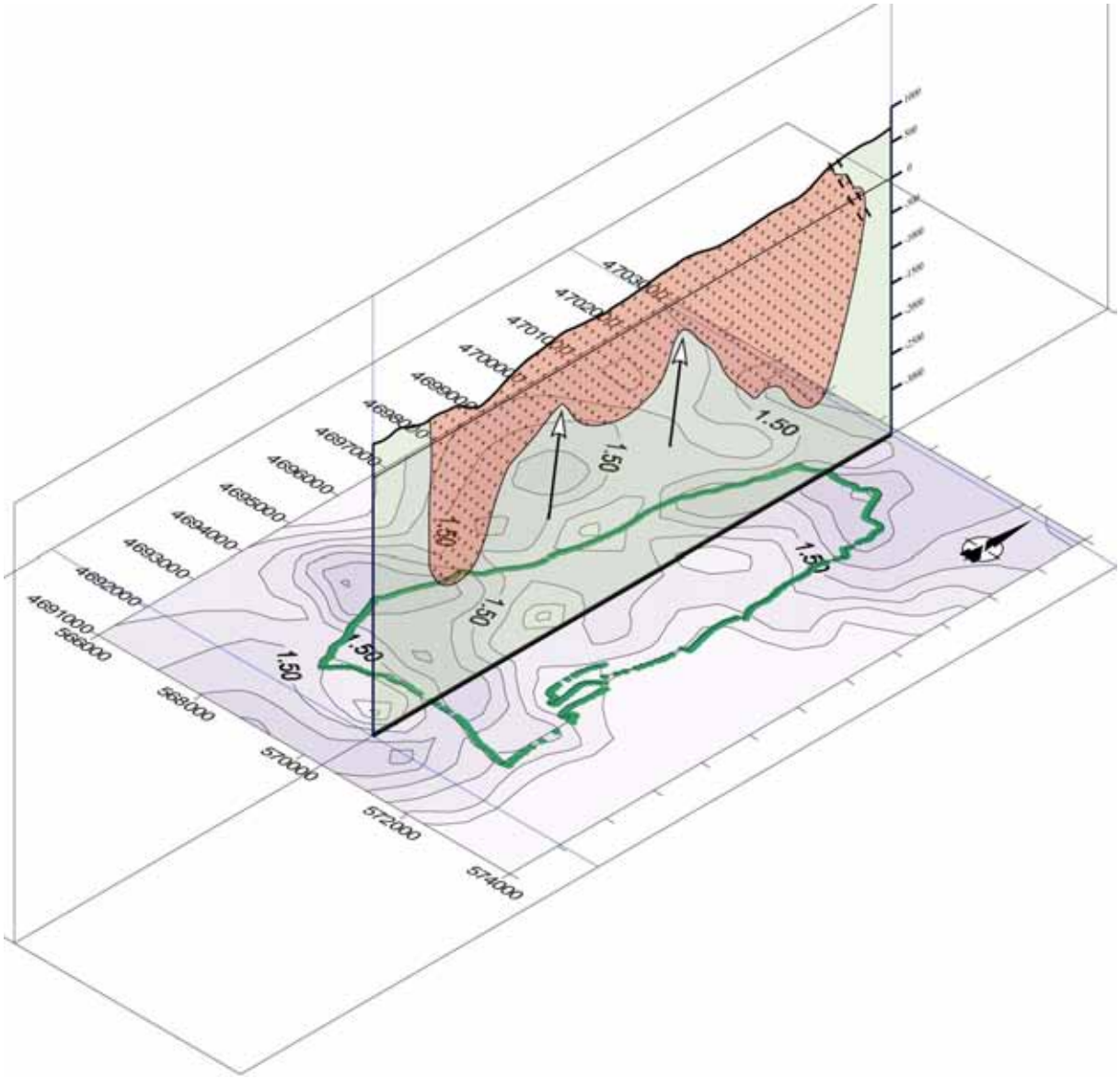


Figure III-23: *Coupe gravimétrique interprétative Nord-Sud du massif de Boborás réalisée à partir de la carte d'inversion de l'anomalie résiduelle. Les échelles verticales et horizontales sont identiques. Le profil topographique est issu du modèle numérique de terrain SRTM N42W008 NASA-USGS.*

III-3.3 Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM) : résultats

A partir des 16 sites répartis dans le massif de Boborás et des 14 sites répartis dans le massif de Beariz, 93 échantillons ont été analysés (annexe A).

III-3.3.1 Susceptibilité moyenne des massifs de Boborás et Beariz

Les valeurs de la susceptibilité magnétique de l'ensemble des échantillons des massifs de Boborás (moyenne $52{,}7.10^{-6}$ S.I. ; maximum 113.10^{-6} ; minimum 17.10^{-6}) et de Beariz (moyenne $32{,}8.10^{-6}$ S.I. ; maximum 84.10^{-6} ; minimum $3{,}9.10^{-6}$) sont très faibles et indiquent qu'il n'y a, *a priori*, pas de phase ferromagnétique contribuant à l'ASM. Cette dernière sera

donc essentiellement portée par les phases paramagnétiques (micas). Les granites à susceptibilité magnétique inférieure à 500.10^{-6} S.I. sont des granites paramagnétiques (Bouchez, 2000) qui correspondent aux granites des séries à Ilménite de Ishihara (1977). Les massifs de Boborás et Beariz appartiennent donc à ce groupe de granites. L'histogramme de susceptibilité magnétique des échantillons du massif de Boborás (*Figure III-24-a*) montre que la susceptibilité magnétique moyenne K_m suit à peu près une distribution normale centrée sur la moyenne. A l'inverse pour le massif de Beariz (*Figure III-24-a*) on observe une distribution binomiale. Un mode se trouve vers 70.10^{-6} S.I. alors que le second est vers 16.10^{-6} S.I. Les échantillons du massif de Beariz qui montrent les plus fortes susceptibilités sont ceux du granite porphyrique grossier à biotite dominante. On note que le granite porphyrique grossier de Beariz possède une susceptibilité magnétique plus forte que le granite de Boborás. Les échantillons du massif de Beariz qui montrent les plus faibles susceptibilités appartiennent à la fois au granite grossier porphyrique mais également au leucogranite à muscovite-tourmaline-grenat. L'observation microscopique des échantillons du granite grossier porphyrique avec les plus faibles valeurs de susceptibilité K_m (~15.10^{-6} S.I.) montre des biotites partiellement ou totalement altérées. Cette altération de la biotite est interprétée comme la cause de la susceptibilité anormalement faible de certains échantillons de granite grossier porphyrique. Du fait de cette altération, ces échantillons apparaissent difficilement discernables, en termes de susceptibilité magnétique moyenne K_m, du leucogranite à muscovite-tourmaline-grenat (~20.10^{-6} S.I.).

Distribution spatiale de la susceptibilité dans les massifs

Dans les granites paramagnétiques, Gleizes *et al.* (1993) ont montré que la susceptibilité magnétique peut être utilisée pour cartographier les différents faciès pétrographiques en fonction de leur teneur en biotite. La distribution spatiale des valeurs de susceptibilité magnétique dans le massif de Boborás (*Figure III-25-a*), malgré une bonne homogénéité, montre une séparation possible (limite = 50.10^{-6} S.I.) du massif en deux parties Nord et Sud. La partie Nord montre une plus forte susceptibilité que la partie Sud. Cette différence peut être interprétée comme une légère différence en concentration de biotite entre le magma issu de la racine Nord et celui issu de la racine Sud-Ouest. La distribution spatiale des valeurs de susceptibilité magnétique dans le massif de Beariz est nettement plus hétérogène (*Figure III-25-b*). Au sein du faciès grossier porphyrique on observe des différences très importantes avec plusieurs gammes de susceptibilités : 80-60.10^{-6} S.I., 55-30.10^{-6} S.I. et 15-13.10^{-6} S.I. On observe que les valeurs les plus faibles se concentrent sur le

flanc Est du massif et qu'elles augmentent - globalement - en s'éloignant des zones à forte densité de veines de quartz recoupant le granite (*Figure III-16*). Ceci suggère que les différences de susceptibilités du granite grossier pourraient êtres dues à un hydrothermalisme du granite (altération des biotites) surtout marqué sur le flanc Est. La susceptibilité du leucogranite à muscovite-tourmaline-grenat semble être entre 16 et 23.10^{-6} S.I. mais l'acquisition de données supplémentaires serait nécessaire pour le confirmer.

III-3.3.2 Degré d'anisotropie et paramètre de forme

Dans le diagramme P'-T sont reportées l'ensemble des analyses pour les massifs de Boborás et Beariz (*Figure III-24-b*). Les valeurs du degré d'anisotropie P' sont faibles pour l'ensemble des données (P'< 10 %), ce qui est typique des granites paramagnétiques (Bouchez, 2000; Gleizes *et al.*, 1993). Aucun des deux massifs ne montre de corrélation claire entre le degré d'anisotropie et le paramètre de forme, mais la forme de l'ellipsoïde paraît majoritairement oblate (galette) pour le massif de Boborás et inversement prolate (cigare) pour le massif de Beariz. Ceci est confirmé par l'expression du type de l'ellipsoïde sous forme de pourcentage de l'ensemble des formes d'ellipsoïdes par massifs (*Tableau III-1*).

Type d'ellipsoïde	Massif de Boborás	Massif de Beariz
Très oblate (1 > T > 0,5)	21 %	13 %
Oblate (0,5 > T > 0)	46 %	26 %
Prolate (0 > T > -0,5)	22 %	41 %
Très prolate (-0,5 > T > -1)	11 %	20 %

Tableau III-1: *Répartition en pourcentage des formes d'ellipsoïde de susceptibilité magnétique (paramètre T) selon les deux types de massifs.*

Le paramètre de forme ne montre pas de corrélation avec la susceptibilité magnétique (*Figure III-24-d*), par contre il semble exister pour le faciès porphyrique du massif de Beariz une corrélation entre le degré d'anisotropie et la susceptibilité magnétique (*Figure III-24-c*).

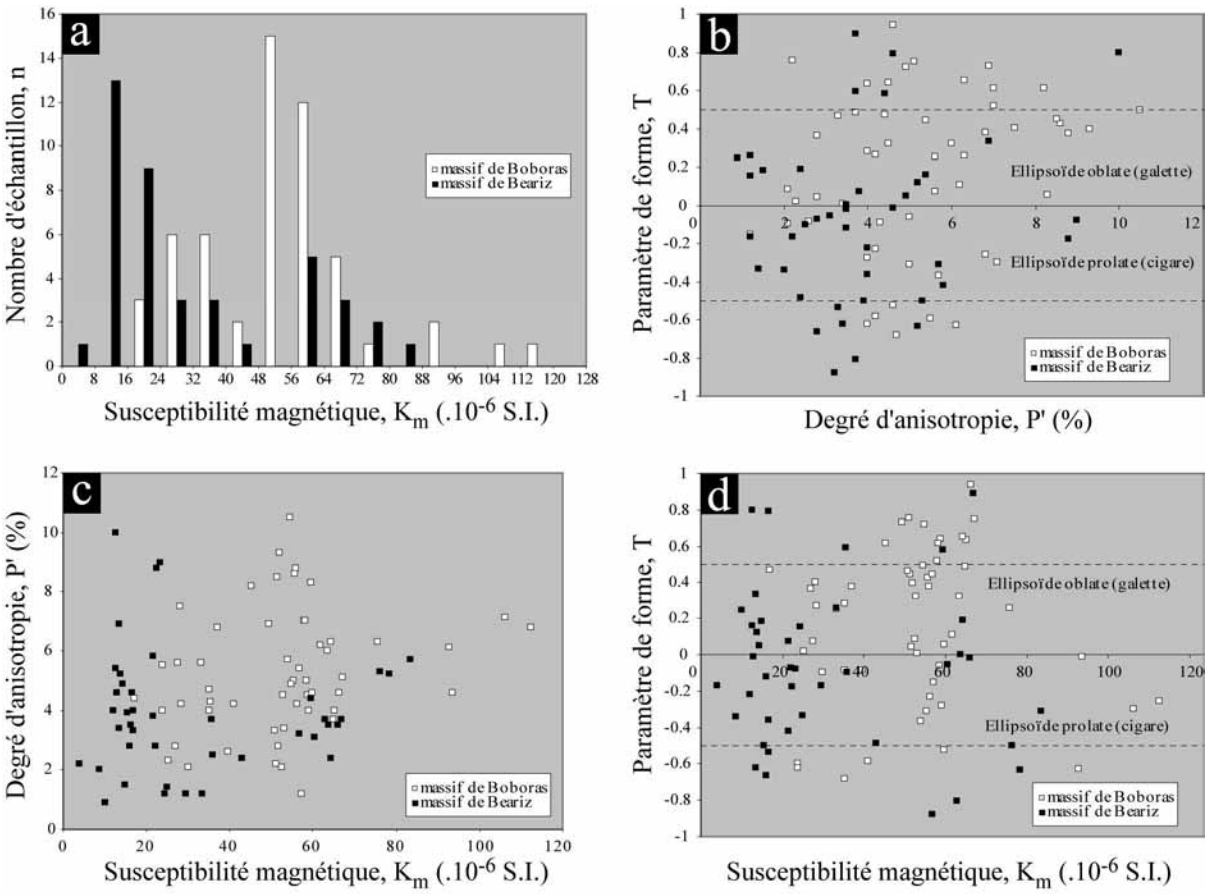


Figure III-24: *Variations des paramètres ASM des échantillons des deux massifs étudiés. a) histogramme de susceptibilité magnétique ; b) diagramme P'-T ; c) diagramme K_m-P' ; d) diagramme K_m-T.*

Distribution spatiale du degré d'anisotropie et du paramètre de forme

Le faible nombre de données rend difficile l'interprétation de la variation spatiale des paramètres au sein des massifs. Cependant, dans le massif de Boborás, le degré d'anisotropie apparaît plus important et plus homogène que dans le massif de Beariz, avec des valeurs plus importantes dans les parties centre et Sud-Ouest du massif (*Figure III-25-c*). La répartition spatiale des formes d'ellipsoïdes (*Figure III-25-e*) semble indiquer majoritairement des formes oblates, nettes au contact Nord-Ouest du massif (Brués), et des zones prolates restreintes à la partie centre et Sud-Ouest du massif. Dans le massif de Beariz, le degré d'anisotropie est hétérogène et apparaît plus fort dans les « excroissances » Ouest et Est du massif (*Figure III-25-d*). La forme des ellipsoïdes est majoritairement prolate sauf au centre-Est du massif où elle est oblate (*Figure III-25-f*).

Figure III-25: *Répartition spatiale de la susceptibilité magnétique, du degré d'anisotropie et du paramètre de forme de l'ellipsoïde pour les massifs de Boborás et Beariz. NB : La carte en niveaux de gris à l'arrière plan est celle d'inversion gravimétrique.*

III-3.3.3 Foliation et linéation magnétique

Massif de Boborás

Sur la carte des foliations et des linéations magnétique (*Figure III-26*), la direction et le plongement des linéations sont relativement variables. Considérées dans leur ensemble, les linéations sont - très grossièrement - Nord-Sud, sauf dans la partie centre et Sud-Ouest du massif où elles sont plutôt Est-Ouest. Les plongements très variables des linéations sont difficilement interprétables en l'absence de données supplémentaires. Les foliations sont

également très variables tant en direction qu'en pendage, mais généralement les foliations sont à fort pendage. Les foliations sur les bords du massif apparaissent de direction plus constante - grossièrement - Nord-Sud. Le faible nombre de sites (16) et leur dispersion ne permet pas de représentation stéréographique des données pour l'obtention de valeurs moyennes. Si l'on considère ensemble la carte des linéations et foliations magnétiques avec la carte d'inversion gravimétrique, on observe une assez bonne corrélation entre la direction des courbes d'isovaleurs de profondeur du massif et les orientations des foliations et linéations magnétiques. Cette corrélation entre des données de surface (ASM) et profondeur (gravimétrie) suggère que la foliation magnétique est liée à la forme du massif et la linéation apparaît généralement radiale par rapport aux zones de racines. Cependant il pourrait s'agir d'un artefact lié au faible nombre de données. En tout état de cause l'existence de ce phénomène requiert une confirmation par l'acquisition de plus nombreuses données ASM.

Massif de Beariz

Sur la carte des foliations et linéations magnétiques du massif de Beariz (*Figure III-27*), les foliations sont parallèles aux flancs cartographiques du massif. Dans l'Ouest et le Sud du massif le pendage est majoritairement vers l'Ouest et vers le Nord-Est sur le flanc Nord-Est. Le pendage est généralement fort mais paraît changer relativement rapidement, par exemple le long du mont Marcofán où du Nord-Ouest vers le Sud-Est il passe progressivement de 73° NE à 33° NE. Les linéations à l'échelle du massif sont approximativement Nord-Sud, sauf dans la partie centrale où elles sont plutôt orientées Est-Ouest. Le faible nombre de sites (14) et leur dispersion ne permet pas de représentation stéréographique des données pour l'obtention de valeurs moyennes. De même que pour le massif de Boborás, on observe une assez bonne corrélation entre les directions de foliations magnétiques et les directions des courbes d'isovaleurs de profondeur du massif, notamment dans les zones centre et centre Nord du massif. En effet, les foliations sont souvent plutôt parallèles aux courbes d'isovaleurs de profondeurs. De même, les linéations semblent disposées de façon assez radiale par rapport aux zones de racines. Cependant, encore un fois, le faible nombre de sites ne permet que de proposer cette apparente corrélation entre données de surface et profondeur, qu'à titre d'hypothèse.

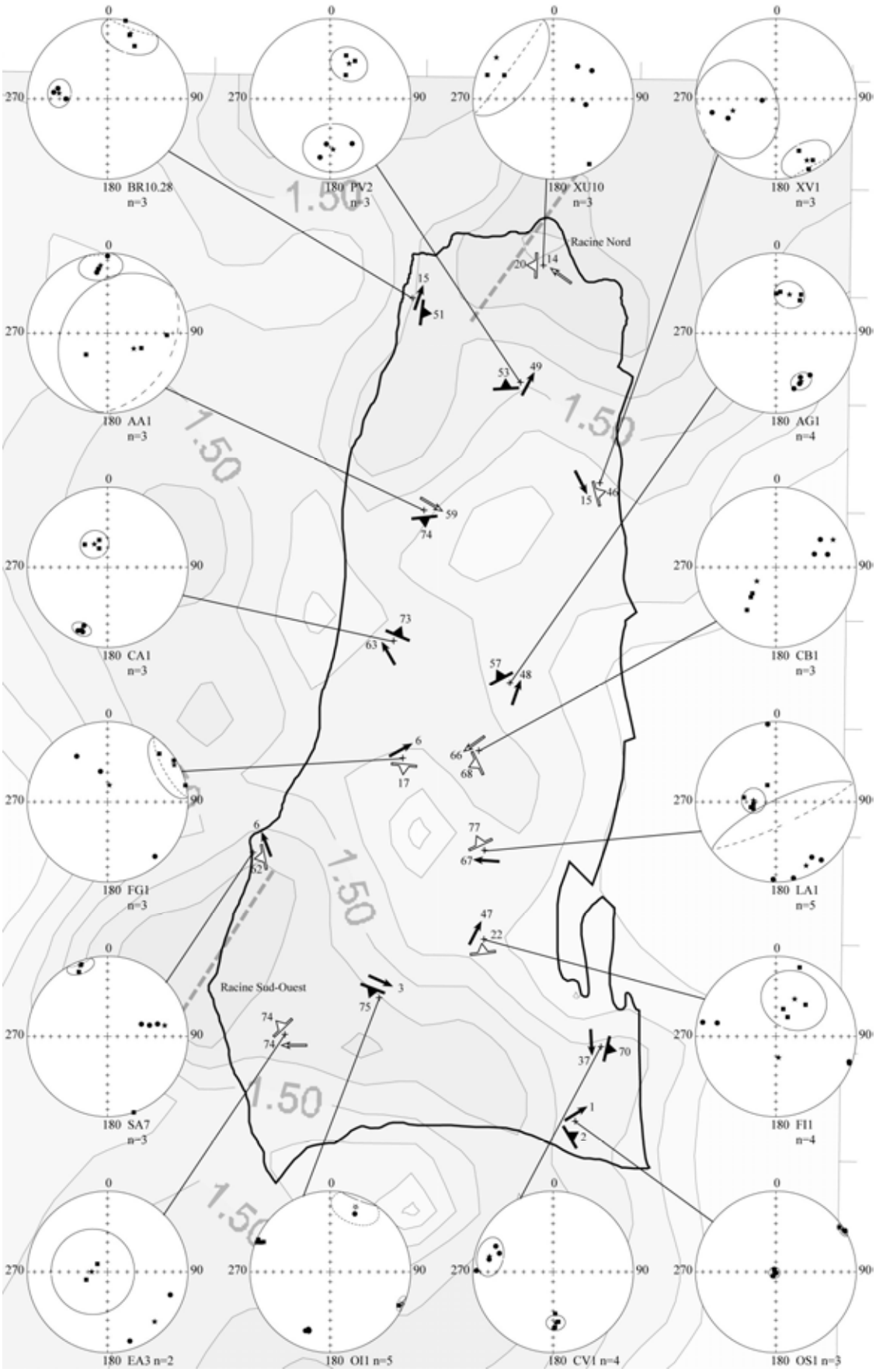


Figure III-26: *Carte des foliations et des linéations magnétiques du massif de Boborás. Les foliations et les linéations bien définies sont indiquées par des symboles noirs. Si elles sont mal définies elles sont indiquées par*

des symboles blancs. Pour chaque site le stéréogramme est figuré (hémisphère inférieur, conservation des surfaces) avec pour chaque analyse la linéation magnétique K1 (carré), le pôle de la foliation magnétique K3 (rond). La linéation et la foliation moyenne de chaque site est indiquée par une étoile. La carte d'inversion gravimétrique est en niveaux de gris.

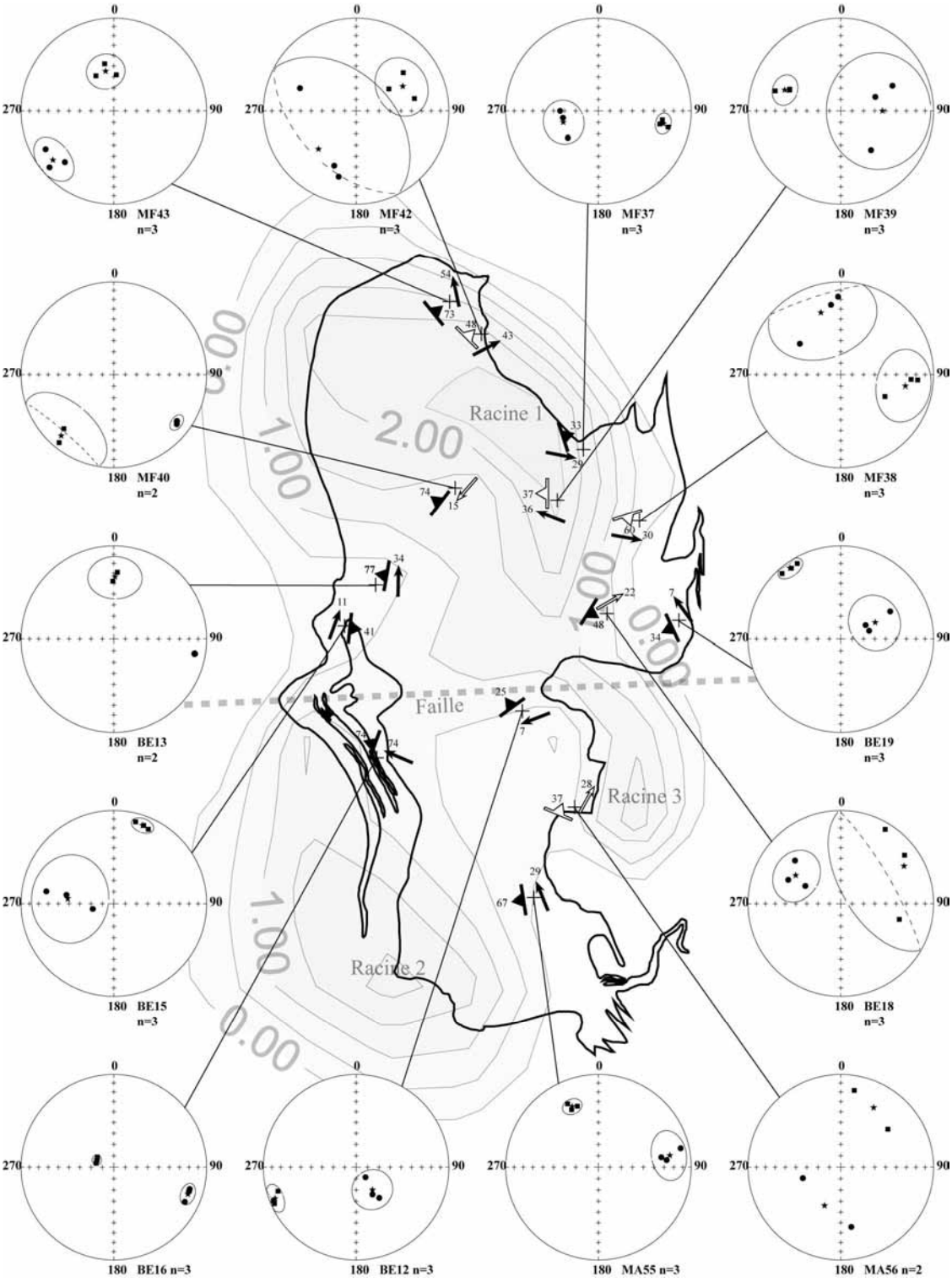


Figure III-27: *Carte des foliations et des linéations magnétiques du massif de Beariz. Les foliations et les linéations bien définies sont indiquées par des symboles noirs. Si elles sont mal définies elles sont indiquées par des symboles blancs. Pour chaque site le stéréogramme est figuré (hémisphère inférieur, conservation des*

surfaces) avec pour chaque analyse la linéation magnétique K1 (carré), le pôle de la foliation magnétique K3 (rond). La linéation et la foliation moyenne de chaque site est indiquée par une étoile. La carte d'inversion gravimétrique est en niveaux de gris.

III-3.4 Synthèse des études géophysiques

Les études gravimétriques du massif de Beariz et des massifs G3 montrent que ces massifs sont des petites intrusions allongées Nord-Sud et de faible épaisseur. Ils possèdent entre une et trois racines situées à faible profondeur. Le nombre de racines dans les massifs G3 est fonction de la taille des massifs. Ceci suggère que les plus importants massifs G3 (Irixo et Boborás) pourraient résulter de la coalescence de deux massifs initialement séparés lors des premières injections de magma. Les données de susceptibilité magnétique sur le massif de Boborás indiquant une séparation possible du massif en deux faciès de susceptibilité légèrement différente et l'existence de linéations magnétiques Est-Ouest dans cette zone sont en accord avec une hypothèse de zone de rencontre de deux magmas, respectivement issus des racines Nord et Sud-Ouest du massif.

L'orientation préférentielle N45 des racines des massifs G3 suggère que ces racines sont des fentes de tension en échelon crées dans un contexte cisaillant dextre. Dans un tel système, le magma lors de l'injection doit s'écouler dans la direction de moindre contrainte qui - théoriquement - est alors Nord-Sud. Les positions des racines situées aux extrémités des massifs et les linéations magnétiques globalement Nord-Sud sont également en accord avec une mise en place des magmas G3 principalement suivant une direction Nord-Sud. Le massif de Beariz a la particularité de posséder trois racines. La racine principale est située au Nord-Est du massif. Les deux autres racines montrent une remarquable association spatiale avec les affleurements Est et Ouest de leucogranite à muscovite-tourmaline-grenat qui recoupent le granite grossier porphyrique. Ces deux racines pourraient ainsi représenter les enracinements de deux petites intrusions de leucogranite qui recoupent le granite principal porphyrique. Les données ASM du massif de Beariz montrent que la linéation et la foliation suivent grossièrement les contacts Est et Ouest du massif sauf au Sud de la racine principale où l'on observe des directions Est-Ouest. Ces directions pourraient êtres interprétées comme liées à la mise en place du magma, néanmoins elles peuvent également résulter d'un artefact lié à l'altération des biotites du granite le long du flanc Est du massif. Ces phénomènes d'altérations pourraient être également corrélés avec les importantes circulations hydrothermales à l'origine des minéralisations présentes sur le flanc Est du massif. La gravimétrie sur le massif de Beariz met également en évidence l'existence d'une importante

faille normale Est-Ouest à vergence Nord séparant le massif en deux. Cette faille se corrèle très bien avec le contour cartographique du massif, et avec les autres failles normales Est-Ouest de plus petites dimensions observées sur le massif. Le massif de Boborás pourrait également être affecté par des failles normales Est-Ouest, mais ceci doit être vérifié par d'autres données. Enfin, les paramètres de formes des ellipsoïdes de susceptibilité montrent des formes oblates dominantes pour le massif de Boborás et prolates dominantes pour le massif de Beariz, assez en accord avec la forme plutôt prolate du massif considéré dans son ensemble.

III-4 Une coupe synthétique du secteur

Les principaux résultats de l'étude pétro-structurale des granites et de leur encaissant ont servi de base pour construire et interpréter en profondeur la coupe synthétique du secteur (*Figure III-28*). Cette coupe intègre :

A) un domaine de micaschistes relativement monotone à intercalation de niveaux paradérivés (quartzites, ampélites) et volcanosédimentaires acides et basiques. Ce domaine comprend de haut en bas : i) la base des unités des nappes allochtones (groupe de Lalín-Forcarei) ; ii) le para autochtone ou Domaine Schisteux de Galice Centrale, constitué des groupes de Paraño et Nogueira ; iii) un domaine fortement métamorphisé dont la caractérisation reste problématique. Il s'agit de la partie inférieure du groupe de Nogueira ou plus probablement, par extrapolation sur le secteur d'étude de travaux récents (Marcos & Llana Fúnez, 2002), de la partie supérieure de l'autochtone Ibérique (ancien groupe de Santabaia de Barrera Morate *et al.,* 1989). Les contacts allochtone, para autochtone et autochtone sont des contacts chevauchants. La confirmation de la présence de l'autochtone dans le secteur d'étude impliquerait la présence d'un chevauchement le long duquel se mettent en place les massifs G3.

B) Trois phases de déformation affectent le domaine de micaschiste : i) l'évènement D1 ne subsiste qu'à l'état de reliques mais semble de faible grade métamorphique ; ii) l'évènement D2 est une déformation non coaxiale pénétrative qui se marque par l'apparition d'une schistosité S2 subhorizontale. Les nombreux marqueurs cinématiques associés à cet évènement indiquent une cinématique à plat à vergence Nord. A cet évènement est associé un métamorphisme prograde qui atteint le début du faciès amphibolite ; iii) l'évènement D3 se marque par une déformation généralisée du domaine métamorphique caractérisée par des plis de toutes échelles et l'apparition d'une schistosité de crénulation S3. Localement la schistosité S2 est totalement transposée et la schistosité principale est alors une S3 à fort pendage. Cette

déformation D3 apparaît donc spatialement très hétérogène. Les marqueurs de la déformation sont compatibles avec un raccourcissement Est-Ouest et un fluage du matériel vers le Nord. Le métamorphisme associé à cet évènement D3 est un métamorphisme de haute température – moyenne pression atteignant localement l'anatexie.

C) Le secteur est caractérisé par la mise en place de cinq générations de granitoïdes. Les principaux résultats sont :

i) dans le secteur d'étude, l'étude structurale des plus anciens granites (G1) et de leur auréole de métamorphisme de contact, montre que ces granites se mettent en place pendant l'évènement D3 avant le pic de déformation D3 ;

ii) Les granites G2 et G3 sont donc syn à post D3. L'étude structurale de ces granites Nord-Sud et de leur encaissant montre que leur caractéristiques sont compatibles avec une mise en place syn-D3 anté pic de déformation pour les granites G2 - pegmatites associées et tardi-D3 pour les granites G3 (post pic de déformation). La fabrique des granites est de moins en moins prononcée plus ils sont tardifs dans l'évènement D3. Ceci suggère qu'une partie de la fabrique des granites G1 et G2 peut être d'origine métamorphique (*i.e.* acquise post-solidus). Les granites G1 et les grands batholites G2 sont localement affectés par des décrochements dextres et sénestres. Ces décrochements semblent être contemporains du pic de déformation D3. Les études structurales et géophysiques sur la petite coupole de Beariz suggèrent que ce petit laccolithe Nord-Sud a subi une déformation constrictive similaire à celle affectant les pegmatites. Le granite grossier est par ailleurs recoupé par un leucogranite. Ce recoupement, associé au fait que le faciès grossier est très porphyrique et à biotite dominante remet en question son appartenance à la série G2. Ce granite pourrait en effet être un granite G1;

iii) les granites G3 sont des coupoles laccolithiques mises en place le long d'une zone décrochante dextre de cisaillement modéré. Les racines des différentes coupoles s'alignent dans un schéma de fentes de tension en échelon dextre. La contemporanéité avec le raccourcissement Est-Ouest explique la forme allongée N-S ;

iv) les granites G4 et granodiorites G5 recoupent toutes les structures et les G4 possèdent une auréole de métamorphisme de contact de haute température. Ces intrusions n'ont pas été étudiées mais des massifs similaires ont été interprétés comme mis en place sous le contrôle de grandes failles normales (*e.g.* La Trojiza, Aranguren *et al.*, 2003).

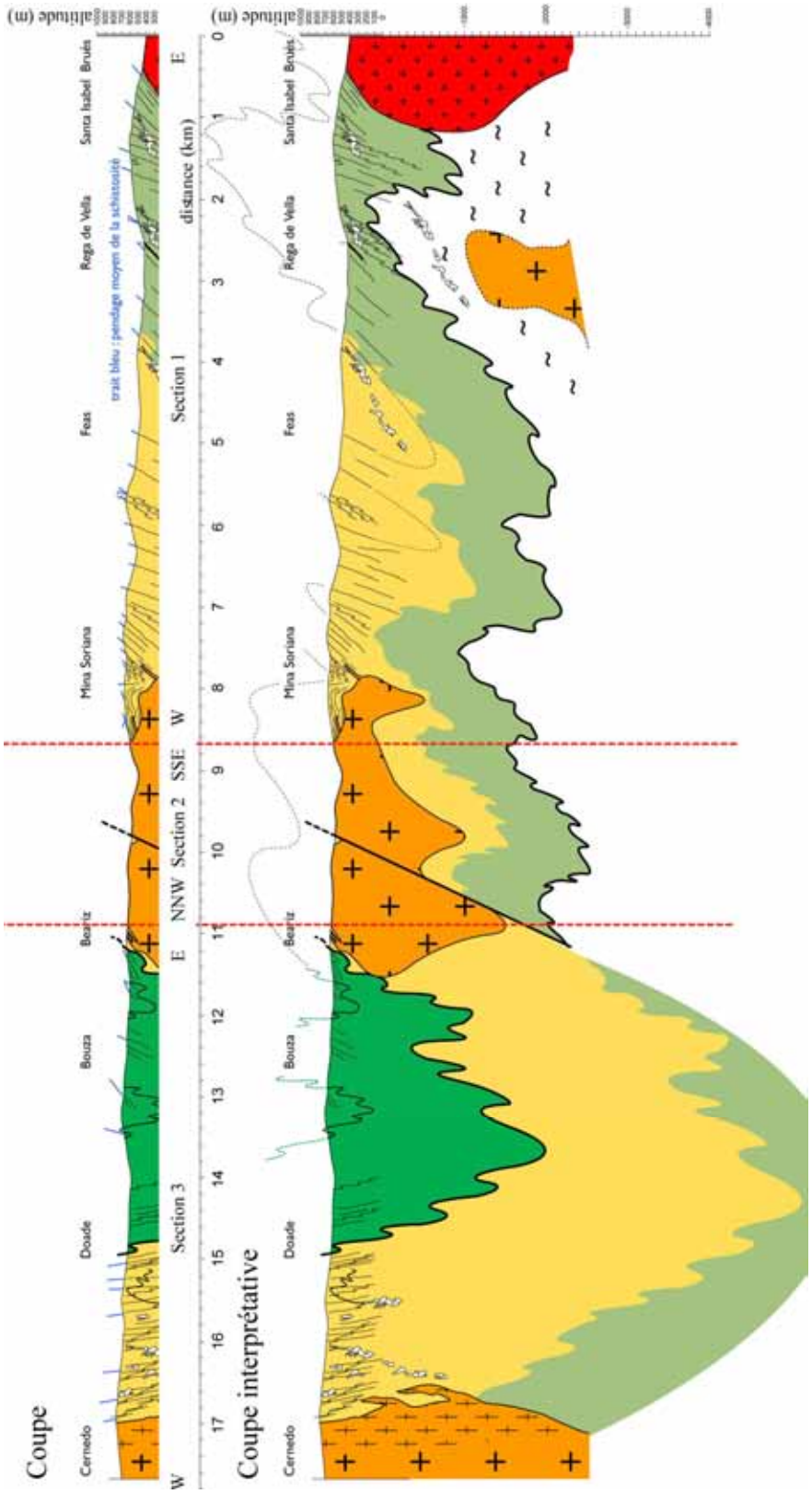


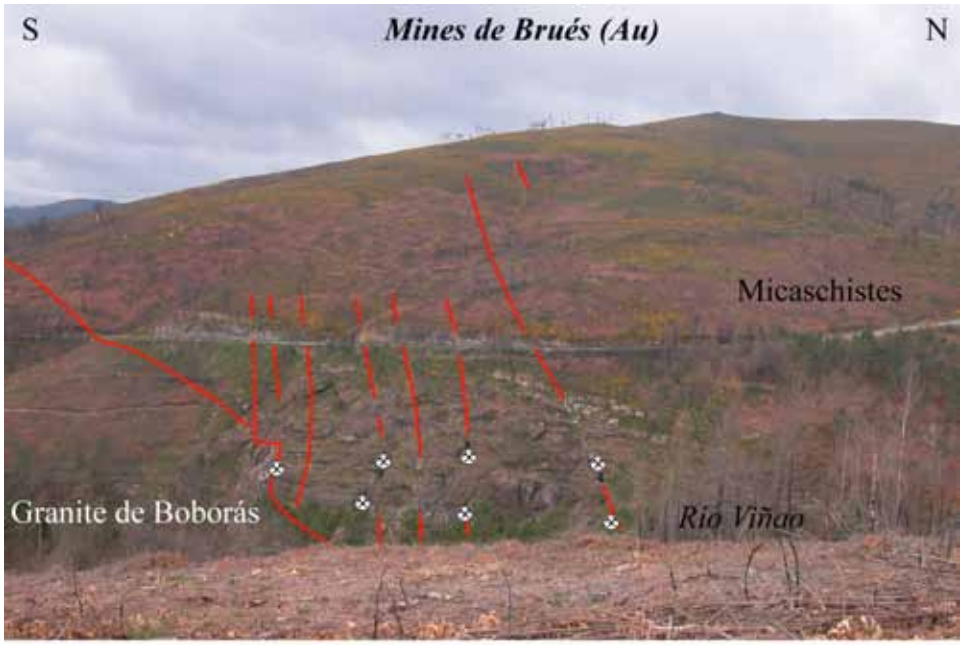
Figure III-28: *Coupe composite en trois sections, E-W, NNW-SSE et E-W passant par le DSGC et par les massifs de Boborás, Beariz et La Estrada-Cerdedo. L'interprétation de cette coupe est présentée en dessous. Echelles horizontales et verticales identiques. Le profil topographique est issu du modèle numérique de terrain SRTM N42W008 NASA-USGS.*

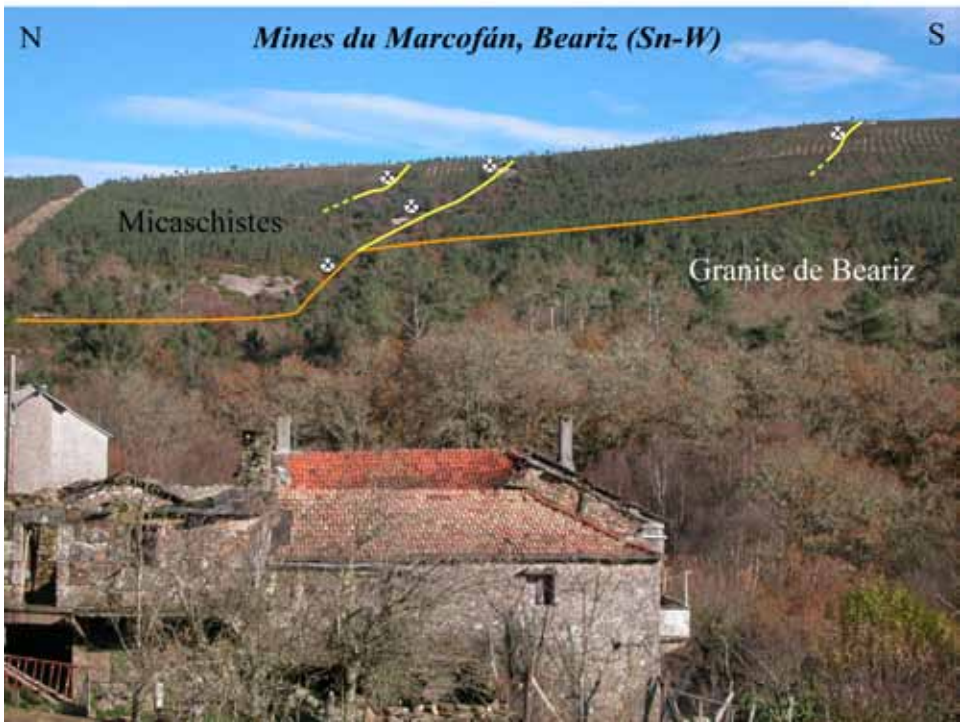
* * * * *

Chapitre IV

CONTROLES STRUCTURAUX DES MINERALISATIONS

MINERALISATIONS AURIFERES ET STANNO-WOLFRAMIFERES





IV-1 Granites et minéralisations : Le lien spatial

IV-1.1 Objectif

Ce chapitre a pour but d'étudier les relations qui existent entre les granites et les différents types de minéralisations dans le secteur étudié. Les minéralisations ne seront pas détaillées ici mais dans le chapitre suivant. On se contentera ici de discuter de leur aspect géométrique et de leur texture interne afin de mettre en relation leur processus de mise en place avec la déformation régionale et les granites. Les caractéristiques minéralogiques et paragénétiques feront l'objet du Chapitre V .

IV-1.2 Répartition spatiale des minéralisations

La répartition des minéralisations dans le secteur d'étude montre deux domaines distincts (*Figure IV-1*). Les minéralisations aurifères sont restreintes au centre de la zone d'étude, quelque soit la nature de l'encaissant, alors que les minéralisations Sn et/ou W sont essentiellement localisées dans l'encaissant para dérivé de la partie Ouest du secteur d'étude. Quelques minéralisations Sn et/ou W sont présentes au cœur des minéralisations aurifères (*e.g.*, l'Ouest des massifs de Boborás et Irixo, *Figure IV-1*).

Dans le secteur d'étude, les minéralisations aurifères se présentent exclusivement sous forme de filons ou veines de quartz (Asensio Pérez *et al.*, 2000). Inversement, les minéralisations Sn et/ou W peuvent exister sous deux formes : i) filons de quartz à cassitérite et/ou wolframite, principalement localisés au sein ou aux bordures des coupoles de leucogranites G2, comme par exemple le massif de Beariz (Castroviejo, 1974), et *Figure IV-1*) ou le massif de Sampayo (Pierrel, 1984) ce dernier étant situé plus au Sud du secteur d'étude; ii) pegmatites enrichies en cassitérite et/ou scheelite, regroupées dans des "champs de pegmatites" (Champs de Forcarei et de Lalín notamment) spatialement associées aux granites G2, que cela soit dans la zone de cisaillement de Couso, le long du flanc Est du massif de La Estrada-Cerdedo ou encore dans l'antiforme de Candan où les granites G2 apparaissent subaffleurants (*Figure IV-1*).

Le lien génétique entre ces pegmatites et les granites G2 a très fréquemment été proposé (Fuertes-Fuente, 1996 ; Fuertes-Fuente & Martín-Izard, 1998). Seules quelques pegmatites minéralisées ont été reportées le long du flanc Ouest du Massif de Carballiño (G2) (voir III-2.4.2). D'anciennes mines artisanales exploitant l'étain de ces pegmatites existent par exemple au Nord-est du massif de Boborás, à proximité immédiate du granite de Carballiño.

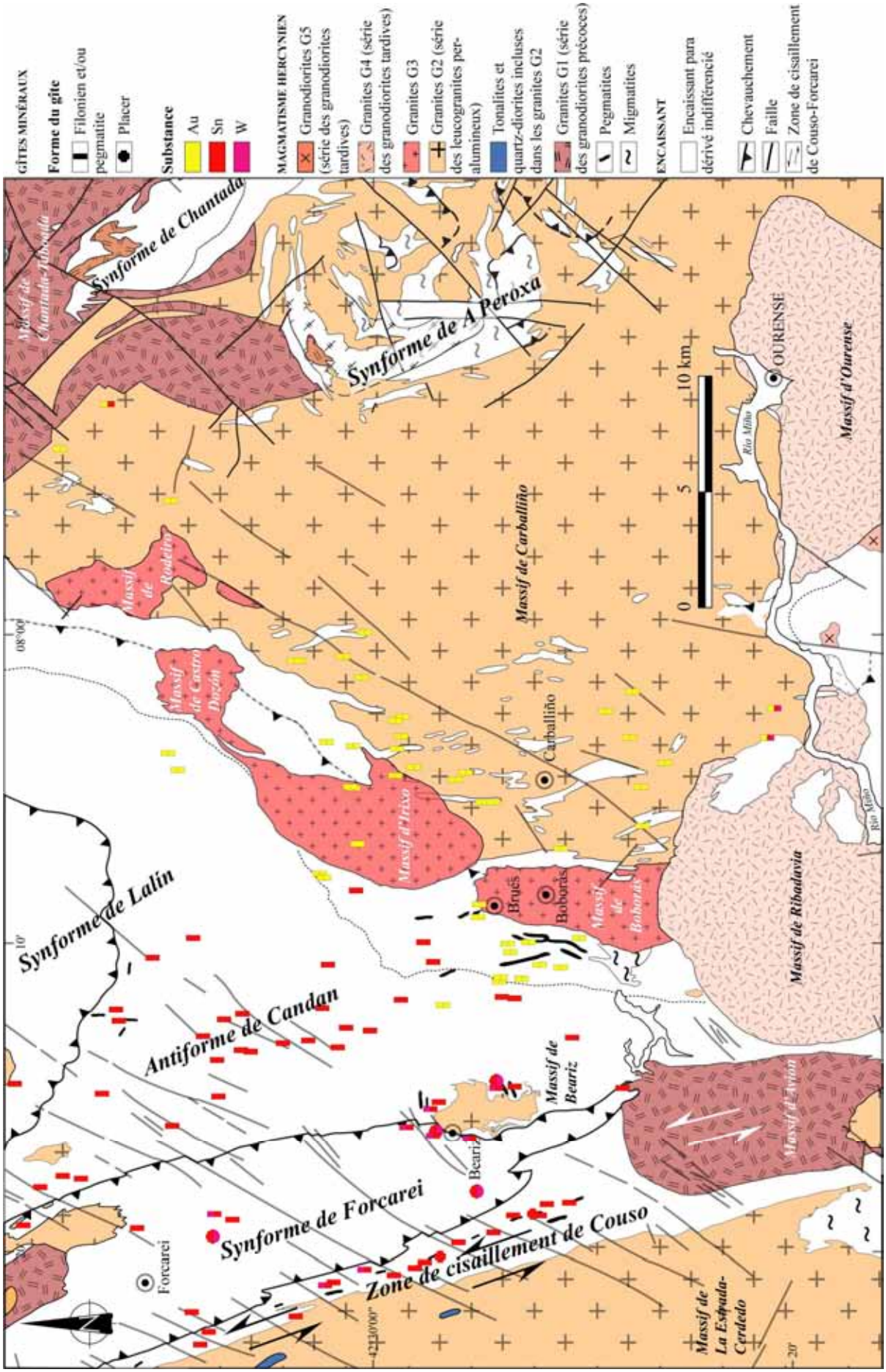

GÎTES MINÉRAUX
Forme du gîte
Filonien et/ou pegmatite
Placer
Substance
Au
Sn
W
MAGMATISME HERCYNIEN
Granodiorites G5 (série des granodiorites tardives)
Granites G4 (série des granodiorites tardives)
Granites G3
Granites G2 (série des leucogranites peralumineux)
Tonalites et quartz-diorites incluses dans les granites G2
Granites G1 (série des granodiorites précoces)
Pegmatites
Migmatites
ENCAISSANT
Encaissant para dérivé indifférencié
Chevauchement
Faille
Zone de cisaillement de Couso-Forcarei
Synforme de Chantada
Massif de Chantada-Taboada
Synforme de A Peroxa
OURENSE
Massif d'Ourense
10 km
5
0
Rio Miño
Massif de Carballiño
Massif de Roalteira
Massif de Castro Dozón
Carballiño
Massif d'Irixo
Bruès
Boborás
Massif de Boborás
Massif de Ribadavia
Synforme de Lalín
Antiforme de Candan
Massif de Beariz
Beariz
Massif d'Avión
Synforme de Forcarei
Zone de cisaillement de Couso
Forcarei
Massif de La Estrada-Cerdedo
08°00'
10'
20'
42°30'00"

Figure IV-1: *Répartition spatiale des minéralisations Au et Sn-W par rapport aux différents granites dans le secteur d'étude. Gîtes minéraux Au, Sn, W modifié d'après Sierra et al. (***1973***) ; IGME (***1982***). Ces gîtes minéraux indiquent aussi bien des gîtes exploités (mines) que de simples indices minéralisés. Par ailleurs, plusieurs indices ou mines de pegmatites à Sn et/ou W ne sont pas indiqués le long du flanc Ouest du massif de Carballiño.*

De surcroît, des pegmatites stériles, de texture et minéralogie similaire ont également été observées en grand nombre sur la bordure du granite de Carballiño (Carrière de Fondo de Vila, voir III-2.2.2). Ce fait confirme l'existence d'un lien spatial entre minéralisations Sn et/ou W (pegmatites et filons) et granites G2.

Dans le secteur d'étude, les granites G3 sont exclusivement présents le long du flanc Ouest du granite G2 de Carballiño (*Figure IV-1*), en association remarquable avec les minéralisations aurifères (*Figure IV-1*) qui recoupent les Granites G3 (Asensio Pérez *et al.*, 2000; Gerbeaud, 2002; Ponce de León, 1986).

Ainsi, les deux types de minéralisations, Au et Sn et/ou W, sont spatialement associés à deux types différents de granites, respectivement G3 et G2. Deux coupoles granitiques ont été plus particulièrement étudiées : le massif de Boborás et ses minéralisations aurifères et le massif de Beariz et ses minéralisations en étain-tungstène (*Figure IV-1*). Le contexte de formation tectono-magmato-hydrothermal des minéralisations aurifères des mines de Brués fait l'objet d'un article en préparation présenté ci-dessous. Le contrôle structural des minéralisations filoniennes de Beariz sera ensuite détaillé.

IV-2 Contrôle structural des minéralisations aurifères : exemple des mines de Brués [article en préparation]

Article en préparation pour Journal of Structural Geology

Mechanical instabilities, strain localization and vein formation on granite roof – The example of the hercynian Boborás granite (Galicia, Spain)

Eric Gloaguen [a]*, Alain Chauvet [b], Yannick Branquet [a], Vincent Bouchot [c] & Luc Barbanson [a] & J.L. Vigneresse

[a] Institut des Sciences de la Terre d'Orléans – UMR CNRS 6113, Université d'Orléans, BP 6759, 45067 Orléans Cedex 2, France.

[b] Laboratoire de Dynamique de la Lithosphère – ISTEEM - UMR CNRS 5573, Université Montpellier 2, CC. 60, 34095 Montpellier cedex 5, France.

[c] BRGM, Mineral Resources Division, Avenue Claude Guillemin, BP 6009, F-45060 Orléans Cedex 02, France.

Abstract

Keywords : continuum; deformation; granite emplacement; dyke; quartz ⟨c⟩ axis; granite roof; magmatic-hydrothermal transition; Galicia ; NW Spain

1. Introduction

Mechanical instabilities at magmatic intrusion roof induce formation of cupolas, magmatic dyke swarms, cooling joints and systems of shear zones and faults with associated fractures affecting intrusion and country rocks. Numeric models have reassessed topography of plutons roof showing that development of thermo-mechanical instabilities is responsible for these processes. Three major causes imply the detailed study of these specific areas of major interest: i) magmatic dykes and apex are useful objects to assess some stage of the pluton emplacement model. ii) primary magmatic injections and joints constitute a structural

* Corresponding author. Tel.: +33-238-494-660; fax: +33-238-417-309.

E-mail address: eric.gloaguen@univ-orleans.fr (E. Gloaguen).

heritage potentially reactivated during subsequent solid-state deformations; iii) as hot intrusions trigger hydrothermal fluid flows, these roof instabilities might be important structural and mechanical controls during pluton-related ore deposits (Stephens et al, 2004).

It has been also argued that pluton roof instabilities cannot develop without requirement of any regional tectonics (Guillou–Frottier and Burov, 2003). In this way, Paterson and Fowler (1993) suggested that "it is very important to examine roofs and roots of plutons at different crustal levels and to better integrate these observations into emplacement models". Particularly in syntectonic plutons, geometries and strain field derived from primary and secondary magmatic objects must be coherent with regional tectonics and/or pluton dynamics.

This work presents a detailed structural and microstructural analysis of mechanical instabilities developed at the roof of a Late Hercynian granite (the Boborás pluton) and associated with vein-hosted gold deposits. This granite emplaced within Galician (Spain) segment of the European Hercynian belt during late orogenic stages. Focus is made on the different states of deformation during the magmatic-hydrothermal transition. Finally, we propose and discuss a model of emplacement integrating the development of instabilities during pluton cooling, associated with a continuous tectonic context that explains the successive emplacement of the granite associated in time and space with the development of magmatic and hydrothermal vein system.

2. Geological setting

The Galician Hercynian segment constitutes the core of the Ibero-Armorican orogenic arc (fig. 1a), part of the internal Hercynian domain, and is composed by three major tectonic units (Ribeiro, 1974; Ribeiro et al., 1990a, 1990b; Díez-Balda et al., 1990). From base to top, we can recognized (fig. 1a): i) the autochtonous granito-gneissic Centro-Iberian Zone (CIZ); ii) the para-autochtonous schist and quartzite unit of the Schistose Domain of Galicia Trás-os-Montes (GTOMSD, Marquínez-García, 1984; Farias et al., 1987, 1992; Ribeiro 1974; Arenas et al., 1986) ; iii) the allochtonous thrusted unit, including the Ordenes complex and constituted the main complex of nappes of the Galician area (see Martínez-Catalán et al., 2002; Ábalos et al, 2002, for further detailed features of allochthonous). The area records three main phases of deformation, which form part of a long-lived deformation process developed in response to Variscan abduction, continental collision and final post-thickening extension (Bard et al., 1980, Lagarde et al., 1992; Matte, 1986). The earliest D1 event, related

to crustal shortening, led to initial thrusts, recumbent folds and formation of axial planar S1 foliation, between 360 and 335 Ma (Dallmeyer et al., 1997). The D2 event linked with main nappes emplacement and ranged between 345-320 Ma (Dallmeyer et al., 1997). Poorly developed east-verging recumbent folds with S2 axial planar cleavage characterized this event. Between 330 and 300 Ma, the last ductile D3 deformation formed extension-related detachments more or less coeval with the continuation of thrusting at depth, large-scale upright folds and conjugated subvertical strike-slip shear zones (Martínez-Catalán et al., 1996).

D1 and D2 events are mainly developed north of the studied area, in a domain exhibiting the main hercynian nappes. Inversely, the studied zone is mainly affected by the D3 event and the emplacement of numerous granites. Four generations intruded the three major tectonic units. From older to younger, we find (fig. 1b): i) syn-kinematic biotite-rich granodiorite (G1); ii) syn-kinematic two micas or peraluminous granites divided into muscovite-biotite (G2) and biotite-dominant (G3) granite (Barrera Morate et al., 1989); and iii) late-kinematic biotite-rich granodiorite (G4). The G1 granite was assumed to be coeval with the D2 tectonic event (Castro et al., 2002) whereas the others were supposed to emplace during or after the late orogenic D3 stage (Barrera Morate et al., 1989; Farias Arquer et al., 1992). The studied area exhibits metasediments of the para-autochthon unit limited westward and eastward by G2 granite batholiths and intruded by the following G3 and G4 granites (Fig. 1b). Allochtonous units were preserved within the Forcarei and Lalín synclines. The para-autochthonous unit mainly exhibit within this part of the orogen metamorphic volcano-sedimentary rocks composed by micaschist, quartzite, feldspathic schist and paragneiss intercalations (Farias et al., 1987; Marquínez García, 1981, 1984; Pereira et al., 1993). Numerous dykes and vein systems are widespread within the sector (figs. 1 and 2). Economically, we find REE-pegmatite linked with type 1 granite (Fuerte-Fuentes and Martin-Izard, 1998), Sn-W lode deposits, more developed within the eastern domain (Castroviejo, 1975), and gold-bearing quartz veins spatially associated with G3 granites likely the Boborás intrusion, concerned by this work. A large-scale left-lateral N170E-trending shear zone, herein called the Western shear zone, was developed at the contact between G2 granite and para-autochtonous metasediments, west of the studied area (fig. 1b).

The Boborás granite (G3) outcrops as a small NS-elongated elliptical intrusion (7 x 2.5 km) emplaced within the para-autochthon micaschists herein constituted by black color quartzites and greywakes both intercalated with numerous quartz-rich and quartz feldspar exudates (Figs. 2 and 3). Granite is homogeneous and exhibits an equigranular texture

composed of quartz, plagioclase, orthose, biotite dominant and muscovite. Mafic xenoliths, schlieren, and macroscopic fabrics are rare. Around the pluton, discrete effects of contact metamorphism, likely ghost of andalousite grains now replaced by quartz and muscovite, are recognized. On its southern part, the Boborás granite is intruded and crosscut by the Ribadavia pluton corresponding to the so-called 'post-kinematic biotite-granodiorite plutons' (Figs. 1b, 2). These latter have been re-interpreted by Aranguren et al (2003) as late kinematics and emplaced during an extensional tectonic regime. The Boborás pluton is a part of a NNE-SSW granite alignment that corresponds to the western border of the Carballiño G2 granite (Fig. 1b). The others G3 granites are the Irixio, Castro Dozón and Rodeiro plutons.

3. Structures around and within the Boborás G3 pluton

3.1 Field structures

At map scale, the structure of the country rocks is dominated by a nearly constant, N-S trending, S2 cleavage within surrounding micaschist of the para-autochtonous unit (Fig. 2). The general dip is about 40° to the west (Fig. 2). Relations between S2 cleavage and pluton edges remain difficult to observe even if it appears clear that cleavage sometimes presents and obliquity with respect to granite border. More to the west, this S2 regional cleavage is intensively folded by the D3 event, responsible for the development of N-S trending and horizontal L3 crenulation lineation related to upright folds (Fig. 2). Cleavage trajectories are not disturbed at the northern edge of the pluton, thus not allowing suggesting the existence of any triple point (Fig. 2).

Wall rock deformation appears very fair. A sparse N-S near horizontal mineral or stretching lineation is observed within micaschists associated with N-S boudinage of thin black quartzites level and asymmetric quartz or quartz-feldspar exudates (Figs. 3a, b, c). Metamorphic paragenesis observed in micaschists is characterized by quartz, muscovite ± biotite ± plagioclase ± staurolite ± sillimanite. Ductile deformation is expressed by: i) syntectonic porphyroblasts with rotated inclusions trend and asymmetric strain shadows (Fig. 3e); ii) staurolite crystals with asymmetric strain shadows (Fig. 3f); iii) microscopic asymmetric recrystallised quartz or quartz-feldspar exudates (Fig. 3g); iv) biotite or muscovite mica fish (Fig. 3h). All these criteria are indicators of top-to-the north motion. This north-directed deformation event appears compatible with the north-verging ductile extensional faulting (Pico Sacro Detachment) coeval with the D3 shortening event, identified more to the north, within the allochtonous complex (Martínez Catalán et al., 1996, 2002).

3.2 Dykes, sills and veins network

Numerous dykes, sill and veins are encountered within the study area, mainly around the granite bodies. Sill and dykes are composed by aplite, pegmatite and granite whereas veins are filled by quartz. Aplite-pegmatite sills and dykes are particularly well-developed northwest of the Boborás pluton (fig. 2). Three groups are defined: i) pegmatite sills linked to the emplacement of the G2 Carballiño granite; ii) later granite sills parallel to the earlier aplite-pegmatite ones (fig. 4a,b,d & 5 a,b,c); iii) high-angle and north-dipping aplite-pegmatite and granite dykes crosscutting both the micaschists, the sills and the Boborás G3 granite (Fig. 5d). The latter are mainly composed by quartz, feldspar, muscovite and scarce garnet. Granite and aplite/pegmatite sills occur as few centimetres to one meter thick layers intruded parallel to the S2-schistosity. Type i) pegmatite sills frequently include numerous country rocks slices and are tourmaline and garnet-rich. They develop a discrete tourmaline alteration halos within surrounding micaschists (Fig. 3d). The genetic relations between those tourmaline-rich pegmatites and the G2 granites have already been established around the Forcarei syncline by Fuerte-Fuentes et al. (1996, 1998) (Fig. 1b). Type ii) sills are systematically connected with the numerous high-angle magmatic dykes that sometimes present linear or irregular borders (figs. 4b, 4d, 5c & 5b). Some dykes present a specific attitude expressed by a stair-like geometry (fig. 5b). Such a structure implies that the formation of the trap that captured the magma is coeval with a north-verging motion of the surrounding micaschists. In fact, dyke acts as an oblique tension-gash developed under the control of northward displacement of the northern part of the surrounding rocks. These granite dykes are connected to the Boborás pluton on the southern part of the main outcrop (fig. 4c) and are thus assumed to develop coeval to the G3 granite and north-directed deformation.

Pegmatite and granite dykes are frequently underlined by centimetre to meter-scale quartz veins (fig. 7a). Even though they occur in several places within the surrounding rocks, veins are mainly distributed close to the granite or inside (fig. 4d). On the north-western edge of the Boborás pluton (close to the Brués village), quartz veins can be divided into tension gashes and shear veins following their dip, aspect and attitude. Tension gashes are sub-vertical and frequently arranged in “en echelon” geometry, consistent with a north-verging normal motion (Figs. 4d, 7c & 7d). Inside, quartz is white, with a milky to translucent colour and seems to be un-deformed. Inversely, quartz shear veins systematically present a steep northward dip associated with north-verging shearing motions (fig. 7a, 7b). Macroscopic texture is laminated, with alternating quartz and sulfide levels (fig. 7b). If tension gashes can

be developed in core of the surrounding micaschists, shear veins are only emplaced in core or in contact with some magmatic features. In fact, the common occurrence for quartz shear vein is in core of granite and/or pegmatite dykes, and more scarcely, into the Boborás granite. This will emphasize the crucial role of rheological control in the process of formation of these quartz veins, as this will be discuss further in this text.

Magmatic dykes and quartz veins occur following three directions but systematically dip towards the north (except near-vertical quartz-rich tension-gashes). They trend N060°E to N065°E close to the granite and turn gradually towards a N090°E to N100°E orientation far east of the granite (fig. 4a). Statistically, the two main orientations form a conjugated set with right lateral N60°E and left lateral N120°E (Fig. 2). Right dihedra method applied to striae observed on each dyke family indicates a stress tensor characterized by E-W direction of compression and N-S extension (fig. 2).

4. Microfabrics of the magmatic stage

4.1. Sub magmatic deformation at microscopic scale

Microstructural observations performed on magmatic features (granite, dykes and sills) show very little evidences of magmatic flow criteria. A discrete magmatic sub-horizontal lineation still exists sometimes at granite roof where lineation is marked by N-S trending biotites. A preferred shape orientation is particularly difficult to recognize. Sub solidus deformation is characterized by the occurrence of numerous fractured plagioclases (Bouchez et al., 1992). Fractures are filled by magmatic quartz. The continuity between quartz in fractures and large quartz of the matrix suggests that these structures are coeval with the late magmatic stages (Bouchez et al., 1992). Horizontal and north-south trending feldspars are preferentially broken, thus defining a kind of horizontal and N-S trending stretching lineation. Few asymmetric fractures define northward normal faulting (fig. 5e). The presence of quartz within plagioclase microfractures is interpreted as a witness of melt relocation during the late stage of granite crystallisation (Hibbard, 1987, Bouchez et al., 1992). This is explained by the migration of the last fraction of magma, herein enriched in quartz, within low-strain domains such as cracks formed by brittle deformation of already crystallized megacrysts (Bouchez et al., 1992, Roig et al., 1996).

The fractures in plagioclase are present within all magmatic features of the studied area, i.e. i) Boborás granite, especially on its roof parts, ii) granite dykes, iii) aplite/pegmatite and granite sills parallel to the main S2 cleavage. They traduce the fact that the north-verging

deformation was a long-lived tectono-magmatic event, coeval to magma emplacement since the type I-related sill until late granitic dykes of the type II intrusion.

Numerous occurrences of myrmekites are observed within granite bodies. Myrmekites are observed within K-feldspars at plagioclase/Ks-feldspars boundaries. According to Simpson (1985) and Simpson and Wintsch (1989), myrmekites are supposed to form by Ca- and Na replacement of K-feldspar during deformation stages. Inversely, Collins (2001) assumes that only K-metasomatism was responsible for myrmekite occurrence. Whatever the case, it is assumed that myrmekite formation results of some processes developed during sub-magmatic to early solid states.

4.2. Quartz textures within magmatic features

Lattice preferred orientation development and slip systems activation, dependant on ambient temperature (Jessell and Lister, 1990), are commonly used in order to characterise deformation kinematics. In case of granite emplacement, magmatic quartz is susceptible to registers deformation since sub-magmatic state temperatures to solid-state temperatures. Registration of both high and low temperature quartz deformation patterns is favoured in the case of very low bulk deformation on contrary of high-deformation rate where areas of preserved are rare and scarce. In case of low deformation rate, earliest quartz deformation patterns could be preserved in large surfaces of the granite roof but remains discrete.

Within all magmatic features, quartz is present under the form of large grains without any effects of plastic deformation. Only very few zones are affected by dynamic recrystallisation. The most typical texture is chessboard pattern, largely developed within all the magmatic bodies. Chessboard pattern is a combination of prism and basal parallel subgrain boundaries and a mark of prism C-slip activity, restricted to the stability field of high-quartz (Kruhl, 1996, 1998). They represent strong evidences for the existence of deformation developed at very high-temperature (more than 630°C, Stipp et al., 2002, Kruhl, 1996). Although largely developed, chessboard patterns are better expressed within dykes (Fig. 5g) and granite dyke root area. Because quartz grains presents irregular grain shapes, strongly lobate and concave/convex boundaries consistent with recrystallisation of magmatic quartz by grain boundary migration recrystallisation (GBM), we herein favour the first alternative. No evidences for the existence of two tectonics events have been found within the studied samples. Moreover, “pinning” microstructures are encountered and assumed to be marker of high mobility of the grain boundary at high temperature and low strain rate (Jessell,

1987, Passchier and Trouw, 1996). The lack of subgrain rotation recrystallisation indicates that deformation occur above 500°C (Stipp et al., 2002).

4.3. Crystallographic preferred orientation in quartz

Quartz lattice preferred orientations within magmatic features have been measured by X-ray texture goniometry because of homogeneous grains. Preferred orientation of poles to ⟨104⟩ (which make a small angle of 17.7 degrees with respect to the ⟨c⟩ axis), ⟨a⟩ and ⟨m⟩ axes have been measured. Samples are taken from Boborás granite roof (sample BR10.22 and BR8.4), Boborás granite-related dyke (sample BR5.14) and from lower part of a Boborás granite-related sill (sample BR10.21). Sample locations are indicated in figure 4 and results are presented on figure 6.

Taken together, a pronounced crystallographic preferred orientation for quartz is evident for samples BR5.14 and BR10.21 although point maxima exist for the two other samples (fig. 6). The four samples display maxima systematically near the X (samples BR8.4 and BR10.22) and Y (samples BR5.14, BR10.21 and BR10.22) axes in the <c>-axis pole figures (fig. 6). Few maxima can be found at a small angle to Z, for example in the diagram of the sample BR5.14 (fig. 6), indicator of rhomb <a> activity. In that case, asymmetry of the girdle is consistent with a north-verging sense of shearing (fig. 6). The pole figures for the <a>-axis more or less display six point maxima showing a hexagonal symmetric pattern (fig. 6). Accordingly, the <m> pole figures exhibit a similar distribution, with maxima lying between the point maxima for the <a> axis (especially for sample BR5.14, fig. 6). Within diagram of sample BR5.14, rhomb ⟨a⟩ intracrystalline slip system is consistent with the ⟨a⟩ axis maxima close to X-axis (fig. 6).

All these textures are interpreted to indicate dominant prism <c> and prism <a> slip, with some contribution from rhomb <a> slip. Both traduce high temperature conditions of deformation. Basal <a> gliding is not suspected, confirming the weakness of late, post-solidus deformation within the magmatic rocks of the studied area.

4.4. Other microstructures

Two types of structures that suggest solid-state deformation occur in both granite and dykes.

-The first includes undulose extinction, twins and kink bands that affect the biotites, muscovites and plagioclase grain (fig. 5f). These structures traduce the effects of a weakly developed post-solidus deformation;

-The second consists of locally developed (sample BR8.4) undulose extinction within quartz grains that indicates the occurrence of grain boundary migration recrystallisation and/or subgrain rotation crystallisation, interpreted as witness late-solidus deformation;

The fair development of solid-state related structures demonstrates that if deformation can persists before granite crystallisation, it remains relatively fair certainly due to its concentration along neo-formed structures, as this will be demonstrated in the following part of the manuscript.

5. Quartz tension gashes and shear veins

Two types of quartz-rich veins have been distinguished on the base of their dip, internal texture and attitude: tension gashes and shear veins (see above). Whatever their type, quartz-rich veins exhibit a relative simple filling mainly composed by quartz, k-feldspar, mica and sulfide. Quartz is ubiquitous and present at each stage of the filling. Three stages are recognized and identified (Q1, Q2 (a and b) and Q3). Q2a is defined as the Q2 quartz that precedes arsenopyrite whereas Q2b is the one that occurs in fractures of the arsenopyrite. K-feldspar systematically initiates the filling, in association with Q1 (Figs 7e, 7f). Sulfide is essentially arsenopyrite, which occurs in large grains associated with Q2. The late quartz, Q3, appears non deformed in very poor quantities, as overgrowth or in fractures, associated with little size white mica, gold and Bi-Te-rich sulfides. The fact to encountered k-feldspar at the beginning of the vein filling certainly traduce the persistence of a magmatic character as previously described in other environments (Mustard 2001, 2003).

5.1. Internal texture

Internal texture of quartz tension gashes is relatively simple and thus not herein described in detail. Quartz is essentially Q1 and occurs as large euhedral grains normal to vein walls. The other types of quartz are poorly represented and some of these veins exhibit pure sulfide domain only composed by arsenopyrite (fig. 7d). In fact, Q2 is everywhere presents under the form of quartz overgrowth that systematically precedes sulfide. As said above, Q3 fill the micro-fractures that affect arsenopyrite.

Few veins are in intermediate position between tension gashes or shear. Quartz-rich vein of the figure 7e is one of these. These veins do not exhibit the characteristic laminated texture of a shear vein but large euhedral and elongated quartz and k-feldspar grains. As the

grain long axes are oblique with respect of vein walls, we can argue that the process of formation of this type of vein is not only controlled by tension and that a weak shear component occurs. Thin section illustrates the elongated aspect of quartz and k-feldspar grains (figs. 7f). Feldspar is frequently affected by fractures consistent with the interpretation of these structures in term of witness of opening direction and coeval filling. The central part of the vein is characterised by the absolute lack of feldspar grains and by a central fissure filled by white micas and sulfide/oxide.

Quartz shear veins exhibit more complicated texture marked by the association between various types of quartz that will be listed below. A typical textural association of a shear vein is illustrated by the figure 8a. For each domain, both crossed polarized and natural light are given. Filling is characterized by the succession of Q1, Q2 and Q3 quartz, traducing the evolution of physico-chemical and deformation conditions that prevailed during vein formation. Macroscopically, these veins are laminated (fig. 7b), with plane composed by arsenopyrite and elongate quartz. These mineral also describe a N-S trending striae, sometime visible on the surface of the quartz shear vein. The following sections described in detail the microscopic features.

Q1 quartz is the first filling. They are elongate comb quartz that represents more than 70 % of the veins. Grain long-axis is frequently parallel to vein boundary. Quartz grains appear very deformed and exhibit spectacular effects of an intense dynamic recrystallisation (fig. 8). Extinction is strongly undulose and a high-angle conjugate set of shear bands is systematically observed within all Q1 grains (fig.). van Daalen et al. (1999) notice that conjugate shear bands set occur preferentially within grain whose ⟨c⟩ axis are either parallel or normal to the direction of extension, i.e. direction of vein aperture, in our case. Small strain-free grains are formed on the boundaries of large quartz grains and along conjugate shear bands (Figs. 8c, 8g, 9). These structures are supposed to develop under lower greenschist conditions by “bulging recrystallisation” process (Bailey and Hirsch 1962; Drury et al. 1985) that involves grain boundary migration and/or subgrain rotation recrystallisation (review in Stipp et al., 2002). Shear bands induce locally rotation of individualised parts of large quartz crystals (Fig. 9a). Similar patterns have been previously described to occur in temperature conditions bracketed between 270-400°C (van Daalen et al. 1999; Stipp et al. 2002).

Q2a quartz overgrowths are rare within shear veins. If several geodes are filled by euhedral Q2a quartz that grow in continuity with the neighbouring Q1 (figs. 8j and k), the most common Q2a appearance are very elongate grains that crystallised in core of the comb Q1 grains. Q2a quartz is distinguished from Q1 because of the lowest density of solid and

fluid inclusions. They display a cleaner texture and are unaffected by any kind of dynamic recrystallisation (weak undulose extinction and no sub-grains). Quartz crystals present a strong elongated shape parallel to vein wall or oblique (Fig 8c, 8i, 8g & 9). Small strain-free recrystallised quartz grains at grain boundaries and conjugate shear bands are poorly observed. Quartz grains display locally a set of parallel inclusion bands normal to quartz long axis. Although this Q2a elongate quartz cannot be confounded with the very deformed Q1 quartz, several places exhibit a kind of continuity between Q1 and Q2a than can suggest that Q2a elongate grains are in fact the result of reduction of the large Q1 grains under the effect of the ongoing deformation. However, we will see that this solution cannot be valid for every Q2a quartz fibres likely, for example, those of the figure 9b that display very sharp boundary with the neighbouring Q1 quartz. We will see further than the <c> axis analysis for all these quartz grains confirm this assumption although the first alternative cannot be totally ruled out.

Final to the formation of arsenopyrite, few little sizes Q2b (deformed) and Q3 (non-deformed) quartz grains have crystallized within micro-fractures in association with some little white mica and accessory sulfides.

5.2. Quartz <c> axis fabrics

Universal stage measurements are performed on quartz shear veins for both Q1 and elongate Q2a quartz. Q1 quartz <c> axis diagram exhibits well-defined maxima close to the vein direction whereas others, less defined, are localized at intermediate position, in position for rhomboedric activation (fig. 9c). The diagram of long axis grain distribution shows a well-defined preferred orientation with grain long axis maxima also parallel to the vein direction. The good correlation between the maxima of the two diagrams suggests (<c> axis and quartz long axis), confirm that, as previously proposed (see above), the Q1 quartz are comb quartz, from which the long axis is indicator of the opening direction. The other maxima are certainly due to the <c> axis related to sub-grains formed by dynamic recrystallisation. According to van Daalen et al. (1999), these quartz ⟨c⟩ axis patterns can also results of the density and orientation of conjugate shear bands. To summarize, grains located close to the stereonet diagram are those corresponding to the comb quartz (fiber) whereas other are linked to the deformation effects.

The diagram of Q2a quartz ⟨c⟩ axes displays a drastically different distribution. The results are the reverse of those obtained for Q1 (fig. 9d). Few grains have their <c> axis close to the diagram rim whereas the others are in intermediate position. The long-axis of Q2a quartz grains are strictly parallel to those of Q1. The aspect of the diagram indicates that the

deformation effects are more developed for Q2a quartz although several grains, likely the most elongate and less affected by recrystallisation processes (fig. 9b), are additional witnesses of the direction of vein aperture.

6. Results and model of formation

6.1. Main results

i) The Boborás granite exhibits numerous internal structures that are developed during late magmatic history under the control of a north-directed shearing deformation. Best structures are micro-fractures in plagioclase filled by magmatic quartz and high-temperature texture of quartz grains (chessboard textures) without any evidence of dynamic recrystallisation.

ii) Quartz <c> axis fabrics are consistent with the above assumption. Quartz grains yield textures dominated by dominant prism <c> and prism <a> slip systems traducing high temperature conditions of deformation developed during magmatic stages. Quartz grains are not affected by any kind of dynamic recrystallisation and very few evidences of post-solidus deformation were encountered.

iii) The area located on granite roof is the site of emplacement of voluminous granite and aplo-pegmatite dykes and sill that yield similar texture of the granite traducing high-temperature deformation controlled by a north-directed shearing deformation.

iv) Hydrothermal quartz-rich veins were emplaced along the main granite and pegmatite dykes. These veins are filled by several generations of quartz (Q1, Q2 and Q3) that exhibit several arguments for a syn-kinematic process of formation.

6.2. Model of formation of hydrothermal vein system on granite roof

The study of the Boborás pluton and its neighbouring dyke and vein systems underlines the existence of a mechanical instability that is supposed to be at the origin of the formation of all the structures herein described. All the structures are coeval with a north-verging plastic flow associated with an E-W and horizontal direction of shortening. The near horizontal granite-micaschist contact on the NW of the Boborás granite appears to be the cause of a rheological contrast that will be at the origin of the formation of vein and dyke systems. The micro structures met in dykes, dykes root areas and granite roof record deformation patterns evolving from sub-magmatic stages (broken feldspars, migration of residual melt into lower-pressure sites) developed at high temperature, followed by high

temperature solid state deformation (chessboard pattern, ⟨c⟩ axis patterns, myrmekites) and finishing by low temperature solid state structures (late aplo-pegmatite dykes emplacement crosscutting crystallised granite roof, feldspars twins and kink-bands, biotite-muscovite kink bands). This model implies a long lived continuum of deformation with normal north-verging motion during since late stages of granite emplacement until final high-angle normal faults (fig. 10). The earliest structures like normal faults and/or granitic dyke in host rock creates rheological heterogeneities which progressively localised the successive deformation. The originality consists in the fact that deformation is localized within the last structure emplaced. This begins with the main granite (deformed under sub-magmatic stages), the late aplo-pegmatite sills and dykes (also affected by sub-magmatic deformation) and achieved by the formation of syntectonic quartz veins. All structures are poorly affected by the late and ultimate structures. Transitional textures (i.e. quartz-feldspars which evolve gradually to quartz veins) illustrate the magmato-hydrothermal transition (in the sense of Mustard, 2003).

Quartz within laminated shear veins could be separated in two generations. The first group, Q1, is grains that exhibit intense undulose extinction and are affected by important bulging, conjugate shear bands sets and sub-grains formation. It corresponds to the elongate large crystals which form the essential of the veins. Quartz grains of second group are poorly deformed and occur as very elongated fibres. The <c>axis pattern for Q2 quartz demonstrates that this generation consists both in quartz crystallized during vein opening (grains with <c> axis parallel to vein wall) and quartz affected under the effects of un-going deformation (others grains). Crack-seal-related to geodic fibres belong to this group. Differences in deformation state and habitus suggest that quartz of second group could are emplaced within fractures and micro pull apart affecting quartz of the first group. Moreover, inclusion bands parallel to the grain long-axis suggest that these second generations of quartz are syn-kinematic with a growth controlled by opening of cavities within quartz vein structure. Fibrous quartz are parallel to the foliation and growth seems to occur simultaneously from the two opposite sides (syntaxial veins, Hilgers et al., 2001). Inclusion bands within quartz fibres are normal to the quartz long axis and seem indicate that at least earliest stages of growth are consistent with crack-seal process. The core of fractures could be free, which allow locally geodic habitus of the head of quartz fibres. In spite of parallelism between foliation and quartz growth direction, most of ⟨c⟩ axes are not parallel to the direction of aperture and consequently, to the long axis trending. This fact could be explain by two alternatives: i) a control on ⟨c⟩ axis direction of the fibre by the host <c> axis quartz grain and/or by the

geometry of the cavity which control the direction of elongate quartz crystallisation (bed-rock control on elongated quartz growth in laminated quartz veins, Koehn and Passchier, 2000); ii) few grains provide from Q1 quartz deformation. This result represents an unique demonstration of syn-tectonic crystallisation of quartz within hydrothermal veins.

7. Conclusion

The micro tectonic study herein proposed confirms the polyphase character of the veins filling and granite emplacement, with a continuum of fluids flow using the same pathways, and re-opening and re-using of magmatic dyke and quartz vein. These studies suggest that at least a part of the vein filling occur during North-verging veins movement, providing locally elongate quartz fibres. The morphologies and deformation of some syn-kinematic magmatic dykes and quartz vein systems reflect change in temperature and transition from ductile to brittle deformation conditions (undulose deformation, sub-grain recrystallisation, oriented syn-deformation crystallisation to quartz fracture filling and brecciated quartz generation). This study represents a case study of integrated micro and macro tectonics analysis that allows to better understand the transition from magmatic to hydrothermal systems and to propose a well-illustrated geological model for the tectono-magmatic evolution of an hercynian segment that takes into account for magmatic, tectonic, fabrics and internal texture constraints. All these data are integrated within a general model that underlined the significant role of mechanical instability, rheological control and continuous process of deformation in order to develop both magmatic and hydrothermal vein systems.

Acknowledgement

This study has the scientific and financial support from the CNRS and BRGM through the National Research Group on Ore Deposits (GDR n°2458, TRANSMET). We thank J Pons for constructive discussions and D. Panis who performed X-ray texture goniometry on granite samples.

References

Ábalos, B. 1992. Variscan shear-zone deformation of late Precambrian basement in SW Iberia: implications for circum-Atlantic pre-Mesozoic tectonics. *Journal of Structural Geology,* 14, 807-823.

Ábalos, B., Carreras, J., Druguet, E., Escuder Viruete, J., Gómez Pugnaire, M. T., Lorenzo Alavarez, S., Quesada, C., Rodríguez Fernández, L. R. & Gil Ibarguchi, J. I. 2002. Variscan and Pre-Variscan Tectonics. *In*: The Geology of Spain (edited by Gibbons, W. & Moreno, M. T.). Geological Society, London, 155-183.

Acocella, V. & Rossetti, F. 2002. The role of extensional tectonics at different crustal levels on granite ascent and emplacement: an example from Tuscany (Italy). *Tectonophysics,* 354, 71-83.

Aranguren, A., Tubia, J. M., Bouchez, J.-L. & Vigneresse, J.-L. 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.

Aranguren, A., Cuevas, J., Tubiá, J. M., Román-Berdiel, M. T., Casas-Sainz, A. & Casas-Ponsati, A. 2003. Granite laccolith emplacement in the Iberian arc: AMS and gravity study of the La Trojiza pluton (NW Spain). *J. Geol. Soc. London*, 160, 435-445.

Arenas, R., Gil Ibarguchi, J. I., González Lodeiro, F., Klein, E., Martínez Catalán, J. R., Ortega Girones, E., de Pablo Macía, J. G. & Peinado, M. 1986. Tectonostratigraphic units in the complexes with mafic and related rocks of the NW of the Iberia. *Hercynica*, II, 87-110.

Bailey, J. E. & Hirsch, P. B. 1962. The recrystallization process in some poly-cristalline metals. *In*: Proceedings of the Royal Society of London, A 267, 11-30.

Bard, J.-P., Burg, J.-P., Matte, P. & Ribeiro, A. 1980. La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. *Mem. BRGM*, Orléans, 108, 233-246.

Barrera Morate, J. L., Farias Arquer, P., González Lodeiro, F., Marquínez García, J. L., Martín Parra, L. M., Martinez Catalán, J. R., del Olmo Sanz, A. & de Pablo Macía, J. G. 1989. Memoria de la Hoja, no. 17/27 (Ourense/Verín), *Mapa Geológico de España, scala 1:200.000*., IGME, Madrid.

Bellido, F., Brandle, J. L., Lasala, M. & Reyes, J. 1992. Consideraciones petrológicas y cronológicas sobre las rocas graníticas hercínicas. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe,* 17, 241-261.

Blumenfeld, P. & Bouchez, J.-L. 1988. Shear criteria in granite and migmatique deformed in the magmatic and solid states. *Journal of Structural Geology*, 10, 361-372.

Bouchez, J.-L. 1977. Plastic deformation of quartzites at low temperature in an area of natural strain gradient. *Tectonophysics,* 39, 25-50.

Bouchez, J.-L., Delas, C., Gleizes, G., Nédélec, A. & Cuney, M. 1992. Submagmatic microfractures in granites. *Geology,* 20, 35-38.

Brun, J.-P., Gapais, D., Cogné, J.-P., Ledru, P. & Vigneresse, J.-L. 1990. The Flamanville granite (Northwest France): an unequivocal example of a syntectonically expanding pluton. *Geological Journal*, 25, 271-286.

Burg, J.-P. & Laurent, P. 1978. Strain analysis od a shear zone in a granodiorite. *Tectonophysics,* 47, 15-42.

Capdevila, R. & Vialette, Y. 1970. Estimation radiométrique de l'âge de la deuxième phase tectonique en Galice moyenne (Nord Ouest de l'Espagne). *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* 270, 2527-2530.

Capdevila, R., Corretgé, G. & Floor, P. 1973. Les granitoïdes varisques de la Meseta ibérique. *Bulletin de la Société géologique de France*, 15, 209-228.

Castro, A., Corretgé, G. L., De La Rosa, J., Enrique, P., Martínez, F. J., Pascual, E., Lago, M., Arranz, E., Galé, C., Fernández, C., Donaire, T. & López, S. 2002. Palaeozoic Magmatism. *In*: The Geology of Spain (edited by Gibbons, W. & Moreno, M. T.). Geological Society, London, 117-153.

Castroviejo, R. 1975. Estudio geológico y metalogénico de la zona de Beariz (Orense) y de sus yacimientos minerales de Sn y W - IV. Metalogenia. *Boletín Geológico y Minero*, 86, 388-415.

Collins, L. G. 2001. Scientific errors that can result when myrmekite and geologic evidence are ignored. ISSN 1526-5757, electronic Internet publication, no. 39, http://www.csun.edu/~vcgeo005/SciErrors.htm.

Dallmeyer, R. D., Martinez Catalan, J. R., Arenas, R., Gil Ibarguchi, J. I., Gutiérrez Alonso, G., Farias, P. & Aller, J. 1997. Diachronous Variscan tectonothermal activity in the NW Iberian Massif: Evidence from $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of regional fabrics. *Tectonophysics,* 277, 307-337.

Dias, G., Leterrier, J., Mendes, A., Simões, P. P. & Bertrand, J. M. 1998. U-Pb zircon and monazite geochronology of post-collisional Hercynian granitoids from the Central Iberian Zone (Northern Portugal). *Lithos*, 45, 349-369.

Díez Balda, M. A., Vegas, R. & González Lodeiro, F. 1990. Autochtonous sequence. Structure. *In*: Pre-Mesozoic Geology of Iberia (edited by Dallmeyer, R. D. & Martínez García, E.). Springer-Verlag, Berlin, 172-188.

Drury, M. R., Humphreys, F. J. & White, S. H. 1985. Large strain deformation studies using polycristalline magnesium as a rock analogue. Part II: dynamic recrystallisation mechanisms at high temperatures. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 40, 208-222.

Duguet, M. & Faure, M. 2004. Granitoid emplacement during a thrusting event: structural analysis, microstructure and quartz *c*-axis patterns. An example from Hercynian plutons in the French Massif Central. *Journal of Structural Geology,* 26, 927-945.

Farias, P., Gallastegui, G., González Lodeiro, F., Marquínez, J., Martín Parra, L. M., Martínez Catalán, J. R., de Pablo Macía, J. G. & Rodríguez Fernández, L. R. 1987. Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *Mem. Fac. Ciênc. Univ. Porto*, 1, 411-431.

Farias Arquer, P. 1992. El Paleozoico Inferior de la Zona de Galicia-Tràs-os-Montes (Cordillera Herciniana, NW de España). *In*: Paleozoico Inferior de Ibero-América (edited by Gutiérrez Marco, J., Saavedra, J. & Rábano, I.). University of Extremadura, Badajoz, 495-504.

Fuertes-Fuente, M. 1996. Las pegmatitas del área de Lalín-Forcarei (Galicia) y las mineralizaciones de elementos escasos asociadas. *Unpublished PhD thesis*, Oviedo University, 283 p.

Fuertes-Fuente, M. & Martin-Izard, A. 1998. The Forcarei Sur rare-element granitic pegmatite field and associated mineralization, Galicia, Spain. *Can Mineral*, 36, 303-325.

González Cuadra, P. 1996. Análisis petrostructural del granito de Beariz (NO de Ourense, Galicia). *Tesis de Licenciatura* [Unpublished], Universidad de Oviedo, 49 p.

Guillou-Frottier, L. & Burov, E. 2003. The development and fracturing of plutonic apexes: Implications for porphyry ore deposits. *Earth and Planetary Science Letters*, 214, 341-356.

Hibbard, M. J. 1987. Deformation of incompletely crystallized magma systems: granitic gneisses and their tectonic implications. *Journal of Geology*, 95, 543-561.

Hilgers, C., Koehn, D., Bons, P. D. & Urai, J. L. 2001. Development of crystal morphology during unitaxial growth in a progressively widening vein: II. Numerical simulations of the evolution of antiaxial fibrous veins. *Journal of Structural Geology*, 23, 873-885.

Hippertt, J. F. M., Rocha, A., Lana, C., Egydio-Silva, M. & Takeshita, T. 2001. Quartz plastic segregation and ribbon development in high-grade striped gneisses. *Journal of Structural Geology*, 23, 67-80.

Jessel, M. W. & Lister, G. S. 1990. A simulation of the temperature dependance of quartz fabrics. *In*: Deformation Mechanism, Rheology and Tectonics (edited by Knipe, R. J. & Rutter, E. H.). Geological Society Special Publication 54, 353-362.

Jessell, M. W. 1987. Grain-boundary migration microstructures in a naturally deformed quartzite. *Journal of Structural Geology*, 9, 1007-1014.

Julivert, M., Fontboté, J. M., Ribeiro, A. & Conde, L. 1972. Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares a escala 1:1.000.000 y Memoria Explicativa. IGME, Madrid.

Koehn, D. & Passchier, C. W. 2000. Shear sense indicators in striped bedding-veins. *Journal of Structural Geology*, 22, 1141-1151.

Kruhl, J. H. 1996. Prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a micro-structural geothermobarometer. *Journal of Metamorphic Geology*, 14, 581-589.

Kruhl, J. H. 1998. Prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer: Reply. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 142-146.

Lagarde, J. L., Capdevila, R. & Fourcade, S. 1992. Granites et collision continentale: l'exemple des granitoïdes carbonifères dans la chaîne hercynienne Ouest-européenne. *Bull. Soc. Géol. France*, 163, 597-610.

Mainprice, D., Bouchez, J.-L., Blumenfeld, P. & Tubia, J. M. 1986. Dominant c slip in naturally deformed quartz; implications for dramatic plastic softening at high temperature. *Geology,* 14, 819-822.

Marquínez, J. L. 1981. Estudio geológico del área esquistosa de Galicia Central (zona de Lalín-Forcarei-Beariz). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 2, 135-154.

Marquínez, J. L. & Klein, E. 1982. Evolución temporal y distribución del metamorfismo en el Area Esquistosa de Galicia Central (NO de España). *Trab. Geol, Univ. de Oviedo*, 12, 227-242.

Marquínez Garcia, J. L. 1984. La geología del área esquistosa de Galicia Central (Cordillera Herciniana, NW de Espana), *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.,* 213 p.

Martínez Catalán, J. R. & Arenas, R. 1992. Deformación extensional de las unidades alóctonas superiores de la parte oriental del Complejo de Ordenes (Galicia). *Geogaceta*, 11, 108-111.

Martínez Catalán, J. R., Arenas, R., Díaz García, F., Rubio Pascual, F. J., Abati, J. & Marquínez, J. 1996. Variscan exhumation of a subducted Paleozoic continental margin: The basal units of the Ordenes Complex, Galicia, NW Spain. *Tectonics*, 15, 106-121.

Martínez Catalán, J. R., Díaz García, F., Arenas, R., Abati, J., Castiñeiras, P., González Cuadra, P., Gómez Barreiro, J. & Rubio Pascual, F. J. 2002. Thrust and detachment systems in the Ordenes Complex (northwestern Spain): Implications for the Variscan-Appalachian geodynamics. *In*: Variscan-Appalachian dynamics: The building of the late

Paleozoic basement (edited by Martínez Catalán, J. R., Hatcher, R. D. J., Arenas, R. & Díaz García, F.) Special Paper 364. Geological Society of America, Boulder, Colorado, 163-182.

Matte, P. 1986. La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bulletin de la Société géologique de France*, II, 9-24.

Mustard, R. 2001. Granite-hosted gold mineralization at Timbarra, northern New South Wales, Australia. *Mineralium Deposita,* 36, 542-562.

Mustard, R. 2003. The magmatic-hydrothermal transition at Timbarra: Implications for the genesis of intrusion-related gold deposits. In: *7th biennial SGA meeting - Mineral exploration and sustainable development, 24-28 August 2003* (edited by Eliopoulos, D. G.) 1. Millpress, Athens, Greece, 355-358.

Passchier, C. W. & Trouw, R. A. J. 1996. Microtectonics, Springer-Verlag, Berlin, 289 p.

Paterson, S. R., Vernon, R. H. & Tobisch, O. T. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology* 11, 349-363.

Paterson, S. R. & Tobisch, O. T. 1992. Rates of processes in magmatic arcs: implications for the timing and nature of pluton emplacement and wall rock deformation. *Journal of Structural Geology,* 14, 291-300.

Paterson, S. R. & Fowler, J. K. 1993. Reexaminating pluton emplacement processes. *Journal of Structural Geology,* 15, 191-206.

Pereira, E., Ribeiro, A. & Meireles, C. 1993. Cisalhamentos hercínicos e controlo das mineralizações de Sn-W, Au e U na Zona Centro-Ibérica, em Portugal. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe* 18, 89-119.

Pollard, D. D. & Johnson, A. M. 1973. Mechanics of growth of some laccolithic intrusions in the Henry Mountains, Utah, II. *Tectonophysics,* 18, 311-354.

Quesada, C. 1991. Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics* 185(3-4), 225-245.

Ribeiro, A. 1974. Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes oriental. *Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal*, 24, 1-168.

Ribeiro, A., Pereira, E. & Dias, R. 1990a. Allochthonous sequences. Structure in the Northwest of the Iberian Peninsula. In: *Pre-Mesozoic geology of Iberia* (edited by Dallmeyer, R. D. & Martínez Garcia, E.). Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 220-236.

Ribeiro, A., Quesada, C. & Dallmeyer, R. D. 1990b. Geodynamics evolution of the Iberian Massif. In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (edited by Dallmeyer, R. D. & Martínez García, E.). Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 399-409.

Ries, A. C. & Shackleton, R. M. 1971. Catazonal complexes of north-western Spain and north Portugal; remmants of a hercynian thrust plate. *Natural and Physical Science,* 234, 65-69.

Ries, A. C. 1979. Variscan metamorphism and K-Ar dates in the Variscan fold belt of S Brittany and NW Spain. *J. Geol. Soc. London,* 136, 89-103.

Roig, J.-Y., Faure, M. & Ledru, P. 1996. Polyphase wrench tectonics in the southern French Massif Central: Kinematic inferences from pre- and syntectonic granitoids. *Geologische Rundschau,* 85, 138-153.

Román-Berdiel, M. T., Gapais, D. & Brun, J.-P. 1995a. Analogue models of laccolith formation. *Journal of Structural Geology,* 17, 1337-1346.

Román-Berdiel, M. T., Pueyo-Morer, E. L. & Casas-Sainz, A. M. 1995b. Granite emplacement during contemporary shortening and normal faulting: structural and magnetic study of the Veiga Massif (NW Spain). *Journal of Structural Geology,* 17(12), 1689-1706.

Simpson, C. 1985. Deformation of granitic rocks acros the brittle-ductile transition. *Journal of Structural Geology*, 7, 502-511.

Simpson, C. & Wintsch, R. P. 1989. Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myrmekite. *Journal of Metamorphic Geology*, 7, 261-275.

Stephens, J. R., Mair, J. L., Oliver, N. H. S., Hart, C. J. R. & Baker, T. 2004. Structural and mechanical controls on intrusion-related deposits of the Tombstone Gold Belt, Yukon, Canada, with comparisons to other vein-hosted ore-deposit types. *Journal of Structural Geology*, 26, 1025-1041.

Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R. & Schmid, S. M. 2002. The eastern Tonale fault zone: a "natural laboratory" for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C. *Journal of Structural Geology*, 24, 1861-1884.

van Daalen, M., Heilbronner, R. & Kunze, K. 1999. Orientation analysis of localized shear deformation in quartz fibres at the brittle-ductile transition. *Tectonophysics*, 303, 83-107.

Vernon, R. H. 2000. Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow. *Electronic Geosciences*, 5, 1-23.

Vigneresse, J.-L. 1995a. Control of granite emplacement by regional deformation. *Tectonophysics*, 249, 173-186.

Vigneresse, J.-L. 1995b. Crustal regime of deformation and ascent of granitic magma. *Tectonophysics*, 249, 187-202.

Vigneresse, J.-L. 1999. Intrusion level of granitic massifs along the Hercynian belt: balancing the eroded crust. *Tectonophysics*, 307, 277-295.

Witkind, I. J. 1973. Igneous rocks and related mineral deposits of the Barker Quadrangle, Little Belt Mountains, Montana. U.S. Geol. Survey. Prof. Paper 752, 58 p.

Figures caption

Fig. 1: (a) Location of the study area in the western part of the hercynian belt. (b) Geological sketch map from the center of the Schistose Domain of Galicia Trás-os-Montes Zone (modified from Barrera Morate et al, 1989 and from González Cuadra, 1996 for the Beariz granite).

Fig. 2: Geological map of Boborás granite area, modified from the Geological map of Spain, scale 1:50.000 (Ourense sheet, 187) and scale 1:200.000 (Oursense/Verin sheet, 17/27). Stereograms of Boborás granitic dykes, quartz veins and late aplite pegmatite dykes around Boborás pluton. Stereograms are equal area, lower hemisphere.

Fig. 3: Photographs of outcrops and microstructures indicating deformation kinematics in host-micaschists. (a) Early contorted aplopegmatites related to type 2-granite with aplitic texture on the border and pegmatitic in the center of the sill. Note top-to-the-N quartz exudate below sill. (b) Quartz and quartz-feldspars exudates showing top-to-the-N ductile motion related to D2 phase. (c) Boudinated thin sandstone level following N-S strike. (d) Boudinated layered aplopegmatites related to type 2-granite. The near vertical S3 crenulation cleavage turn around the magmatic body. (e) Syntectonic porphyroblast within micaschists. Inclusions trends in the center show a dextrial rotation about 45° of the blast with respect to S2 and agree with top-to-the-north shearing sense given by asymmetric strain shadows. (f) Asymmetric strain shadows around staurolite within muscovite-biotite-plagioclase-quartz bearing micaschists. (g) Asymmetric recrystallised quartz exudate within micaschists consistent with a D2 northward shearing of micaschists. (h) Biotite mica fish within micaschists consistent with top-to-the-north shearing.

Fig. 4: (a) Geological map of the Boborás granite northern edge and his associated granitic dyke network. (b) Interpretative cross-section of the Boborás granite roof at Brués mines. (c) Cross-section illustrating deformation which occur within granite and micaschists in granitic dyke root area, with relations between tension gashes and shear veins. (d) Cross section within micaschists on top of granite, which show intrusive bodies and late deformation affecting magmatic bodies. The localisations of samples used for X-ray texture goniometry are given by stars.

Fig. 5: Photographs showing morphologies and deformation within intrusives bodies and their relationships. (a) Crosscutting of early pegmatite sill by a Boborás granitic sill. (b) Granitic dyke with stepeed border consistent with a north-verging shearing during granite emplacement. (c) Boborás granitic dyke and sill intruding host micaschists. The shape of the connection between dyke and sill is compatible with a north normal motion during granitic melt injection. (d) Network of N45°E trending subvertical aplite to pegmatite dykes crosscutting the western border of the Boborás granite. (e) Breaking plagioclase filled by magmatic quartz showing a north normal motion during granitic dykes emplacement. (f) Plagioclases wih kink bands. (g) chessboard texture within large quartz grain from a granitic dyke. (h) Solid state fractures filled by muscovites (arrows) at granite roof.

Fig. 6: ⟨c⟩, ⟨a⟩ and ⟨m⟩ axis preferred orientation fabrics realized by X-ray texture goniometry in granite samples. BR8.4 sample: for ⟨104⟩ pole figures, contours at 1, 1.5, 2, 3, 5 and 10 uniform distribution. For ⟨a⟩ pole figures, contours at 1, 1.5, 2, 3, 5 and 10 uniform distribution. For ⟨m⟩ pole figures, contours at 1, 1.5, 2, 2.5, 3 and 5 uniform distribution. BR5.14 sample: for ⟨104⟩ pole figures, contours at 1, 2, 3, 5, 10 and 20 uniform distribution. For ⟨a⟩ pole figure, contours at 1, 1.5, 2, 3, 5 and 10 uniform distribution. For ⟨m⟩ pole figures, contours at 1, 1.5, 2, 3, 5 and 7 uniform distribution. BR10.21 sample: for ⟨104⟩ pole figures, contours at 1, 1.5, 2, 3, 5 and 10 uniform distribution. For ⟨a⟩ pole figure, contours at 1, 2, 3, 5, 10 and 15 uniform distribution. For ⟨m⟩ pole figures, contours at 1, 1.5, 2, 3, 5 and 7 uniform distribution. BR10.22 sample: for ⟨a104⟩ pole figure, contours at 1, 1.5, 2, 3, 5 and 10 uniform distribution. For ⟨a⟩ pole figures, contours at 1, 2, 3, 5, 10 and 20 uniform distribution. For ⟨m⟩ pole figures, contours at 1, 1.5, 2, 3, 5 and 8 uniform distribution.

Fig. 7: (a) Re-used of a granitic dyke intruding micaschists in north normal motion. A N088°E trending quartz-arsenopyrite shear vein dipping 60°W is emplaced within normal fault along dyke. (b) Detailed view of the previous photograph. Foliation in shear vein is well-marked by arsenopyrite rubans (located by arrows) and a N000°E trending lineation with a 60°N dip is defined by quartz elongate crystals. (c) En echelon quartz-arsenopyrite and arsenopyrite-bearing tension gashes compatible with a north normal motion. (d) Detailed view of the previous photograph which show crosscutting of granitic sill by late tension gashes. (e) View of a N85°E trending quartz-feldspars vein crosscutting a granitic dyke. The dip of this vein is 70° to the NW, and the section is cut perpendicular to the dip. The filling of the vein changes gradually from quartz-feldspars to quartz only without fractures or change in the quartz morphology. This texture suggests strongly a continuum between late magmatic event (aplites, pegmatites) and hydrothermal events. The center of the vein is marked by a fracture filled by a second quartz generation and arsenopyrite. In this section the alignment of feldspars give a dextral sense of opening. (f) View of the same vein in a vertical section. Feldspars crystals are truncated and present an angle with the border of the vein. The deduce sense of opening in a vertical section is normal toward the north. (g) View of a granitic dyke crosscut by a low angle quartz-feldspars shear vein. This movement is related to the re-used of the dyke network in a north normal faulting motion allowing emplacement of quartz veins.

Fig. 8: Textures and filling of north normal quartz-arsenopyrite bearing shear vein crosscutting granitic dyke. (a) Schematic illustration showing the differences in morphology and deformation of the differents quartz generations. The others photographs are taken from this sample and are presented both in transmitted light with and without crossed nicols. (b & c) View of the early Q1 milky quartz which is the most important in volume. This quartz contains numerous conjugate shear band set of recrystallized grains. On contrary, Q2a quartz appears as undulose more limpid very elongate fibers parallel to the shear vein foliation. This foliation is also underline by a band of deformed arsenopyrites (in black). (d & e) View of a part of a elongate Q2a quartz. Many crack-seals are present within this quartz and are unobserved in the neigthbouring Q1 quartz. Note that this fiber is affected by a biggining of shearing. (f & g) Recrystallized grains in conjugate shear band set are present in the Q1 quartz, and no crack-seal are present in this quartz. Undulose elongate quartz fibers contain crack seals. (h & i) Undulose Q2a quartz fibers could appear isolated in deformed Q1 quartz, where Q2a quartz have been probably formed in a micro pull-apart. (j & k) Less deformed area of Q1 quartz show presence of micro pull apart filled by more clear Q2a quartz. This

quartz have a epitaxic growth on the old Q1 quartz. Thus the ⟨c⟩ axis of these Q2a quartz are controlled by geometry of the pull apart and by the direction of the Q1 quartz ⟨c⟩ axis.

Fig. 9 : Microstructures, ⟨c⟩ axis study of Q1 and Q2a quartz generation from the north normal shear vein presented on fig. 7a & 7b. Q1 quartz present locally evidences of large grain rotation compatible with the sense of movment. The second picture present an example of quartz which have been used for the ⟨c⟩ axis measurements. Thus, Q1 quartz are strongly affected by conjugate shear band set of recrystallized grains which are crosscut by Q2a strongly elongate quartz fibers. ⟨c⟩ axis stereograms, ⟨c⟩ axis rose diagram direction and quartz long axis grain are presented for the two families of quartz. Stereograms are equal area, lower hemisphere.

Fig. 10 : Model of the Boborás G3 granite emplacement and successive instabilities localised on the northern edge due to the extensive context. Drawn are not to scale.

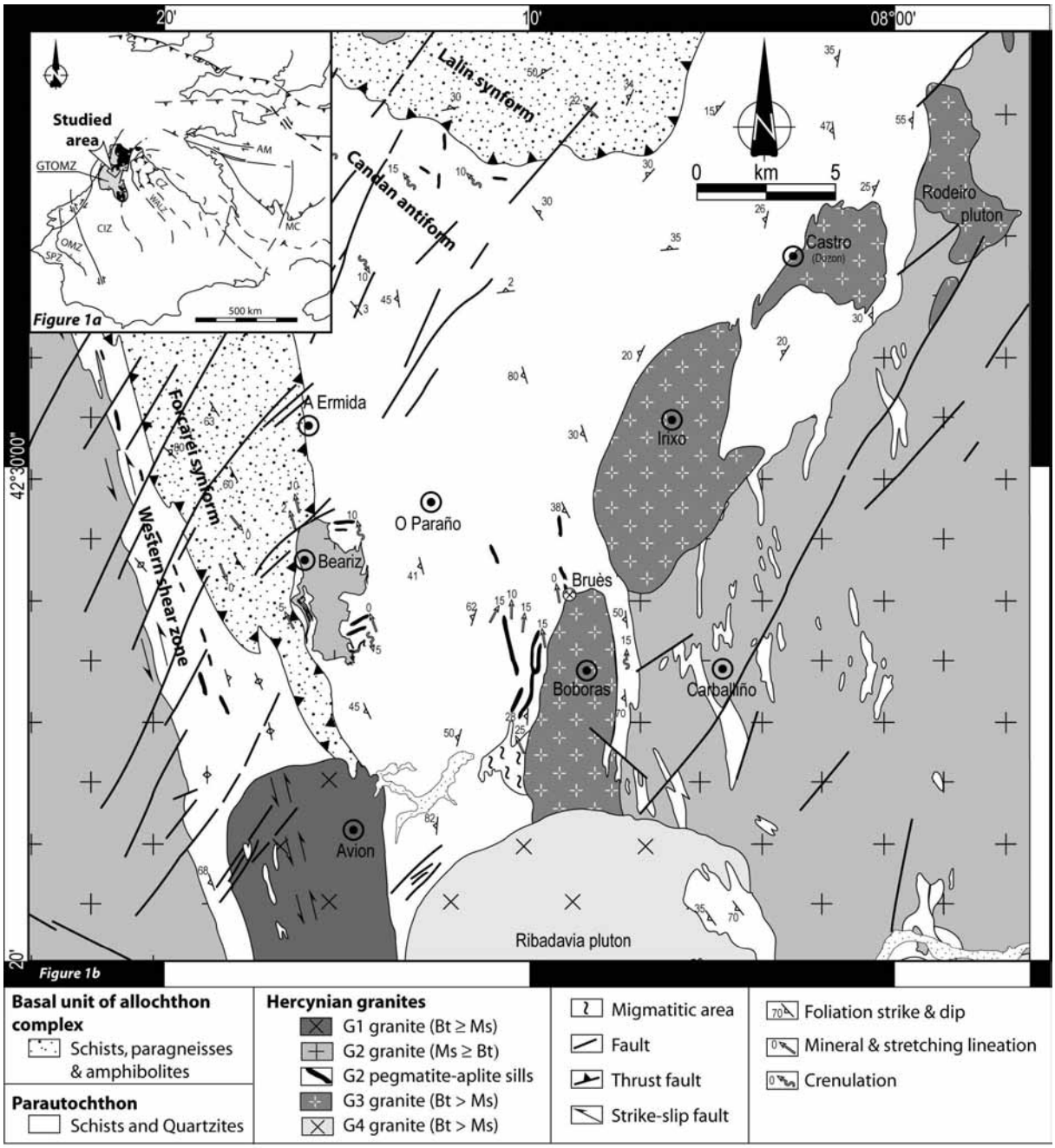

20'
10'
08°00'
42°30'00"
20'
Studied area
GTOMZ
AM
CL
MC
CIZ
OMZ
SPZ
500 km
Figure 1a
Lalin synform
Candan antiform
Foncarei synform
Western shear zone
A Ermida
O Paraño
Beariz
Bruès
Boboras
Carballiño
Irixo
Castro
(Duzon)
Rodeiro pluton
Avion
Ribadavia pluton
0 km 5
Figure 1b
Basal unit of allochthon complex
Schists, paragneisses & amphibolites
Parautochthon
Schists and Quartzites
Hercynian granites
G1 granite (Bt ≥ Ms)
G2 granite (Ms ≥ Bt)
G2 pegmatite-aplite sills
G3 granite (Bt > Ms)
G4 granite (Bt > Ms)
Migmatitic area
Fault
Thrust fault
Strike-slip fault
Foliation strike & dip
Mineral & stretching lineation
Crenulation

figure01

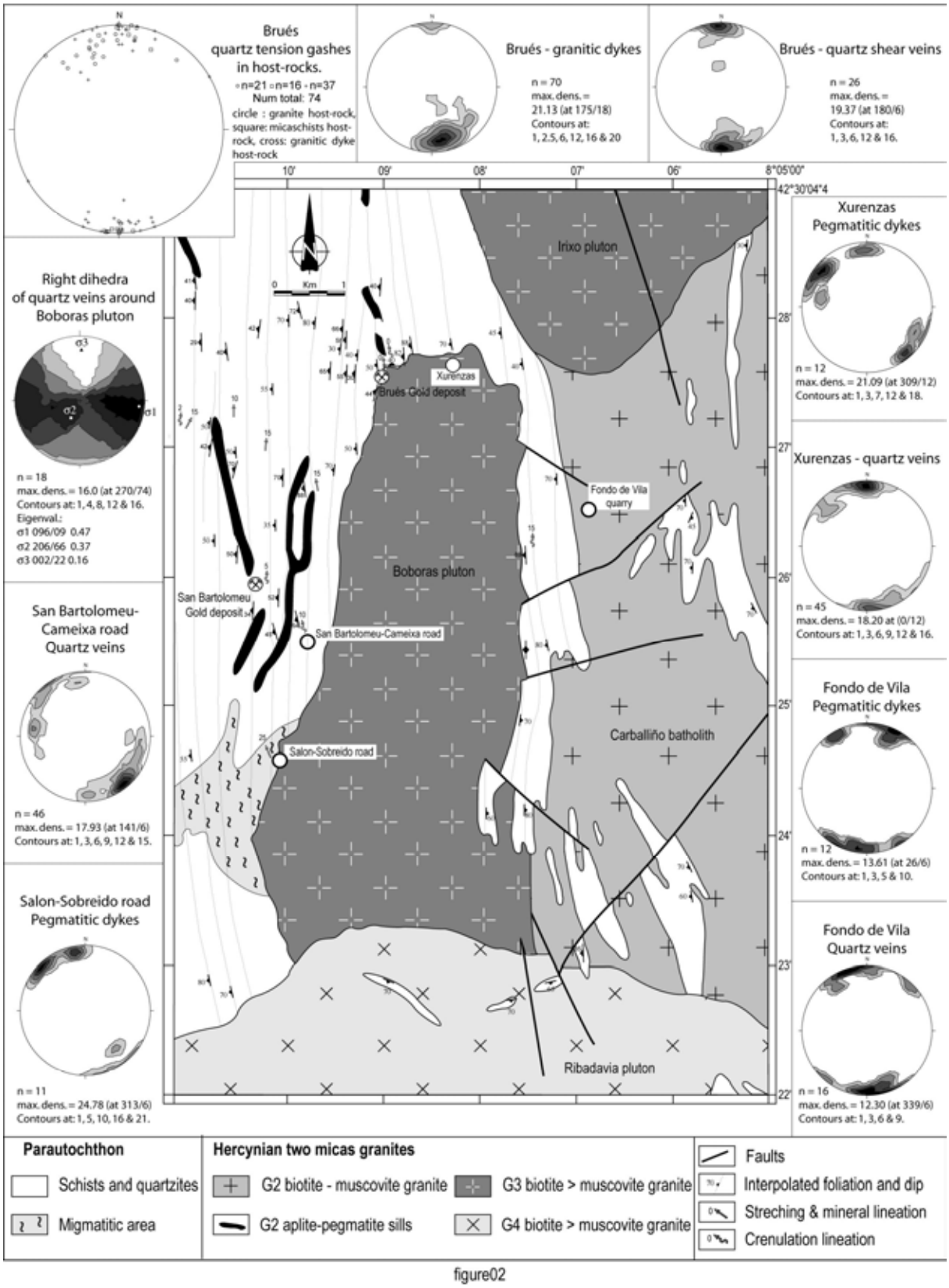

Brués
quartz tension gashes
in host-rocks.
n=21 n=16 - n=37
Num total: 74
circle : granite host-rock,
square: micaschists host-rock, cross: granitic dyke host-rock
Brués - granitic dykes
n = 70
max. dens. = 21.13 (at 175/18)
Contours at: 1, 2.5, 6, 12, 16 & 20
Brués - quartz shear veins
n = 26
max. dens. = 19.37 (at 180/6)
Contours at: 1, 3, 6, 12 & 16.
Right dihedra of quartz veins around Boboras pluton
σ3
σ2
σ1
n = 18
max. dens. = 16.0 (at 270/74)
Contours at: 1, 4, 8, 12 & 16.
Eigenval.:
σ1 096/09 0.47
σ2 206/66 0.37
σ3 002/22 0.16
San Bartolomeu-Cameixa road Quartz veins
n = 46
max. dens. = 17.93 (at 141/6)
Contours at: 1, 3, 6, 9, 12 & 15.
Salon-Sobreido road Pegmatitic dykes
n = 11
max. dens. = 24.78 (at 313/6)
Contours at: 1, 5, 10, 16 & 21.
10'
09'
08'
07'
06'
8°05'00"
42°30'04"4
28'
27'
26'
25'
24'
23'
22'
0 Km 1
Irixo pluton
Xurenzas
Brués Gold deposit
Fondo de Vila quarry
Boboras pluton
San Bartolomeu Gold deposit
San Bartolomeu-Cameixa road
Salon-Sobreido road
Carballiño batholith
Ribadavia pluton
Xurenzas Pegmatitic dykes
n = 12
max. dens. = 21.09 (at 309/12)
Contours at: 1, 3, 7, 12 & 18.
Xurenzas - quartz veins
n = 45
max. dens. = 18.20 at (0/12)
Contours at: 1, 3, 6, 9, 12 & 16.
Fondo de Vila Pegmatitic dykes
n = 12
max. dens. = 13.61 (at 26/6)
Contours at: 1, 3, 5 & 10.
Fondo de Vila Quartz veins
n = 16
max. dens. = 12.30 (at 339/6)
Contours at: 1, 3, 6 & 9.
Parautochthon
Schists and quartzites
Migmatitic area
Hercynian two micas granites
G2 biotite - muscovite granite
G3 biotite > muscovite granite
G2 aplite-pegmatite sills
G4 biotite > muscovite granite
Faults
Interpolated foliation and dip
Streching & mineral lineation
Crenulation lineation

figure02

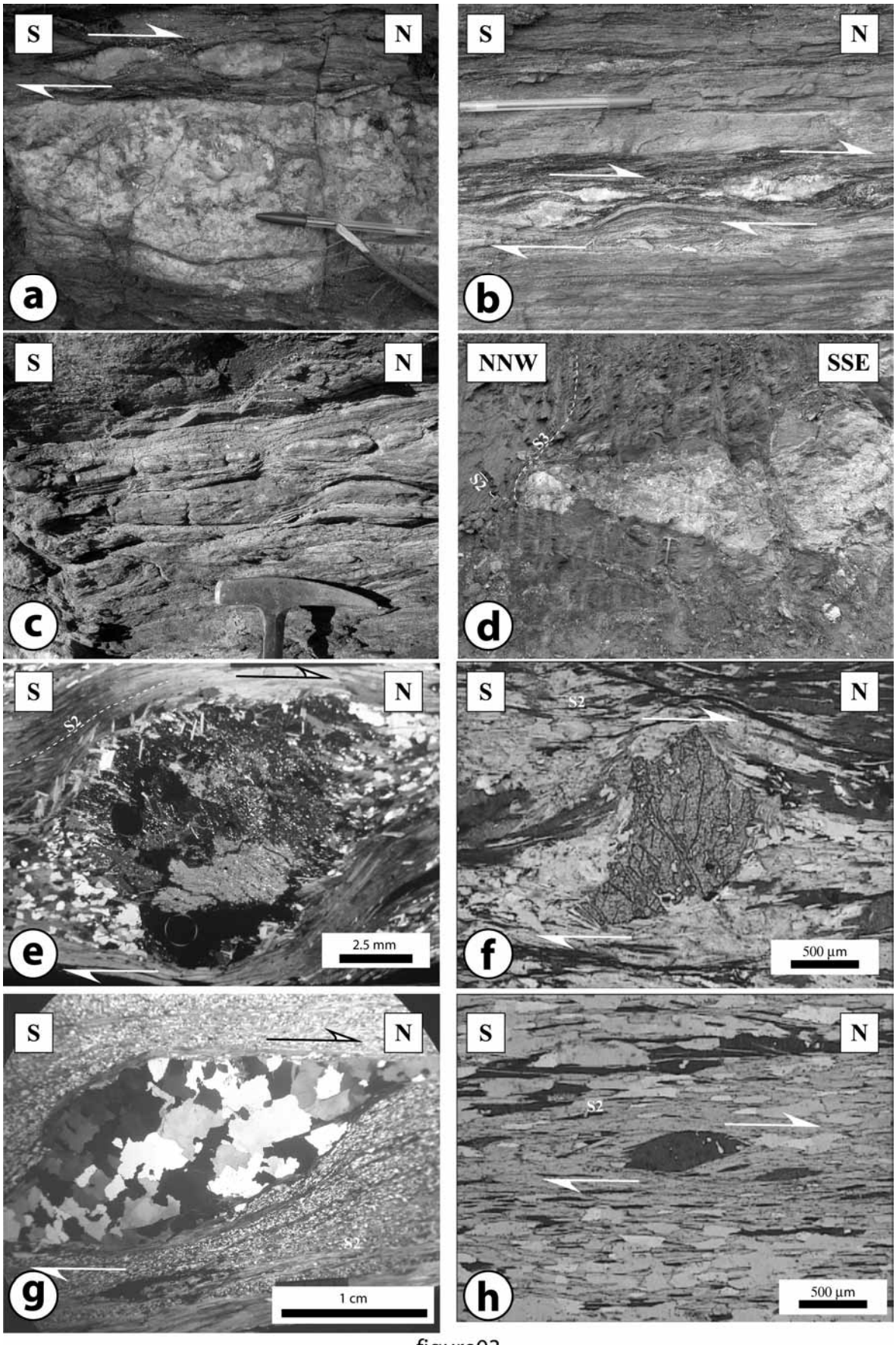

S
N
a
S
N
b
S
N
c
NNW
SSE
S3
S2
d
S
N
S2
2.5 mm
e
S
N
S2
500 µm
f
S
N
1 cm
g
S
N
S2
500 µm
h

figure03

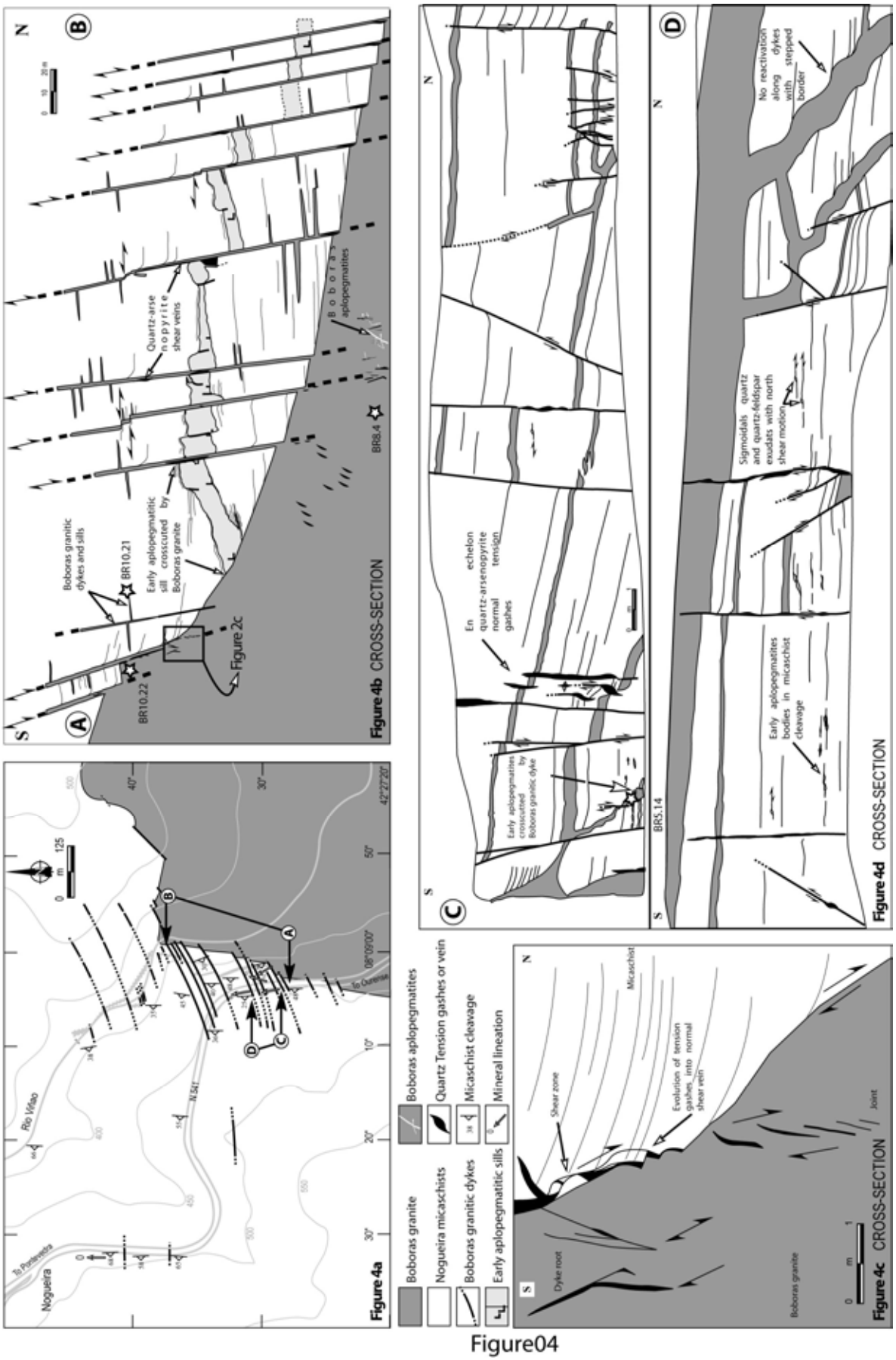


Figure 4a
Figure 4b CROSS-SECTION
Figure 4c CROSS-SECTION
Figure 4d CROSS-SECTION
Boboras granite
Nogueira micaschists
Boboras granitic dykes
Early aplopegmatitic sills
Boboras aplopegmatites
Quartz Tension gashes or vein
Micaschist cleavage
Mineral lineation
Nogueira
Rio Vilão
To Portalegre
To Quintas
Boboras granitic dykes and sills
BR10.21
BR10.22
Early aplopegmatitic sill crosscuted by Boboras granite
Figure 2c
Quartz-arsenopyrite shear veins
Boboras aplopegmatites
BR8.4
En echelon quartz-arsenopyrite normal gashes
Early aplopegmatites crosscuted by Boboras granitic dyke
BR5.14
Sigmoidals quartz and quartz-feldspar exudats with north shear motion
Early aplopegmatites bodies in micaschist cleavage
No reactivation along dykes with stepped border
Shear zone
Micaschist
Evolution of tension gashes into normal shear vein
Dyke root
Joint

Figure04

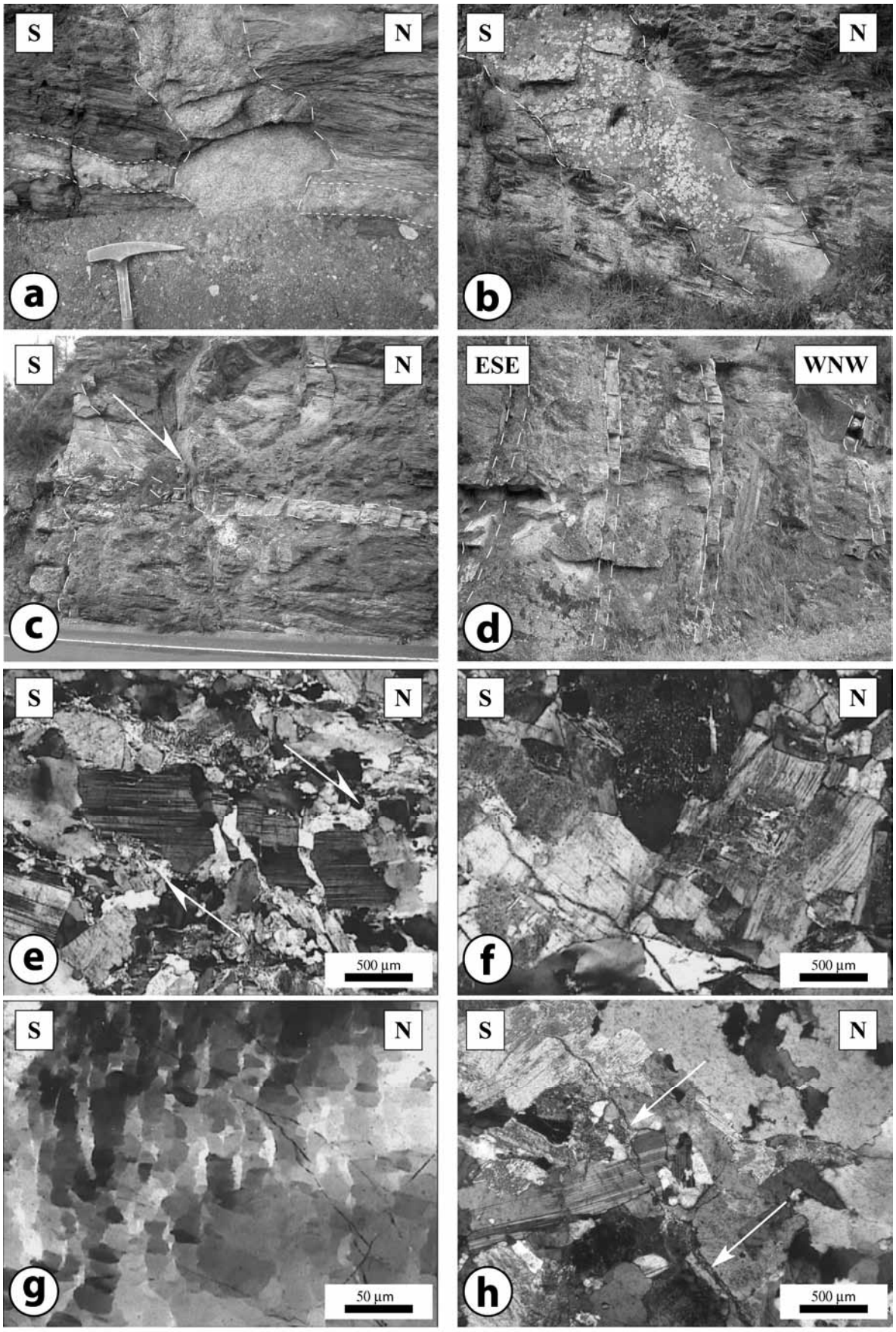


figure05

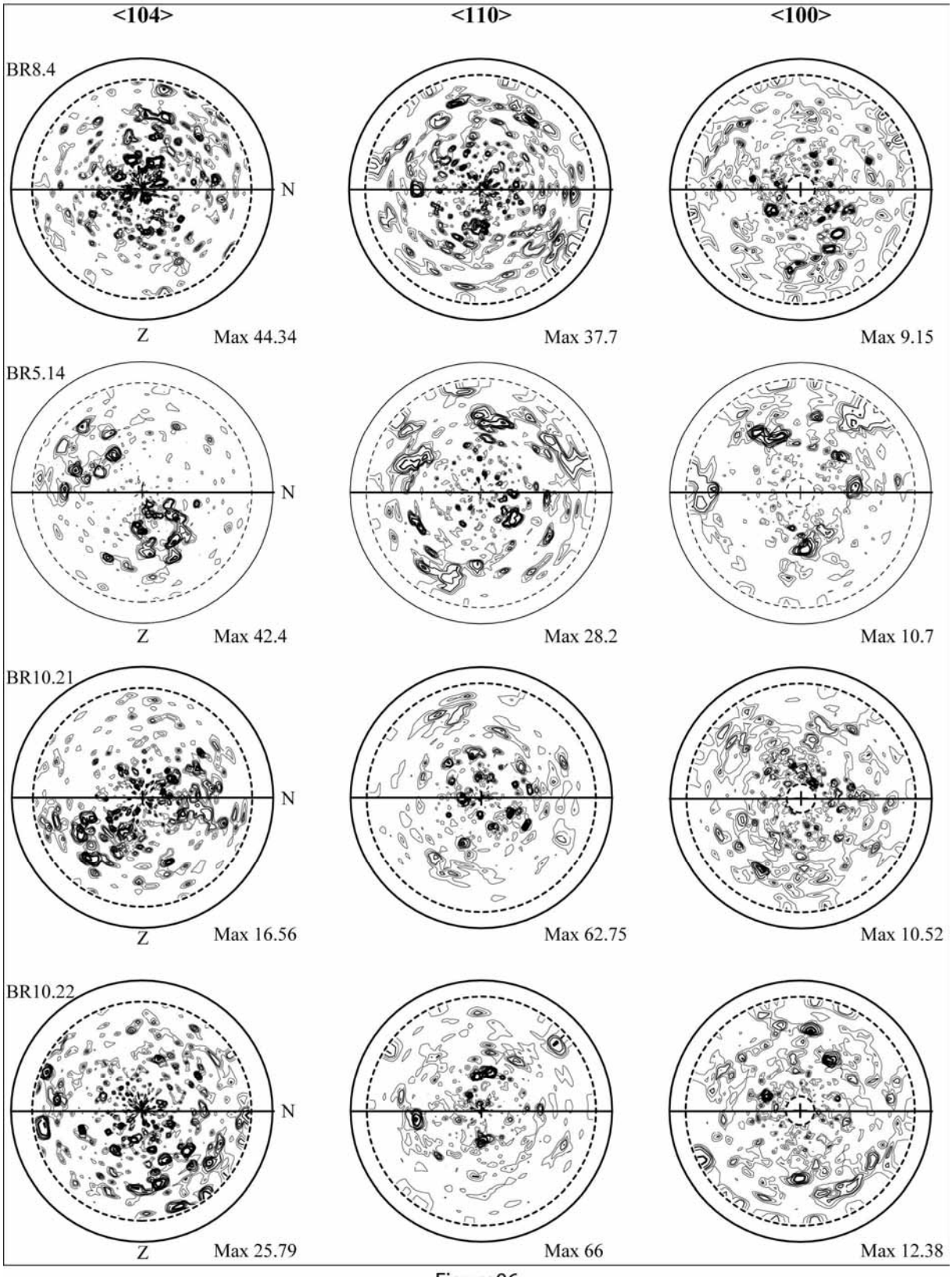

<104>
<110>
<100>
BR8.4
N
Z
Max 44.34
Max 37.7
Max 9.15
BR5.14
N
Z
Max 42.4
Max 28.2
Max 10.7
BR10.21
N
Z
Max 16.56
Max 62.75
Max 10.52
BR10.22
N
Z
Max 25.79
Max 66
Max 12.38

Figure06

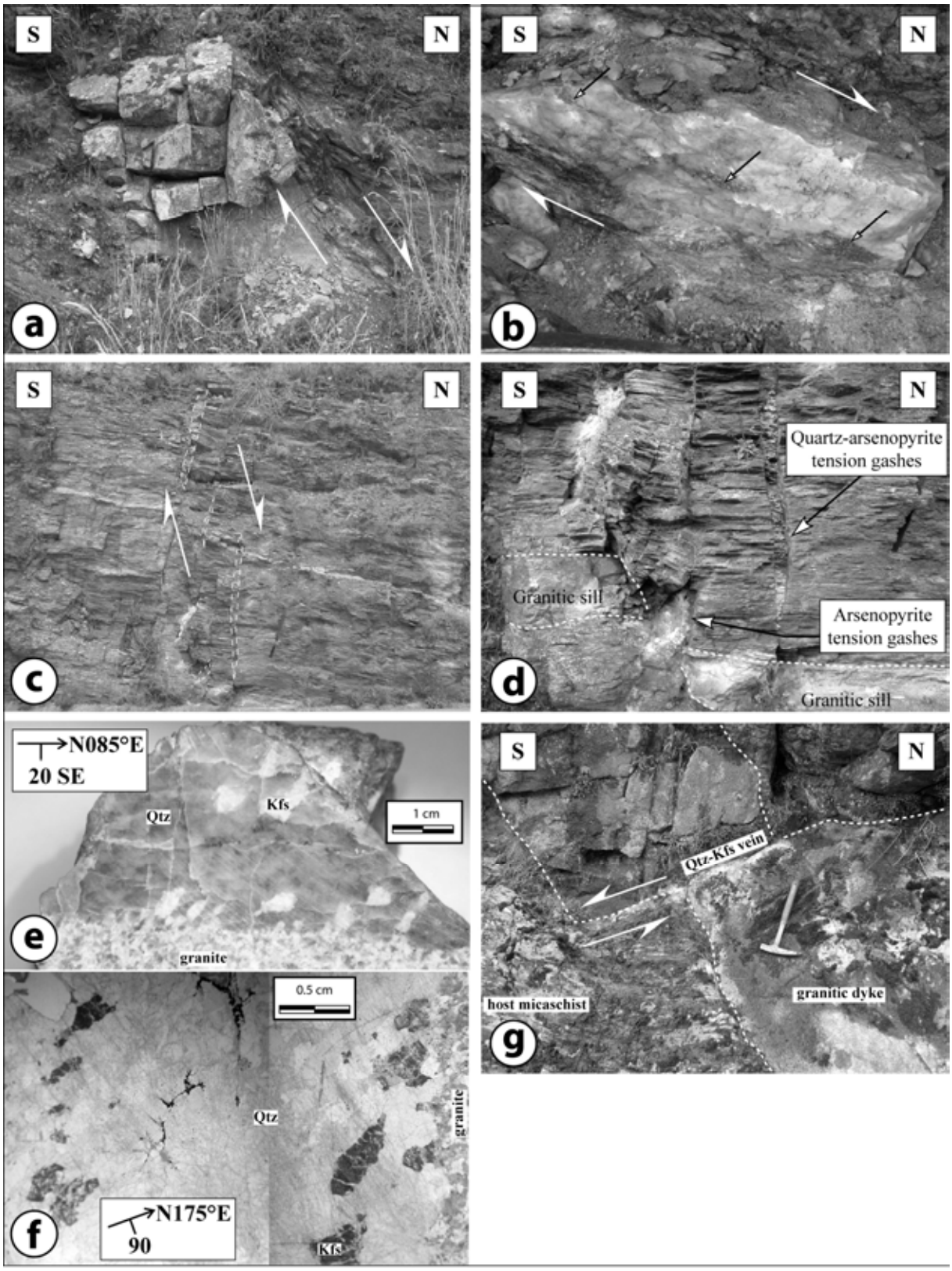

S
N
a
b
c
Quartz-arsenopyrite tension gashes
Granitic sill
Arsenopyrite tension gashes
Granitic sill
d
N085°E
20 SE
Qtz
Kfs
1 cm
granite
e
0.5 cm
Qtz
granite
N175°E
90
Kfs
f
Qtz-Kfs vein
host micaschist
granitic dyke
g

Figure07

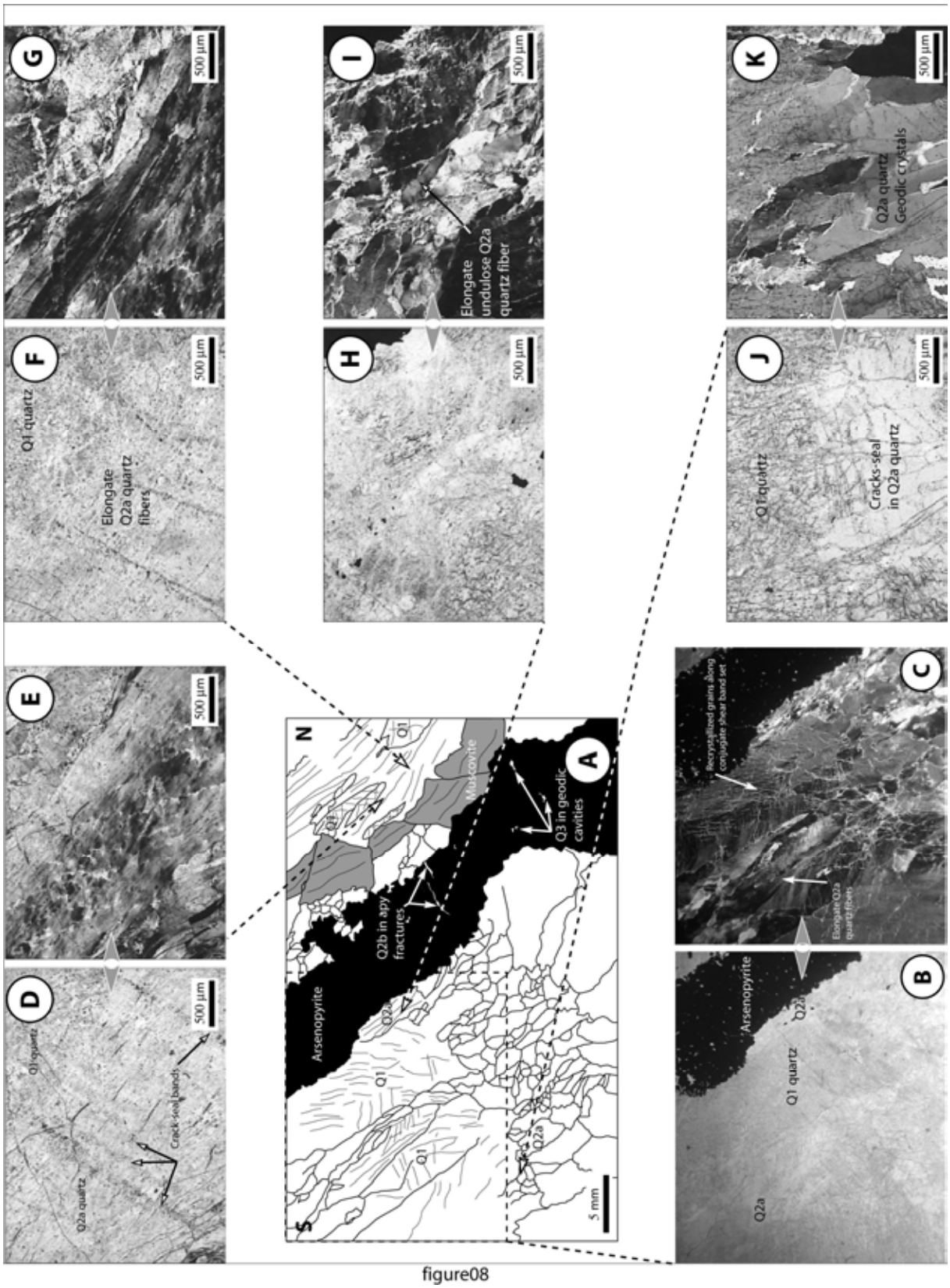
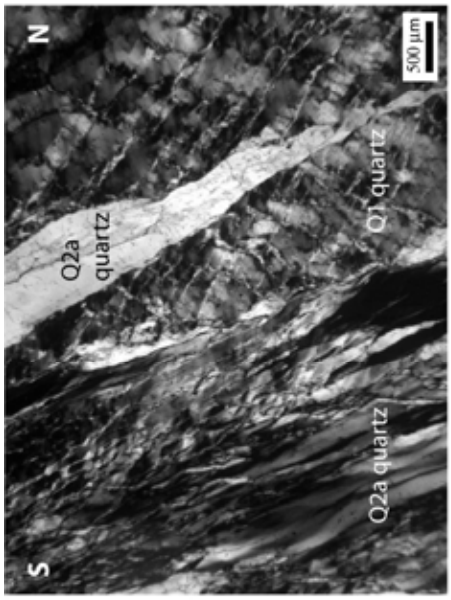
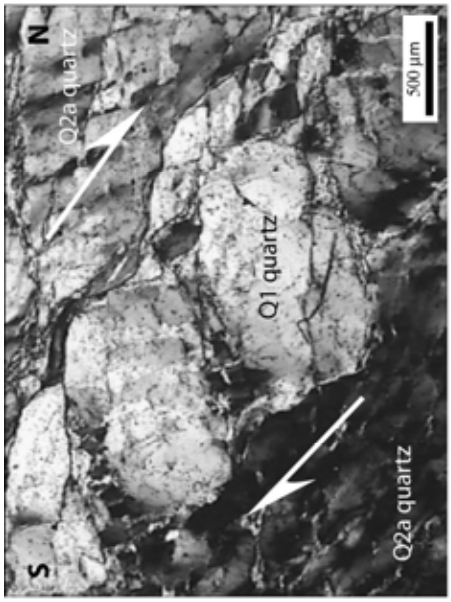

A
N
S
Arsenopyrite
Q1
Q2a
Q2b in apy fractures
Muscovite
Q3 in geodic cavities
5 mm
B
Arsenopyrite
Q1 quartz
Q2a
C
Recrystallized grains along conjugate shear band set
Elongate Q2a quartz fibers
D
Q1 quartz
Crack-seal bands
Q2a quartz
500 µm
E
500 µm
F
Q1 quartz
Elongate Q2a quartz fibers
500 µm
G
500 µm
H
500 µm
I
Elongate undulose Q2a quartz fiber
500 µm
J
Q1 quartz
Cracks-seal in Q2a quartz
500 µm
K
Q2a quartz Geodic crystals
500 µm

figure08


N
S
Q2a
quartz
Q1 quartz
Q2a quartz
500 µm


N
S
Q2a quartz
Q1 quartz
Q2a quartz
500 µm

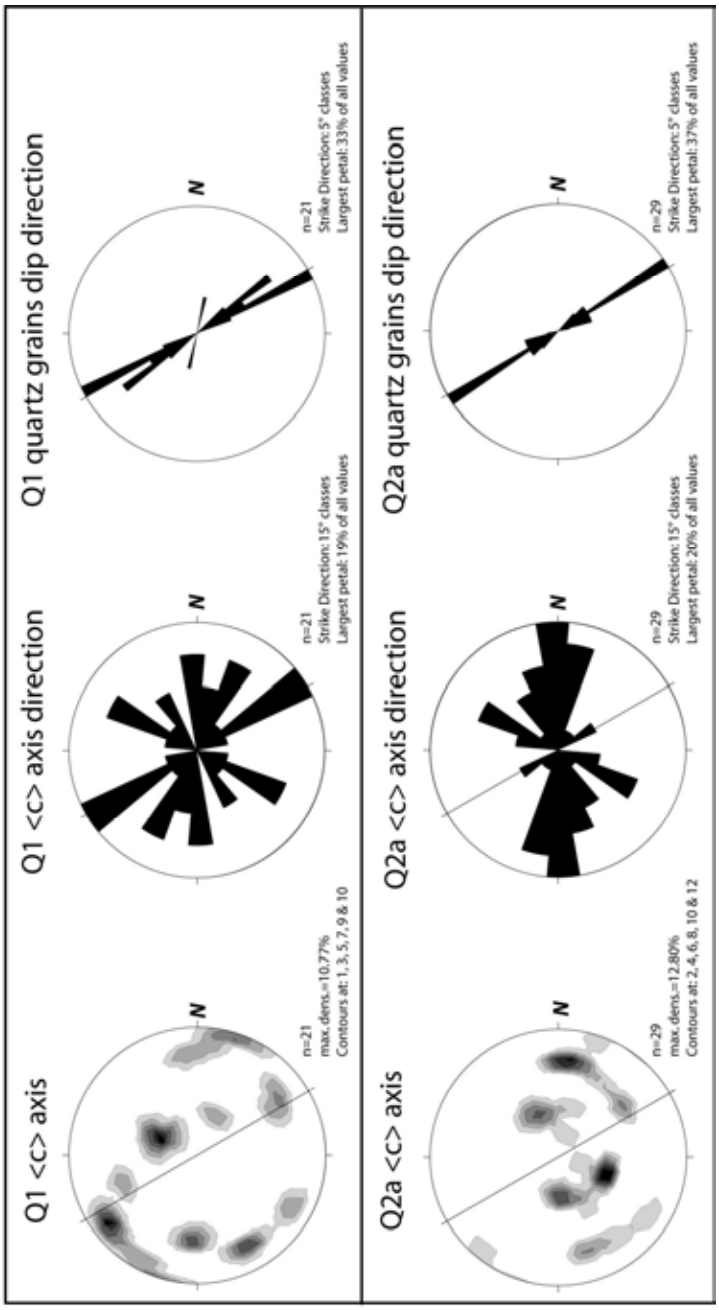

Q1 <c> axis
n=21
max. dens.=10.77%
Contours at: 1, 3, 5, 7, 9 & 10
Q1 <c> axis direction
n=21
Strike Direction: 15° classes
Largest petal: 19% of all values
Q1 quartz grains dip direction
n=21
Strike Direction: 5° classes
Largest petal: 33% of all values
Q2a <c> axis
n=29
max. dens.=12.80%
Contours at: 2, 4, 6, 8, 10 & 12
Q2a <c> axis direction
n=29
Strike Direction: 15° classes
Largest petal: 20% of all values
Q2a quartz grains dip direction
n=29
Strike Direction: 5° classes
Largest petal: 37% of all values
<c> axis of both
Q1 & Q2a quartz
Num total: 50
cross: Q1 quartz
circle: Q2a quartz
• n=21
◦ n=29

figure09

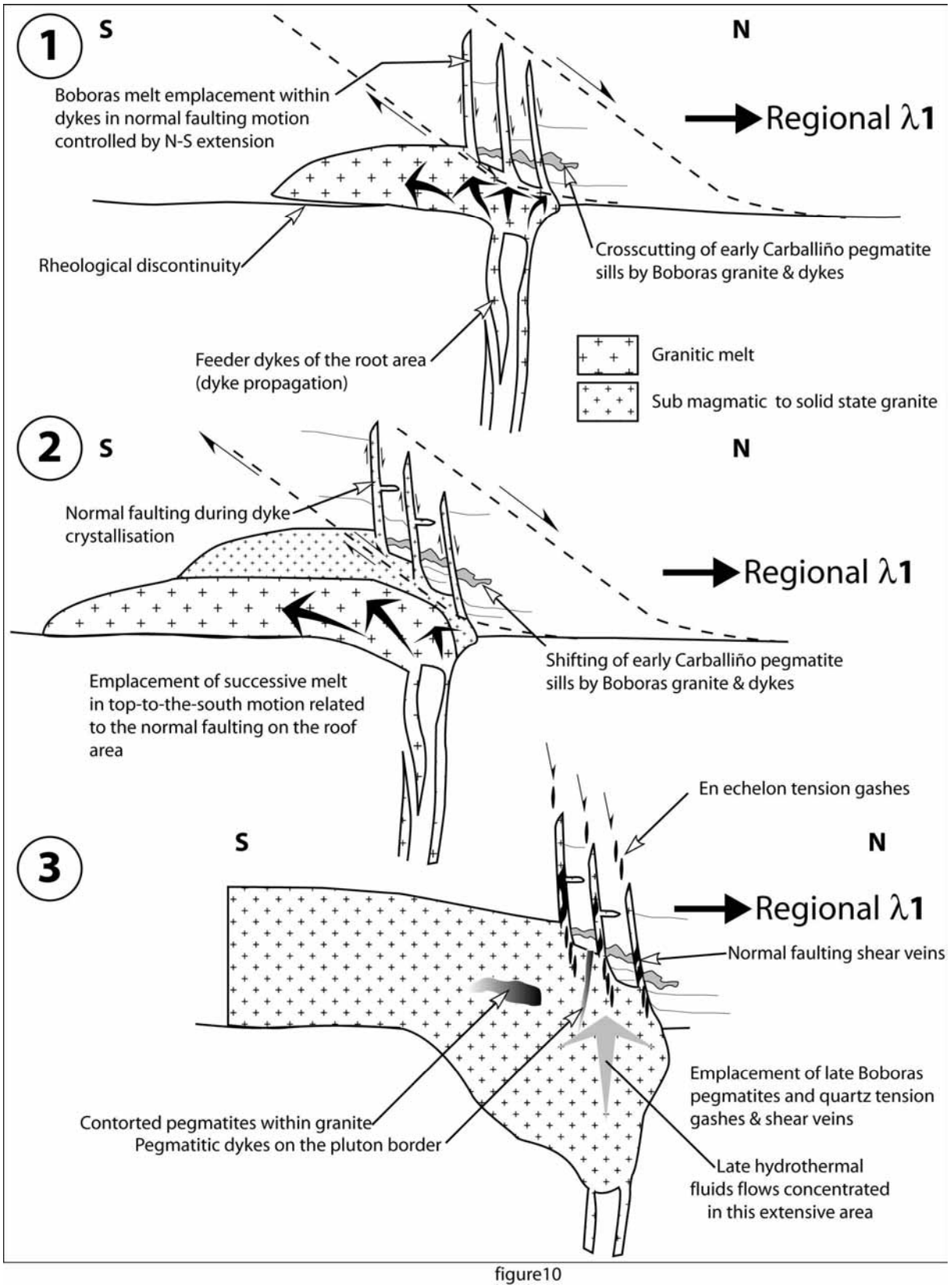

1
S
N
Boboras melt emplacement within dykes in normal faulting motion controlled by N-S extension
Regional λ1
Rheological discontinuity
Crosscutting of early Carballiño pegmatite sills by Boboras granite & dykes
Feeder dykes of the root area (dyke propagation)
Granitic melt
Sub magmatic to solid state granite
2
S
N
Normal faulting during dyke crystallisation
Regional λ1
Shifting of early Carballiño pegmatite sills by Boboras granite & dykes
Emplacement of successive melt in top-to-the-south motion related to the normal faulting on the roof area
En echelon tension gashes
3
S
N
Regional λ1
Normal faulting shear veins
Emplacement of late Boboras pegmatites and quartz tension gashes & shear veins
Contorted pegmatites within granite
Pegmatitic dykes on the pluton border
Late hydrothermal fluids flows concentrated in this extensive area

figure10

IV-3 Contrôle structural des minéralisations stanno-wolframifères du massif de Beariz

Les minéralisations stanno-wolframifères du massif de Beariz se présentent sous la forme de puissants filons et veines de quartz à cassitérite, wolframite et sulfures (environ 1 mètre d'épaisseur). Leur paragenèse sera détaillée au Chapitre V . Ces filons et veines se répartissent sur le flanc Est et à l'extrémité Nord-Ouest du massif (*Figure IV-2*). 3 principaux secteurs sont identifiés : i) le secteur de Marcofán est le plus important, il se localise au Nord-Est du massif ; ii) le secteur de Magros se localise au Sud-Est du massif ; iii) le secteur de Muradás est de plus petites dimensions et se situe à l'extrémité Nord-Ouest du massif. En partie envahi par l'urbanisation, ce 3ème secteur n'a pas été étudié.

IV-3.1 Les objets liés aux minéralisations

Ainsi que cela a été précisé au chapitre précédent, le granite de Beariz montre deux faciès : le granite porphyrique à biotite dominante et un leucogranite blanc à muscovite-tourmaline-grenat. Les plus importants affleurements du leucogranite se localisent sur les flancs Est et Ouest même si de très nombreux dykes de leucogranites recoupent le granite grossier sur l'ensemble de sa surface.

Dans le secteur de Magros, les affleurements en tranchées de l'ancienne mine "Mina Soriana" offrent d'excellentes conditions d'observation des minéralisations dans les 3 directions de l'espace, même si l'essentiel du filon minéralisé a été enlevé par les mineurs (*Figure IV-3*). Dans les micaschistes, la schistosité S2 a un pendage moyen très faible de 10° vers l'Est et est affectée, de façon hétérogène par la schistosité de crénulation S3. La linéation d'étirement/intersection orientée N165/10NW, est bien marquée par les "rods" de quartz. De nombreux sills de granite blanc, de puissance variable (15 à 50 cm), et à grenat ± tourmaline sont injectés dans la schistosité S2. Les micaschistes situés au contact des sills sont envahis par un assemblage à tourmaline-muscovite-quartz. Par endroit, et notamment aux abords des veines de quartz, les tourmalinites atteignent des tailles de quelques centimètres à 50 cm (*Figure IV-3*, *bloc & b, c*). En section Est-Ouest, les tourmalines montrent majoritairement des sections basales (*Figure IV-3*). Le passage entre les tourmalinites au contact des sills et les micaschistes sans tourmaline sous et sus-jacents est progressif. Dans un plan vertical N140, proche du plan parallèle à la linéation d'étirement, les sills et leur halo d'altération à tourmaline sont boudinés dans la direction N-S.

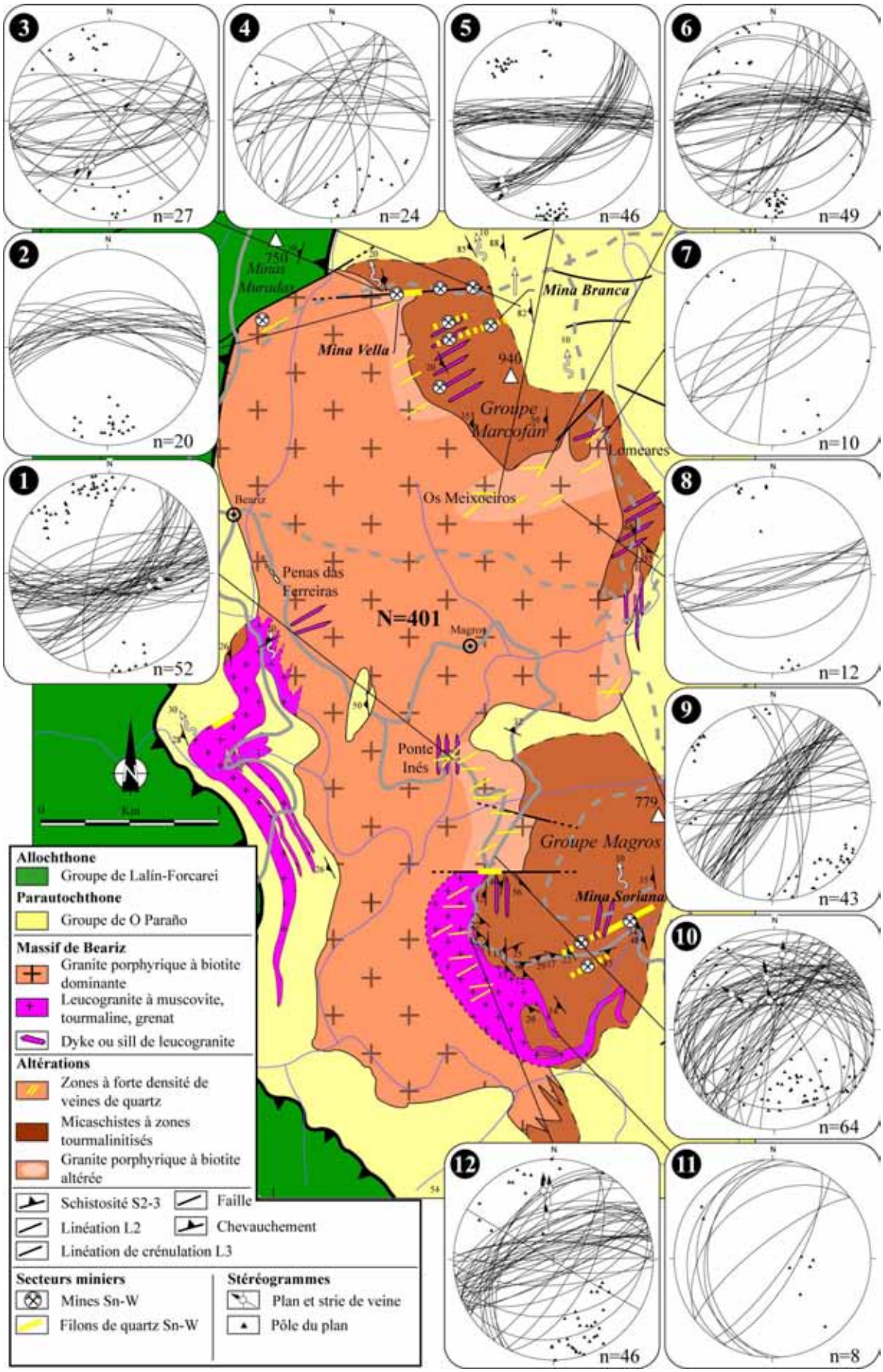

3
n=27
4
n=24
5
n=46
6
n=49
2
n=20
1
n=52
7
n=10
8
n=12
9
n=43
10
n=64
12
n=46
11
n=8
750
Minas Mieradas
Mina Branca
Mina Vella
940
Groupe Marcofán
Lomeares
Os Meixoeiros
Bearíz
Penas das Ferreiras
N=401
Magros
Ponte Inés
779
Groupe Magros
Mina Soriana
0
Km
1
Allochthone
Groupe de Lalín-Forcarei
Parautochthone
Groupe de O Paraño
Massif de Bearíz
Granite porphyrique à biotite dominante
Leucogranite à muscovite, tourmaline, grenat
Dyke ou sill de leucogranite
Altérations
Zones à forte densité de veines de quartz
Micaschistes à zones tourmalinitisés
Granite porphyrique à biotite altérée
Schistosité S2-3
Faille
Linéation L2
Chevauchement
Linéation de crénulation L3
Secteurs miniers
Mines Sn-W
Filons de quartz Sn-W
Stéréogrammes
Plan et strie de veine
Pôle du plan

Figure IV-2: *Carte géologique et structurale du massif de Beariz et stéréogrammes d'orientation des veines (Nombre de mesures = 401, projection de Schmidt, hémisphère inférieur).*

Localement, on observe un tronçonnement des niveaux de tourmalinites, les tronçons étant remplis par des veines de quartz à stries N160, cohérentes avec la direction d'allongement des boudins (voir *Figure IV-3-a*). Les pendages des veines de quartz varient depuis des valeurs fortes (N55/80NW à N80/90), à faible (N90/30N) (*Figure IV-3-c*). Les veines de quartz se développent particulièrement dans le halo d'altération à tourmalinite. Leurs bordures sont à quartz-tourmaline alors que seul le quartz, parfois associé à des muscovites, caractérise la partie centrale (*Figure IV-3-d*). Les cristaux de tourmaline sont orientés perpendiculairement aux épontes et sont localement tronçonnés (*Figure IV-3*). Dans les cœurs des boudins, on observe des veines de quartz subverticales à quartz-muscovite recoupant sills et tourmalinites. Les veines à plus faible pendage sont uniquement localisées au coeur des sills magmatiques (fig. *Figure IV-3*-c).

La minéralisation se localise dans des filons de quartz d'orientation globale N65/85°NW et d'un à plusieurs mètres de puissance. Les orientations varient de N72/82°NW à N80/50°NW. Ces filons recoupent toutes les structures préalablement décrites (boudins, sills, et tourmalinites) et sont parallèles aux fentes de tension et veines à quartz tourmaline. Ces filons sont interprétés comme étant les dernières structures mises en place. Aucune cinématique n'a été observée sur les épontes creusées de ces filons.

Le secteur du mont Marcofán constitue la plus importante concentration de filons et de veines minéralisées du massif de Beariz. Du fait de l'important couvert végétal, les observations ont été principalement menées sur le prolongement Est de la Mina Branca et sur la Mina Vella, située au contact granite-micaschiste (*Figure IV-2*).

Sur le sommet du mont Marcofán, la schistosité S2 est subverticale et fortement affectée à transposée par la schistosité de crénulation S3. La linéation N2/4°NE est bien marquée par des "rods" de quartz. De nombreuses injections de sills de leucogranites et de veines de type pegmatite très riches en quartz sont observées. Autour de ces sills et veines, les micaschistes sont fortement tourmalinitisés et se présentent sous un aspect très noir. Sur un affleurement orienté N-S proche de la mina Branca (*Figure IV-4*), les tourmalinites sont recoupées par de nombreuses veines à quartz et tourmaline. Ces veines sont N85 à N90, subverticales ou à fort pendage Nord. Elles se disposent nettement en échelon, indiquant une cinématique normale vers le Nord. Elles sont essentiellement composées de quartz et montrent des concentrations de tourmalines avec des cristaux perpendiculaires aux épontes.

Mina Soriana
Rodes de quartz marquant la linéation N165/20°NE
0 m 2
N140
Micaschiste
Filon de quartz N65/80NW
à cassitérite - wolframite
sulfures
Sill de leucogranite
Halo de tourmalinite
autour des sills
Fentes de tension N55/80NW à N80/90
à quartz - tourmaline
W
E
Tur
250 µm
N
S
Qtz
Tur
500 µm

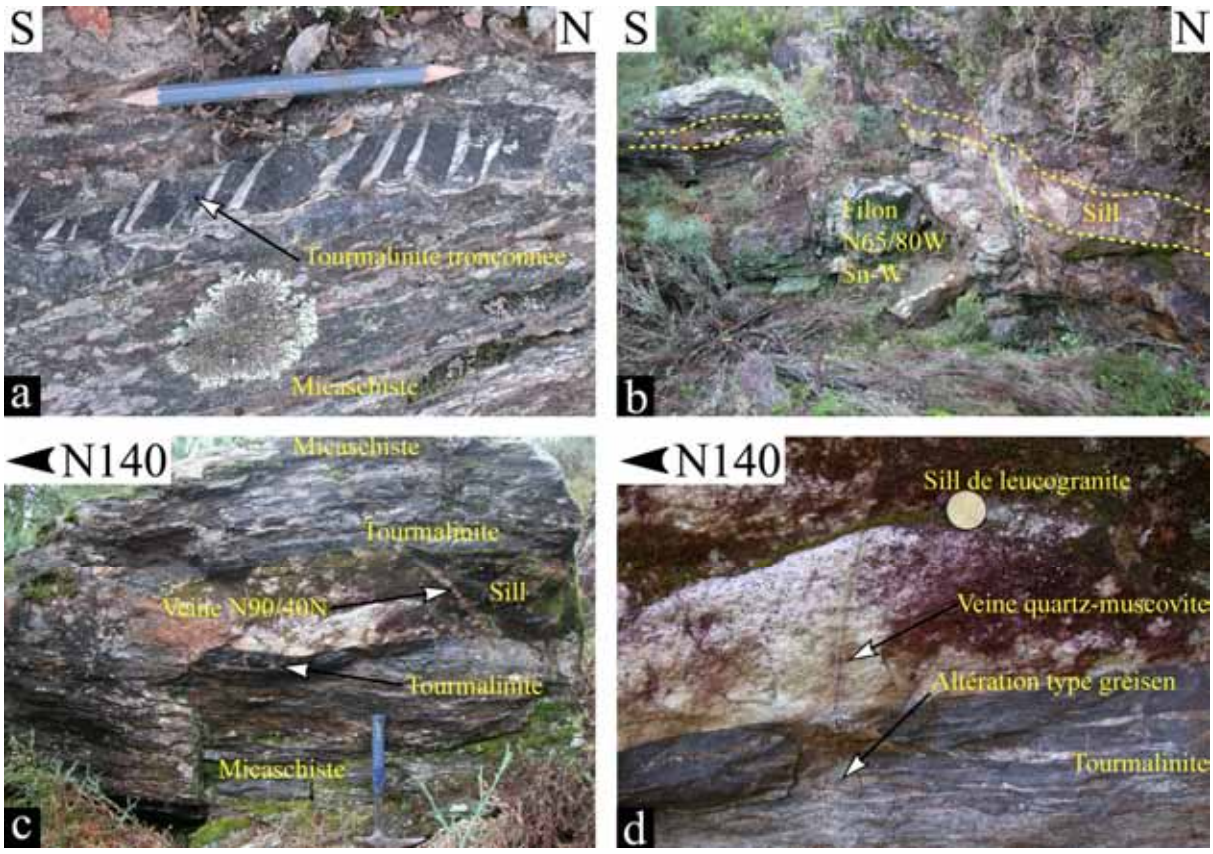

S
N
Tourmalinite tronçonnée
Micaschiste
a
S
N
Filon
N65/80W
Sn-W
Sill
b
N140
Micaschiste
Tourmalinite
Veine N90/40N
Sill
Tourmalinite
Micaschiste
c
N140
Sill de leucogranite
Veine quartz-muscovite
Altération type greisen
Tourmalinite
d

Figure IV-3: *Bloc diagramme illustrant les relations entre sills de leucogranite, tourmalinites boudinées et filons minéralisés sur les affleurements de Mina Soriana. a) niveau tourmalinitisé tronçonné selon une direction N160 ; b) vue d'un filon minéralisé recoupant les sills de leucogranites et les niveaux de tourmalinites associés ; c) vue des relations entre sill, tourmalinite et micaschiste et localisation d'une veine N90/40N dans le sill ; d) vue d'une veine quartz – muscovite associée à une altération de type greisen, recoupant sill et tourmalinite.*

La disposition de ces veines, leur géométrie, la présence de tourmalines normales aux épontes et l'absence de stries indiquent que ces veines se forment en position de fente de tension. Dans certains échelons, les fentes sont déformées et reprises par des veines de cisaillement minéralisées à quartz et arsénopyrite (*Figure IV-4*). Les orientations de ces veines de cisaillement sont N84/48°NW à N78/64°NW, parallèles au filon minéralisé de Mina Branca, lui même totalement masqué par la végétation et dont les tranchées d'exploitation sont noyées.

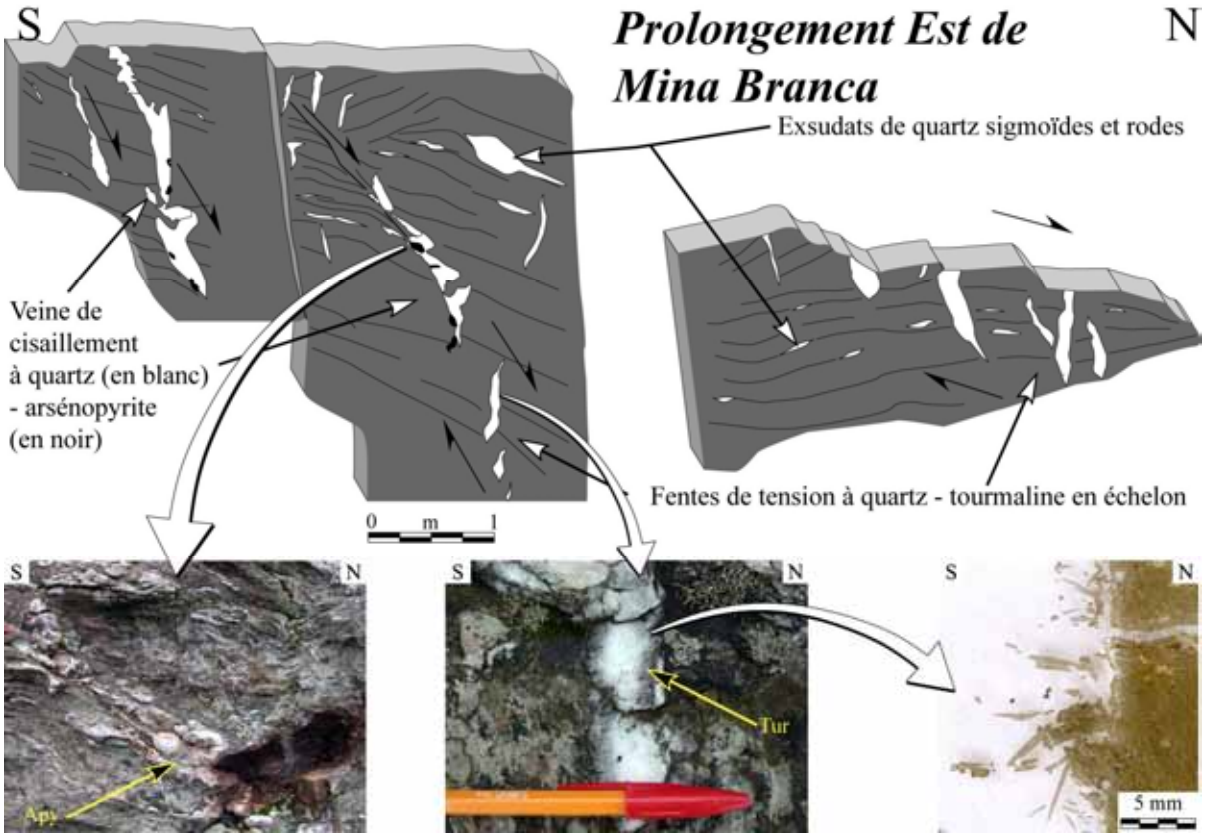


Figure IV-4: *Schéma d'affleurement des micaschistes tourmalinitisés et tourmalinites recoupés par des fentes de tension à quartz-tourmaline ainsi que des veines de cisaillement à quartz-arsénopyrite. L'affleurement est situé dans le prolongement Est du filon de Mina Branca.*

La mina Vella se situe au contact granite-micaschiste, à 250 m du coin Nord-Est du massif (*Figure IV-2*). A l'affleurement, on observe un très puissant filon de quartz N86/70°NW d'une dizaine de mètres de puissance qui sépare le granite grossier au Sud, du micaschiste au Nord (*Figure IV-5*). Il s'agit d'un filon très fracturé à cassitérite, wolframite, sulfures et oxydes de fer secondaires. Dans les micaschistes situés au toit du filon se trouvent

des injections de granite sous forme de sills dans la schistosité S2. L'exploitation de veines minéralisées parallèles à ces sills a donné lieu au creusement de quelques galeries. Dans ces sills, on observe ainsi un ensemble complexe de veines de cisaillement à vergence Nord et Sud auxquels sont associées des fentes de tension. Tous les indicateurs cinématiques montrent une vergence en faille normale vers le Nord (stéréogrammes 2 & 3, *Figure IV-2*).

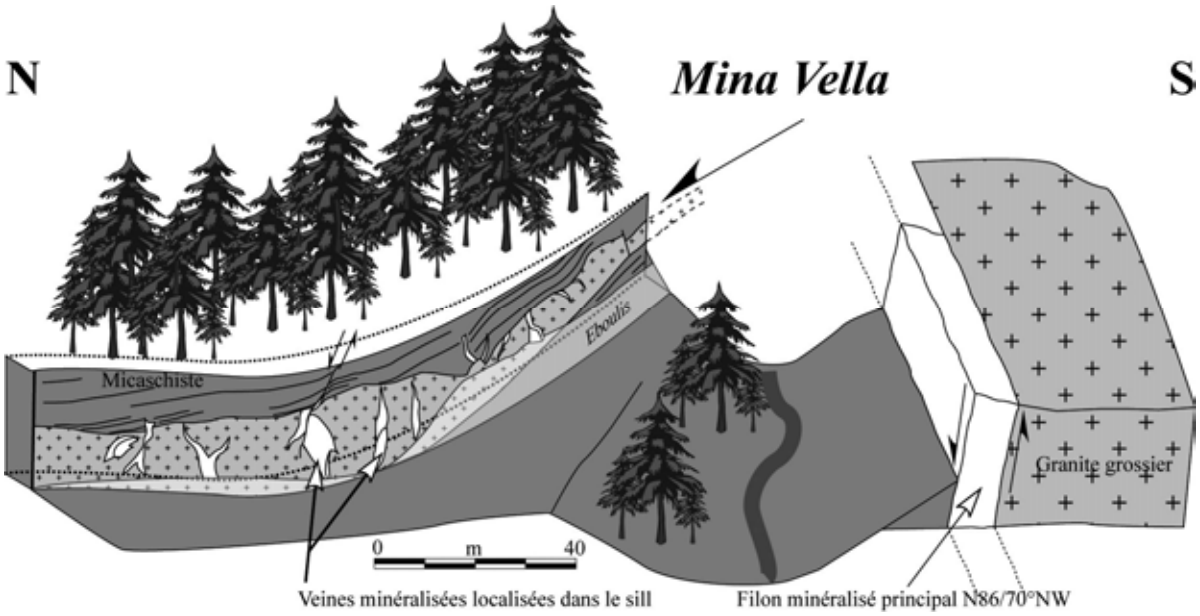


Figure IV-5: *Affleurement de la mina Vella composée d'un filon principal de 10-15 mètres de puissance et de veines secondaires localisées dans un sill (les sapins existent…).*

Malgré le manque d'affleurement, on peut résumer les caractéristiques des minéralisations du secteur de Marcofán par un ensemble de filons subparallèles, orientés N80[24], à fort pendage Nord et cinématique normale, surtout concentrés sur l'extrémité NE du massif (*Figure IV-2*).

IV-3.2 Types, orientations et cinématiques des veines de quartz

En dehors des filons minéralisés, deux types de veines à quartz constituent les précurseurs de la minéralisation : i) des veines à quartz-tourmaline ; ii) des veines à quartz ± feldspath ± arsénopyrite. Les veines à quartz-tourmaline s'observent essentiellement dans les micaschistes encaissants, dans ou à proximité des zones minéralisées ou dans le granite sur la bordure du massif. Ces veines sont toujours spatialement associées à des injections de leucogranite et/ou des veines à quartz ± feldspath ± arsénopyrite. Les veines à quartz ± feldspath ± arsénopyrite s'observent dans l'ensemble du massif mais préférentiellement dans les zones de failles. Elles s'observent également dans les micaschistes encaissants.

[24] La direction moyenne de plusieurs filons a été obtenue en interpolant les positions GPS d'affleurements locaux.

Sur le flanc Ouest du massif, dans la vallée du río Pedriña (Penas das Ferreiras, *Figure IV-6-a*) on observe, recoupant le granite, des veines macroscopiquement laminées à quartz-tourmaline. Les quelques mesures réalisées indiquent qu'il s'agit de veines N56 à N70 de pendage 60 à 70° SE. Le pitch moyen de la strie est de 20° vers le Sud-Ouest et les crochons indiquent une cinématique dextre, normale. Ces veines recoupent aussi bien le granite porphyrique grossier que le leucogranite.

IV-3.2.1 Les veines « intermédiaires »

Plusieurs affleurements du mont Marcofán montrent la présence de veines que l'on peut qualifier d'intermédiaire entre veine d'aplite-pegmatite et veine de quartz. Il s'agit de veines observées dans la schistosité S2 verticalisée (*Figure IV-6-b*). Les bordures sont constituées d'un assemblage à quartz-feldspath potassique, plagioclase et muscovite, de quelques centimètres, passant progressivement à un assemblage feldspath automorphe – quartz ± muscovite puis quartz seul au cœur. Ces bordures d'aplites-pegmatites sont fréquemment transformées en un assemblage constitué de quartz-muscovite caractéristique d'une altération de type « greisen » et l'encaissant immédiat (micaschiste) est transformé en tourmalinite. L'ensemble veine et tourmalinite est recoupé par des fentes à quartz ± muscovite N90 subverticales qui se connectent au cœur quartzeux (*Figure IV-6*-b). Sur le même affleurement, des fentes de tension à quartz observées dans un plan oblique montrent une disposition compatible avec un mouvement vers le Nord. On retrouve donc une configuration très similaire à celle de mina Soriana, sauf que l'injection est beaucoup plus riche en quartz.

Sur le flanc Sud-Est du mont Marcofán (lieu-dit Lomearés, localisation *Figure IV-2*), on observe des veines similaires aux précédentes, mais recoupant le faciès porphyrique du granite de Beariz. Il s'agit de veines à quartz - feldspath potassique et plagioclase - muscovite ± grenat ± arsénopyrite à cœur composé de quartz ± muscovite. Ces veines présentent deux orientations différentes : i) N50 à N60 pour un pendage de 54 à 86°NW et ii) N80 à N100 pour un pendage de 75 à 88°NW. Indépendamment de leur orientation, les textures de ces veines sont différentes. Les plus grosses veines (10 cm de puissance) possèdent une bordure composée de cristaux automorphes de feldspath accompagnés de muscovite et grenat (*Figure IV-6-c & d*). La direction de croissance des cristaux de feldspath est orientée vers le centre des veines, composé de quartz –muscovite.

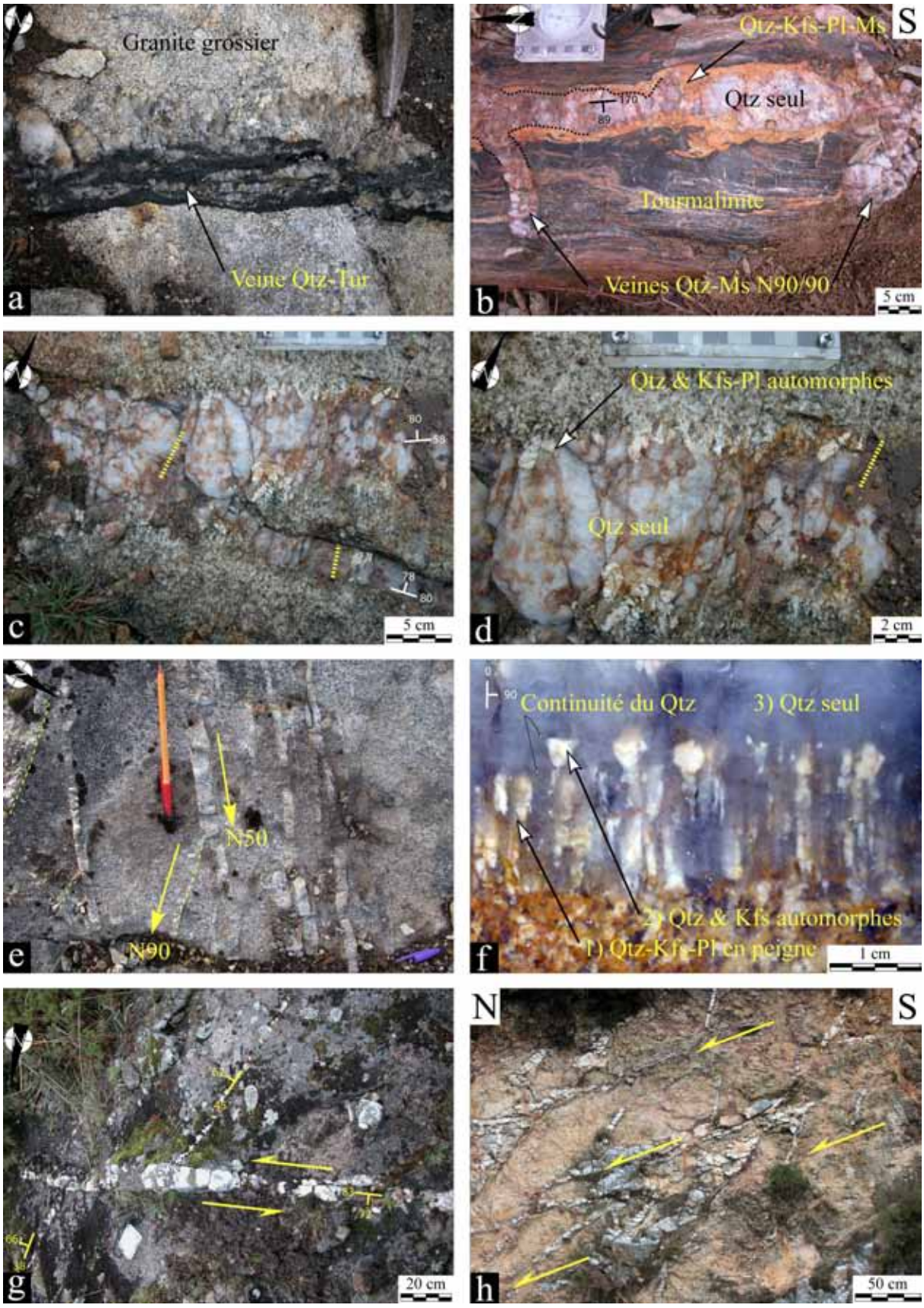


Figure IV-6: *Morphologie, orientation et cinématique des différents types de veines dans le massif de Beariz et son encaissant. a) veine de cisaillement à quartz-tourmaline recoupant le faciès porphyrique. Vallée du Río Pedrina, Penas das Ferreiras, flanc Ouest du massif ; b) veine transitionnelle intrafoliale à bordure composée*

de feldspath potassique parfois automorphe, muscovite et quartz et cœur à quartz-muscovite. Des veines N90 à quartz-muscovite recoupent les tourmalinites associées à la veine transitionnelle et se connectent sur le cœur de ces veines transitionnelles. Flanc Nord-Ouest du Marcofán ; c) Affleurement de Lomearés, veines transitionnelles recoupant le faciès porphyrique, à bordure composée de quartz, feldspaths potassiques et plagioclase, muscovite et grenat passant progressivement à un cœur quartzeux à muscovite. Dans les veines N60, les orientations des feldspaths sont obliques aux épontes (direction moyenne indiquée par le pointillé jaune) alors qu'elles sont normales aux épontes dans les veines N80 ; d) Détail de la veine N60 de la vue précédente ; e) Affleurement de Lomearés, veines quartz-feldspaths N50 et N90 à texture en peigne, recoupant le granite grossier. Comme pour les veines précédentes, les peignes dans les veines N90 sont normaux aux épontes, mais pas dans le cas des veines N50 (ouverture hybride dextre) ; f) coupe verticale N-S (cliché tourné de 90°, le bas étant à droite, le haut à gauche) d'une veine à quartz-feldspath à texture en peigne. La composition de la veine évolue progressivement avec un bord à quartz – feldspath potassique et plagioclase, puis quartz - feldspath potassique puis disparition du feldspath au cœur à quartz ± muscovite. L'arsénopyrite est localement observée dans le quartz de ces veines ; g) affleurement Os Meixoeiros, vue horizontale des deux familles de veines à quartz-feldspath N80 et N40. Les veines N80 possèdent une cinématique sénestre normale ; h) vue subverticale du stockwerk situé sur le flanc Est du massif (localisation donnée par le stéréogramme n°11 de la figure IV-2). On observe une famille de veines de quartz à faible pendage Nord et une famille de veine en échelon à fort pendage Nord. La disposition et l'orientation de ces veines sont compatibles avec une cinématique normale vers le Nord.

Les veines plus petites (puissance maximum de 3 cm) montrent une texture en peigne composée d'une alternance de cristaux de feldspaths, quartz et muscovite. Certaines de ces veines montrent un passage continu entre une texture en peigne à quartz - feldspath potassique et plagioclase, suivie d'un assemblage quartz à cristaux automorphes de feldspath potassique puis à quartz seul (*Figure IV-6-f*). Dans les veines orientées N50 à N60, les textures en peigne montrent un angle de 25 degrés avec la normale aux épontes, ce qui indique une ouverture dextre synchrone du remplissage des veines (veines hybrides, *Figure IV-6-c à f*). L'arsénopyrite est localement observée dans des fractures aux épontes de ces veines. Dans les veines N80 à N100, les textures en peigne sont normales aux épontes et ces veines sont interprétées comme des fentes de tension. Les deux systèmes (fentes de tension N80 à N100 et veine de cisaillement dextre N50-N60) sont donc conjugués et se développent en réponse à une direction de raccourcissement horizontal N80.

IV-3.2.2 Les veines à quartz ± feldspath potassique ± arsénopyrite

Ces très nombreuses veines présentes dans l'ensemble du massif ont fait l'objet de mesures systématiques présentées sous forme de stéréogrammes *Figure IV-2*. Les plus importantes densités de veines s'observent sur le flanc Est du massif, même si on en observe ponctuellement dans la totalité du massif. Elles ne sont pas représentées lorsque leur trop

faible densité n'en permet pas une représentation statistique. Ces veines recoupent les deux granites du massif. Lorsqu'elles recoupent le granite grossier porphyrique à biotite dominante, on observe une disparition de la biotite sur plusieurs centimètres autour des veines. Si la densité des veines est très importante, la biotite peut être totalement absente sur une importante surface, notamment sur les flancs du massif et à proximité des zones de failles. Considérés dans leur ensemble, les stéréogrammes font nettement ressortir deux directions principales : N50 ± 10 et N90 ± 10. La description de quelques affleurements permet de bien définir les relations et la cinématique de ces deux directions principales de veines à quartz dominant.

L'affleurement d'Os Meixoeiros permet d'observer les deux familles de veines de quartz à feldspath potassique recoupant le faciès porphyrique du granite (*Figure IV-6-g*). Ces deux familles de veines sont ici très bien définies (*Figure IV-2*, stéréogramme n°5). On observe : i) des veines N40 à N50 à pendage 60 à 70°SE et ii) des veines N85 à N95 à pendage 80 à 90° Nord et Sud. Les veines N40-50 se présentent sous la forme de fentes de tension parallèles entre elles et situées entre les veines N85-95 (*Figure IV-6-g*). Certaines sont recoupées, plissées et décalées par les veines N85-90. Ces veines N85-90 présentent localement une texture de veine de cisaillement, étant constituées de deux bandes de quartz massif séparées en leur centre par une zone fracturée et cisaillé contenant des fragments d'éponte granitique. Les décalages relatifs indiquent un mouvement apparent sénestre. Sur cet affleurement, un système peut être décalé par l'autre et vice-versa. Les deux familles de veines se recoupent et se décalent mutuellement. Ces deux familles apparaissent comme un système cogénétique compatible avec une cinématique normale décrochante dextre suivant une direction N40-50 et sénestre suivant une direction N85-95, en réponse à une direction de raccourcissement E-W et horizontale.

L'affleurement de Ponte Inés se situe dans la partie centre-Est du massif. Le stéréogramme des veines de cet affleurement (n° 1, *Figure IV-2*) montre que les veines sont toujours de même direction, à savoir N50 et N90. Sur cet affleurement (*Figure IV-7*) le faciès porphyrique du granite est recoupé par plusieurs dykes Nord-Sud de leucogranite et de pegmatites, eux mêmes recoupés par des veines à quartz ± feldspath. Les veines les plus importantes sont N80 à N90 à pendage de 70 à 85°SE. Au voisinage des dykes leur orientation change et devient N55. Les terminaisons de veines N80-90 se marquent par la présence de veines et de fentes de tension N60 parallèles. Ces terminaisons des veines sont typiques des terminaisons de fractures de type « fissures branchées » (Segall & Pollard, 1980), similaires aux terminaisons « en queue de cheval » (revue des différents types de terminaisons par exemple dans Mercier & Vergely, 1999). Les stries sur les veines N80-90 ont en moyenne un pitch de 50° vers l'Est. Les crochons sur ces veines et le décalage apparent dans le plan horizontal des dykes magmatiques indiquent une cinématique sénestre le long des veines N80-90. On remarque de surcroît que l'écart entre les dykes magmatiques varie lors de leur recoupement par les veines de quartz. Ceci, conjointement avec le pitch des stries, démontre l'existence d'un mouvement dans le plan vertical compatible avec une cinématique normale.

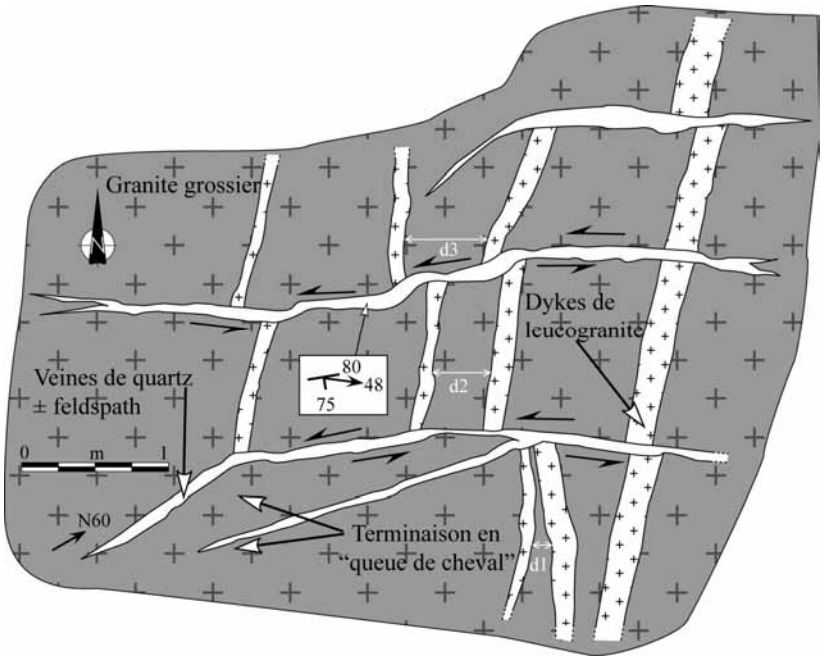


Figure IV-7: *Affleurement de Ponte Inés (vue horizontale). Le faciès porphyrique est recoupé par des dykes de leucogranites et l'ensemble est recoupé par des veines de quartz N80-90 sénestres à terminaisons en « queue de cheval ». L'écartement progressif entre les dykes recoupés par les veines (noté d1, d2 et d3) montre une composante de mouvement vertical. Conjointement avec les orientations et cinématiques des stries, la cinématique déduite est sénestre, normale.*

L'affleurement du kilomètre 15 de la route Brués-Beariz se situe sur la bordure Est du massif, à proximité d'une faille normale Est-Ouest à vergence Sud qui sépare le granite du micaschiste (localisation du stéréogramme n°10, *Figure IV-2*). Dans cette zone, le granite porphyrique et le leucogranite sont recoupés par un très dense réseau de veines à quartz ± feldspath potassique ± apatite ± muscovite ± arsénopyrite formant un important stockwerk.

Cet affleurement montre une importante dispersion de l'orientation des veines comme le montre le stéréogramme n° 10 (*Figure IV-2*). Néanmoins, deux directions principales de veines sont identifiées. Les veines en position de fentes de tension possèdent une orientation N65 à N85 à pendage Nord très variable. Ces veines se situent entre des veines N125 à N150 à faible pendage (30 à 40° SW) qui localement recoupent et déforment les fentes. L'organisation entre ces deux familles de veines apparaît compatible avec une déformation en cinématique normale vers le Nord (*Figure IV-6-h*). La variabilité des orientations des veines pourrait être ici liée au jeu de la faille normale se situant à proximité immédiate. En effet lorsque l'on s'éloigne de cette zone (stéréogramme n°11, *Figure IV-2*) on retrouve un schéma plus classique avec des veines /fentes de tension principalement orientées entre N50 et N80.

IV-3.3 Structure interne et déformation des veines de quartz

IV-3.3.1 Le quartz QI

Considérés dans leur ensemble, les fentes de tension, les veines de cisaillement et les filons sont essentiellement formés d'un quartz macroscopiquement blanc à gris, d'aspect laiteux. A l'échelle microscopique, ce quartz, nommé Q1, s'avère très riche en inclusions fluides, responsables de sa couleur et de sa faible transparence. Dans les veines de petites dimensions, on observe fréquemment une organisation en peigne du quartz, normale aux épontes dans le cas des fentes de tension, oblique aux épontes dans le cas des veines hybrides (ouverture cisaillante). Dans les veines de plus grandes dimensions et dans les filons, le quartz, en cristaux xénomorphes centimétriques, n'est pas orienté. Cependant, lorsque les cristaux de quartz Q1 sont orientés dans les filons, ils sont parallèles aux épontes du filon. Ce quartz inclut fréquemment des lambeaux de granite lorsque les veines sont localisées dans celui-ci. Suivant la nature de l'encaissant, on observe dans le quartz Q1 des feldspaths, muscovite, apatite, tourmaline, rutile, cassitérite et wolframite. Dans les veines intermédiaires à quartz-feldspath, d'une part et dans les veines à quartz-tourmaline, d'autre part, les feldspaths et les tourmalines inclus dans le quartz Q1 sont systématiquement tronçonnés. Ils sont aussi de plus grande taille ce qui exclut toute hypothèse de brèchification de l'encaissant et de minéraux emballés. Comme le quartz remplissant les microfractures entre les tronçons est identique au quartz englobant ces minéraux, c'est-à-dire Q1, le tronçonnement de ces feldspaths et tourmalines normaux ou obliques aux épontes des veines est ainsi contemporain de la cristallisation du quartz Q1 qui les englobe, lui même syn-tectonique.

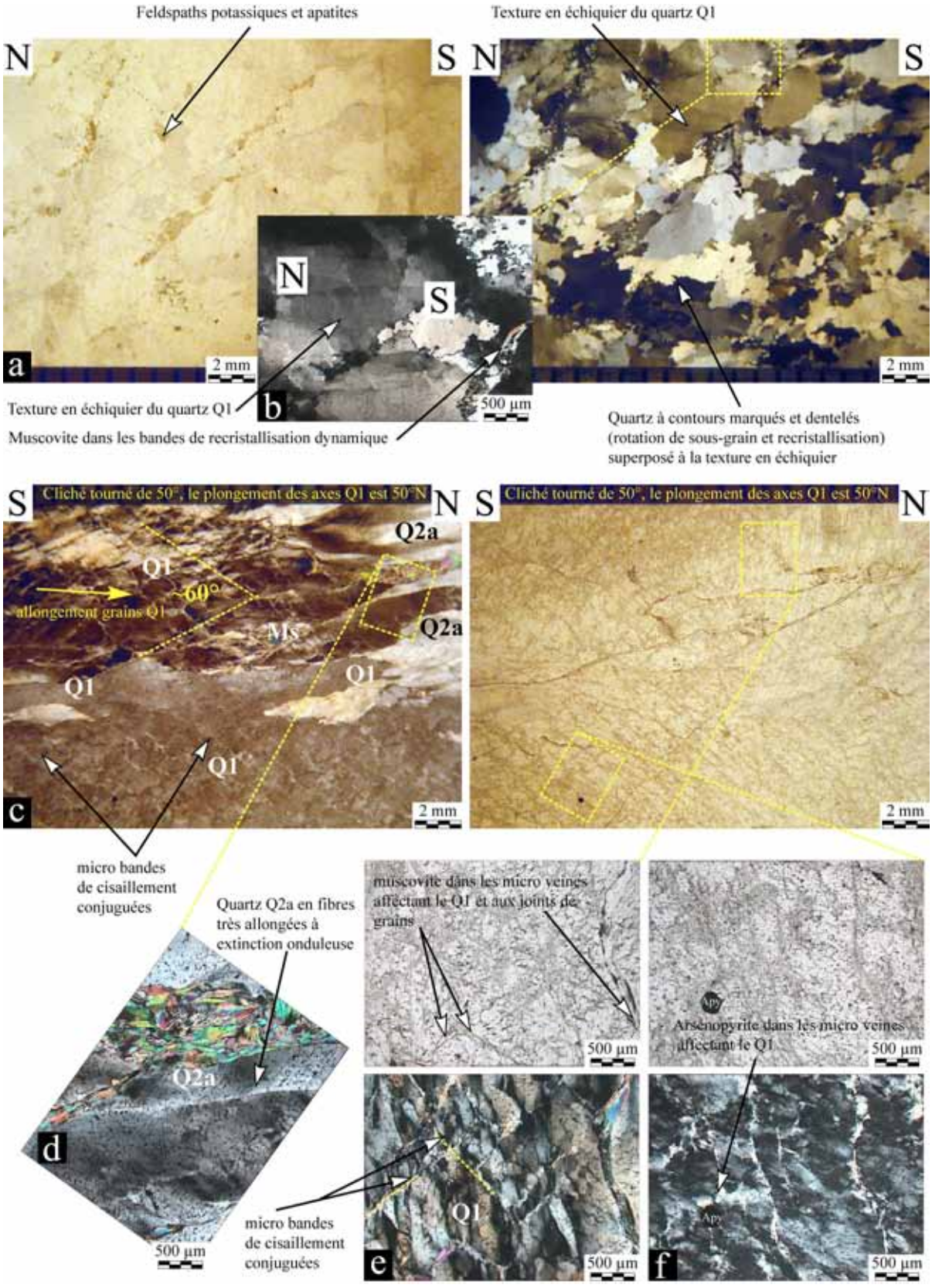


Figure IV-8: *Texture et déformation du quartz dans les veines à quartz-feldspaths dans le leucogranite et dans les filons minéralisés. a) veine à quartz-feldspath-apatite-muscovite recoupant le leucogranite (flanc Ouest). Le quartz Q1 montre une texture en échiquier à laquelle se superpose une légère recristallisation dynamique produisant des grains à contours dentelés, des grains à contours prononcés (rotation de sous-grain puis*

recristallisation) et de petites veines de quartz formés par recristallisation dynamique du Q1. Lumière Polarisée Non Analysée (LPNA) à gauche, et Lumière Polarisée Analysée (LPA) à droite ; b) vue de détail montrant la texture en échiquier et la recristallisation dynamique du quartz Q1 ; c) filon de Mina Soriana montrant une déformation du quartz Q1 affecté par des bandes conjuguées de cisaillement dans lesquelles s'individualisent de petits quartz formés par recristallisation dynamique. Dans la partie droite de la lame se trouve le quartz Q2a sous la forme de fibres très allongées à extinction onduleuse et sous-grains. Ce quartz est associé à des muscovites. Vues en LPA à droite et LPNA à gauche ; d) vue de détail des fibres de quartz Q2a. LPA ; e & f) vue de détail du quartz Q1 et des microbandes de cisaillement à quartz issus de la recristallisation dynamique du quartz Q1. Des cristaux de muscovite et arsénopyrite se développent localement à partir de ces bandes. LPNA en haut et LPA en bas.

IV-3.3.2 Habitus et déformation du quartz Q1

Dans l'ensemble des veines et des filons, la déformation du quartz Q1 est hétérogène et peut être, suivant la nature de la veine, très faible (quartz légèrement onduleux) à très forte.

Dans les veines à quartz-feldspath potassique formant un stockwerk dans le granite porphyrique et le leucogranite sur le flanc Est du massif (localisation stéréogramme n°12, *Figure IV-2*), on observe une déformation franche du quartz Q1. Une texture en échiquier affecte tous les grains (chessboard texture, *Figure IV-8-a & b*). Ainsi que précisé au paragraphe IV.2.4.2, cette déformation du quartz marque l'activation du plan de glissement prismatique [c] et est donc interprétée comme la marque d'une déformation du quartz à très haute température, supérieure à 630°C (Kruhl, 1996; Stipp *et al.*, 2002). Une déformation de plus basse température, caractérisée par une recristallisation dynamique formant de nombreux domaines de sous-grains, se superpose à cette texture en échiquier (*Figure IV-8-a & b*). Les limites des grains sont très dentelées (migrations de limites de grains) ou "golfées" (bulging) et de néo-grains de petite taille se forment aux limites des grains Q1. Les contours très marqués de certains grains Q1 montrent l'existence de processus de rotation de sous-grains dans le phénomène de recristallisation. On observe ainsi un effet général de réduction de la taille des grains. Cette même recristallisation dynamique se marque également sous la forme de bandes de petits grains de quartz recoupant les gros grains Q1.

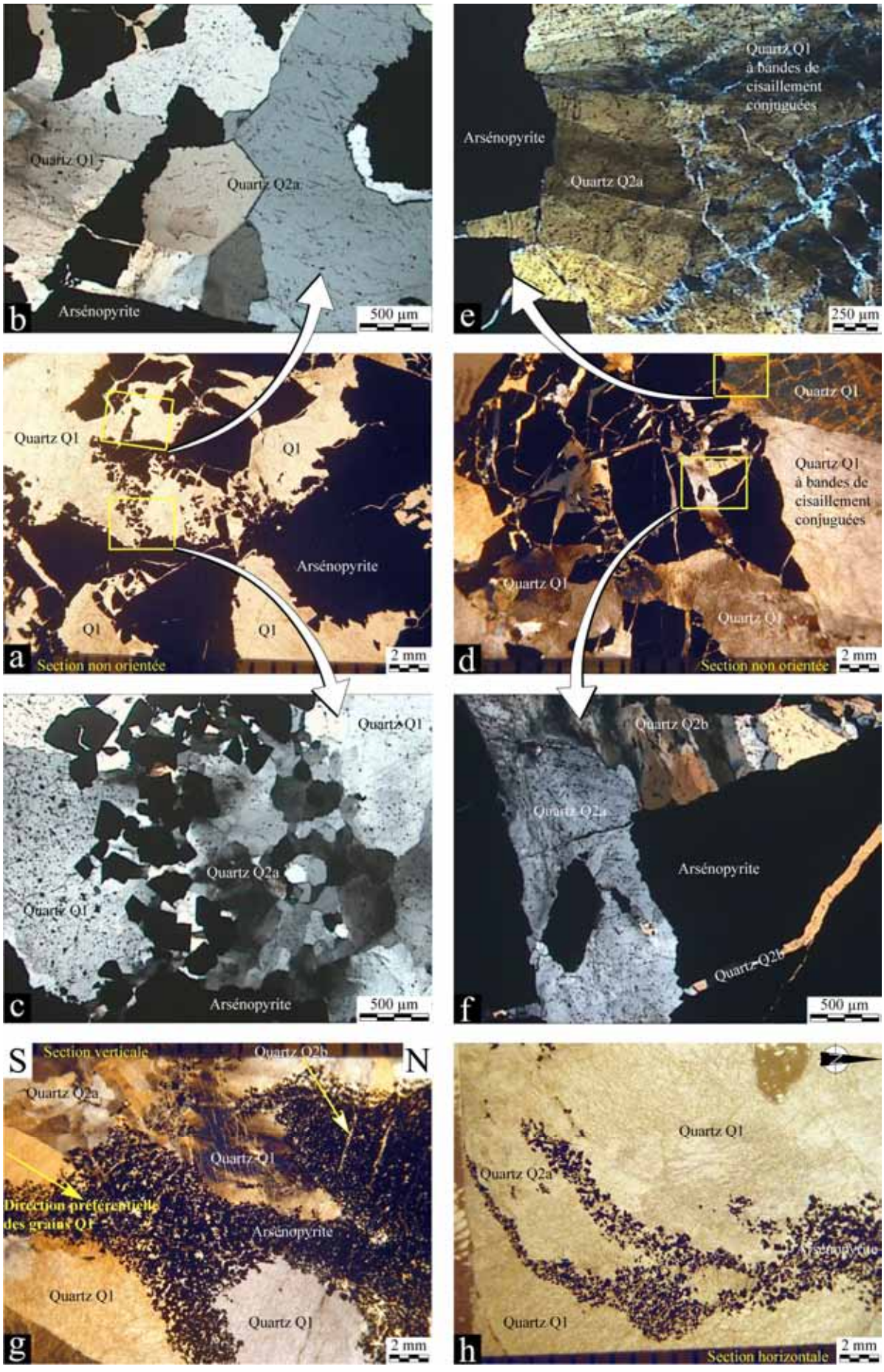

Quartz Q1
Quartz Q2a
Arsénopyrite
500 µm
b
Quartz Q1
à bandes de
cisaillement
conjuguées
Arsénopyrite
Quartz Q2a
250 µm
e
Quartz Q1
Q1
Arsénopyrite
Q1
Q1
2 mm
a
Section non orientée
Quartz Q1
Quartz Q1
à bandes de
cisaillement
conjuguées
Quartz Q1
Quartz Q1
2 mm
d
Section non orientée
Quartz Q1
Quartz Q2a
Quartz Q1
Arsénopyrite
500 µm
c
Quartz Q2b
Quartz Q2a
Arsénopyrite
Quartz Q2b
500 µm
f
S
Section verticale
Quartz Q2b
N
Quartz Q2a
Quartz Q1
Direction préférentielle
des grains Q1
Arsénopyrite
Quartz Q1
Quartz Q1
2 mm
g
Quartz Q1
Quartz Q2a
Quartz Q1
Section horizontale
2 mm
h

Figure IV-9: *Textures caractéristiques des veines minéralisées de Beariz. a) Quartz Q1 et Q2a envahis par l'arsénopyrite (LPNA) ; b) vue de détail (LPA) du quartz Q2a sous la forme de mésograins de quartz polygonaux, avec croissance en envahissement de l'arsénopyrite à partir des joints de grains de ces quartz ; c) vue de détail (LPA) d'une zone de quartz Q2a au sein du quartz Q1. Les cristaux d'arsénopyrite automorphes poussent ici préférentiellement à la limite entre un gros quartz Q1 et la zone à quartz Q2a ; d) Quartz Q1et Q2a envahis par l'arsénopyrite fracturée. Le remplissage des fractures se fait par le quartz Q2b en peigne (LPA) ; e) vue de détail (LPA) d'un contact entre le quartz Q1 et Q2a. Le quartz Q1 est affecté par les microbandes conjuguées à quartz issus de la recristallisation dynamique. Ces bandes n'apparaissent pas dans le quartz Q2a qui est plus ou moins en peigne, onduleux et à sous-grains ; f) vue du quartz Q2b en peigne soudant les fractures de l'arsénopyrite ; g) vue (LPA) parallèle au plongement du filon montrant un alignement préférentiel des quartz Q1 parallèlement aux épontes du filon. On observe une zone en ouverture entre 2 grains Q1 (micro pull apart) où va cristalliser le quartz Q2a. L'arsénopyrite se localise également dans cette zone et entre les joints de grains des quartz qu'elle envahit. On observe des microfractures compatibles avec un cisaillement selon l'allongement des grains Q1. Ces fractures sont remplies de quartz Q2b ; h) vue (LPNA) horizontale dans une section de filon. La forme de la fracture dans laquelle se localise l'arsénopyrite suggère un micro pull apart ou une terminaison de fracture en queue de cheval, ce qui indiquerait une cinématique dextre sur une direction N65 dans le plan horizontal.*

Des muscovites apparaissent localement au sein de ces petites bandes de déformation.

Dans les veines et filons minéralisés, (secteur de Magros et de Marcofán) recoupant granite et/ou sills et tourmalinites, situés dans le micaschiste encaissant, la déformation du quartz Q1 est différente. En effet, on n'y observe pas de texture en échiquier, mais une déformation qui se présente sous la forme de bandes affectant l'ensemble de la surface des grains Q1 (*Figure IV-8-c*). Les cristaux de cassitérite présents dans ce quartz sont, eux, très fracturés. Ainsi, on observe fréquemment dans des cristaux de quartz Q1 présentant une orientation préférentielle, une recristallisation dynamique du quartz. Les cristaux Q1 sont recoupés par deux réseaux de microveines parallèles qui présentent un angle de 30° avec l'allongement des grains (il y a donc un angle de 60° entre les deux réseaux). Ces microveines sont composées de petits grains de quartz formés par recristallisation dynamique à partir des quartz Q1 (*Figure IV-8-c, e & f*).

On observe également des quartz formés par rotation de sous-grains et recristallisation au contact entre les quartz Q1. Dans ces microveines de quartz et aux limites entre les grains Q1 se localisent fréquemment des muscovites et des arsénopyrites (*Figure IV-8-e & f*). Entre ces grains de quartz Q1 déformés on observe localement du quartz sous la forme de fibres très allongées à extinction onduleuse et domaines de sous-grains (*Figure IV-8-c & d*). Des lamelles de muscovites y sont fréquemment associées, également sous la forme de lamelles de même direction. Ces quartz très allongés ne sont pas affectés comme les Q1 par les

microveines formées par recristallisation dynamique (*Figure IV-8-e & Figure IV-9-e*). Ces quartz apparaissent ainsi postérieurs au quartz Q1, ils sont nommés quartz Q2a. On remarque que cette texture très particulière est identique à celle observée et discutée aux mines de Brués. Cette déformation est interprétée comme de microbandes de cisaillement conjuguées avec formation de petits quartz liés à la recristallisation dynamique du quartz Q1.

IV-3.3.3 Habitus et déformation du quartz Q2a

Le quartz Q2a apparaît sous plusieurs habitus différents. En dehors de la forme en fibres très allongées, il existe sous la forme de petits cristaux polygonaux à xénomorphes au sein de masses de quartz Q1 (*Figure IV-9-b, c, e & Figure IV-10-c, d*). Ces quartz Q2a contiennent parfois des inclusions fluides, mais moins que le quartz Q1. Ils renferment également de petites tourmalines. Ils sont toujours déformés, au moins légèrement (extinction onduleuse), et également affectés par une recristallisation dynamique responsable de la formation de sous-grains. Il semble que ces quartz se mettent en place dans des zones en ouverture, sous la forme de micro pull apart à cinématique normale plus ou moins décrochante, au sein du quartz Q1, liés à la fracturation du filon (*Figure IV-9-g & h*). Cependant, la géométrie des zones à quartz Q2a est le plus souvent fortement masquée par l'arsénopyrite, il est donc difficile de certifier ce point

IV-3.3.4 L'arsénopyrite et ses relations avec les quartz Q1 et Q2a

La présence de ce sulfure, très fréquent à abondant dans l'ensemble des veines de quartz du massif, offre ainsi une excellente opportunité pour caractériser les différentes générations de quartz et marquer la déformation des filons. L'arsénopyrite se trouve sous la forme de cristaux automorphes parfois associés en amas de taille centimétrique. Macroscopiquement, l'arsénopyrite se dispose dans des zones de fractures des veines et filons. Microscopiquement, elle apparaît aux joints de grains des quartz Q1 et, plus rarement, dans les microveines de recristallisation dynamique les affectant (*Figure IV-8-f*). Les zones de quartz Q2a apparaissent également comme des zones où cristallise préférentiellement l'arsénopyrite (*Figure IV-9*).

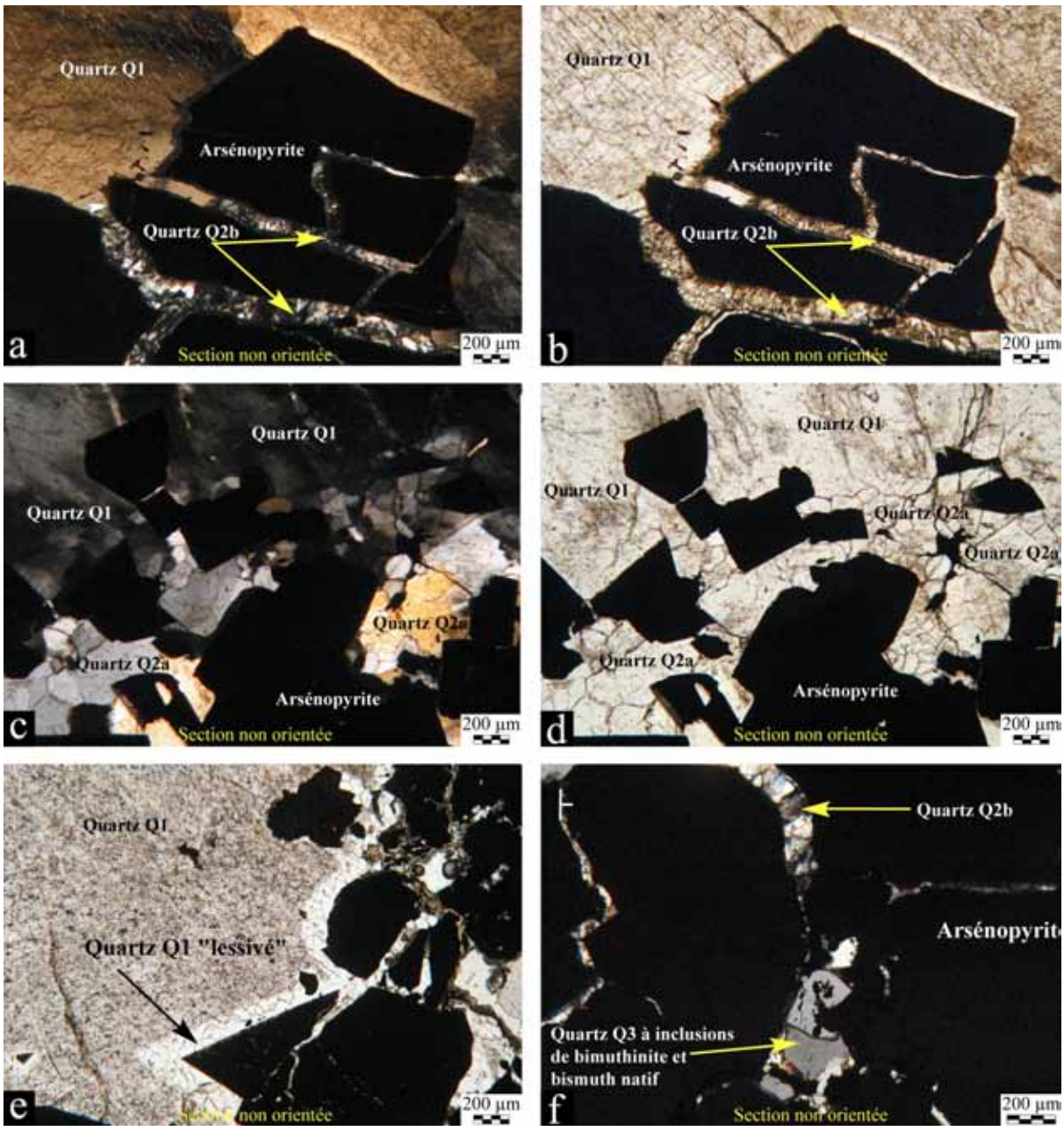


Figure IV-10: *a & b) Texture en « grain de riz » ou saccharoïde du quartz Q2b dans des fractures de l'arsénopyrite (LPA à gauche et LPNA à droite) ; c & d) vue du quartz Q2a en cristaux polygonaux au sein du quartz Q1. L'arsénopyrite se développe à partir des joints de grains des quartz Q2a et Q1 et les envahis ; e) « lessivage » du quartz Q1 (dissolution/recristallisation ?) suivant la géométrie des faces des cristaux d'arsénopyrite (LPNA) ; f) fracture dans l'arsénopyrite remplie de quartz Q2b et cavité remplie de cristaux de quartz Q3 incluant bisnuthinite et bismuth natif. Les quartz Q3 ne sont pas déformés, les quartz Q2b sont légèrement onduleux (LPA).*

Les cristaux d'arsénopyrite semblent envahir les quartz Q1 et Q2a à partir des zones de cisaillements et des limites de grains, démontrant ainsi que leur croissance est associée, au moins partiellement, à une dissolution des quartz au contact des faces des cristaux d'arsénopyrite. En effet, il n'est pas rare d'observer, le long des cristaux d'arsénopyrite, une

bande où le quartz Q1 ou Q2a est très limpide, totalement dépourvu d'inclusions fluides de toute nature. Cette bande suit complètement les formes géométriques des cristaux d'arsénopyrite (*Figure IV-10-a, b & e*). Ceci pourrait être lié à une dissolution/recristallisation du quartz lors de la croissance de l'arsénopyrite. L'utilisation des techniques de la cathodoluminescence permettrait de confirmer ou infirmer cette hypothèse. Toutefois, la présence de vides et cavités micrométriques entre les cristaux d'arsénopyrite est en faveur de cette hypothèse. Le fait que l'arsénopyrite se dispose aux joints de grains des quartz Q2a et en croissance sur ceux-ci, montre la postériorité de l'arsénopyrite par rapport au quartz Q2a (*Figure IV-10-c & d*). Dans l'ensemble des échantillons étudiés, on observe une importante fracturation de l'arsénopyrite. Ceci indique que la fracturation des filons et des veines se poursuit après les premières cristallisations dans un processus continu.

IV-3.3.5 Habitus et déformation du quartz Q2b

Le quartz Q2b se localise essentiellement dans les fractures de l'arsénopyrite, mais également dans des fractures recoupant l'arsénopyrite et les quartz antérieurs. On l'observe sous la forme de peignes, d'assemblages polycristallins et de remplissage de grains en forme de « grains de riz » (*Figure IV-9-f & Figure IV-10-a, b, f*). Le quartz Q2b est en général limpide, sans inclusion fluide. Il est peu déformé, seulement affecté par une faible extinction onduleuse. La caractérisation de ce quartz est facilitée par sa présence dans des fractures et les sulfures à métaux de base[25] qu'il inclut fréquemment. Les textures en peigne des quartz Q2b suggèrent que ceux-ci se sont formés lors de la fracturation de l'arsénopyrite par un mécanisme de type « crack and seal » (Ramsay, 1980).

IV-3.3.6 Habitus du quartz Q3

Le quartz Q3 est un quartz qui se localise quasi exclusivement dans les fractures et les cavités présentes entre les cristaux d'arsénopyrite agglomérés. Ce quartz se présente sous la forme de cristaux limpides, parfois automorphes. Il contient quelques inclusions fluides ainsi que des sulfures de bismuth (*Figure IV-10-f*). La présence de ce quartz Q3 dans l'arsénopyrite montre que les filons et veines continuent de subir une fracturation après la mise en place du quartz Q2b qui lui est, assez fréquemment, à extinction onduleuse. En effet, ce dernier colmate les fractures de l'arsénopyrite. Cela démontre la poursuite du processus de fracturation de l'ensemble des veines et filons jusqu'au dépôt de Q3.

[25] Les paragénèses seront analysées en détail au chapitre V

IV-3.4 Synthèse, succession et cinématiques des évènements autour du massif de Beariz

La particularité du secteur de Beariz vient de l'existence de 2 faciès granitiques. Les minéralisations à Sn-W sont spatialement associées au faciès leucocrate, dont de nombreuses injections, sous la forme de sills et de dykes, altérent les micaschistes encaissants. La caractéristique première de cette altération est une tourmalinitisation systématique du micaschiste. Les ensembles corps intrusifs-tourmalinites sont affectés par une déformation cisaillante à plat, à vergence Nord, responsable de boudinage accommodé par la mise en place de veines à quartz et tourmaline. La présence de tourmaline en aiguilles perpendiculaires aux bords des veines suggère que la déformation est synchrone du phénomène de tourmalinitisation. Les veines à quartz-tourmalines sont interprétées comme les précurseurs des veines minéralisées. Elles se présentent sous la forme de fentes de tension et sont disposées en échelon. Elles évoluent fréquemment en veines de cisaillement à quartz-arsénopyrite en faille normale vers le Nord dont les plus importants sont les corps minéralisés. Ces derniers possèdent une orientation et une cinématique totalement compatible avec cette déformation, ce qui suggère qu'ils se mettent en place dans la continuité du phénomène de tourmalinitisation, et montrent ainsi un fort lien spatial et temporel avec l'intrusion du leucogranite. En effet, les deux familles de veines à quartz-feldspath, en moyenne N50 et N85 à cinématique normale décrochante (dextre suivant N50, sénestre suivant N85, ou fentes associées à l'un ou l'autre système) recoupant le leucogranite, sont également compatibles avec le fonctionnement des filons N65 à N85. De surcroît, ces veines montrent des évidences de déformation de très haute température (chess texture des Q1) et une paragenèse initiale à couleur magmatique (présence de feldspath, muscovite, apatite). Ainsi il est raisonnable de penser qu'elles se sont formées peu de temps après la mise en place des sills de leucogranite.

IV-4 Résultats sur les contrôles structuraux des minéralisations

Le résultat significatif de ce chapitre reste la démonstration que les filons minéralisés Au et Sn-W ont des histoires et des rapports très proches avec les granites environnant, quelque soit leur nature G2 ou G3. Les deux types de filons et veines minéralisées possèdent une situation structurale similaire, c'est-à-dire que les filons et veines se localisent dans le granite et/ou dans le micaschiste situé structuralement au dessus du granite, ce qui constitue une situation très favorable pour localiser une cinématique normale en toit de pluton. Ainsi, la mise en place des minéralisations montre un ensemble très similaire de veines et filons à cinématique normale décrochante. La formation de ces minéralisations, tout comme celles de

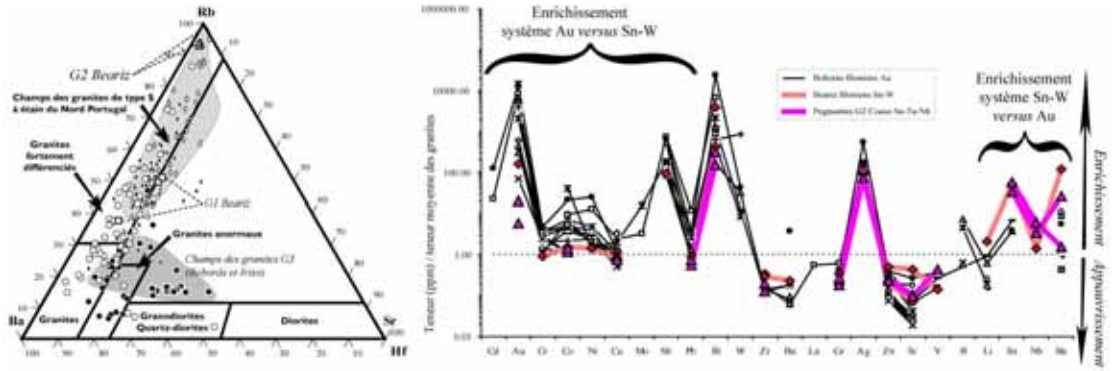
l'emplacement des granites hôtes, est compatible avec les caractéristiques tectoniques de la fin de l'évènement D3 (légère compression Est-Ouest et fluage du matériel vers le Nord). Dans ce contexte, les sommets de coupoles situés aux extrémités Nord et Sud des massifs granitiques apparaissent comme des endroits privilégiés où se localisent et perdurent des conditions d'instabilité mécanique. Par ailleurs ces zones ont la particularité d'être à l'aplomb de zones de racines de granites. Le fait que les orientations et les critères cinématiques de formation des minéralisations soient similaires dans les deux massifs suggère un contrôle tectonique régional des minéralisations, certainement persistant sur une longue période de temps. La présence de veines intermédiaires et de veines à quartz-feldspath, dans les deux cas compatibles avec l'orientation des intrusifs magmatiques et des filons, suggère également une continuité entre le magmatisme et l'hydrothermalisme, et ainsi les instabilités rhéologiques liées à l'emplacement et à la cristallisation des granites apparaissent comme un contrôle fondamental pour la formation des filons porteurs des minéralisations. Toutefois, il faut noter que si les minéralisations aurifères ré-utilisent clairement des dykes magmatiques pour leur formation, il reste difficile de prouver que ce type de dyke ait pu exister pour les minéralisations Sn-W du massif de Beariz. L'absence d'affleurement satisfaisant ne nous permet pas de trancher et de répondre à cette question.

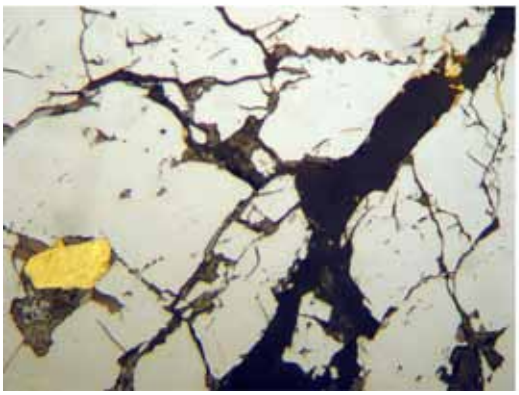
* * * * *

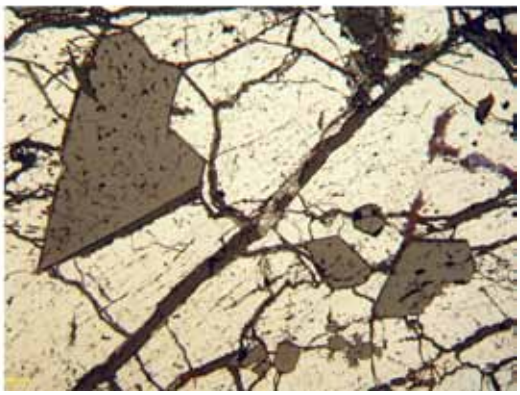
Chapitre V

DU MAGMATISME A L'HYDROTHERMALISME

MINERALOGIE & GEOCHIMIE DES GRANITES, MINERALISATIONS & EVOLUTIONS PARAGENETIQUES







V-1 Préambule

Dans ce chapitre, la minéralogie des granites G1 à G4 sera détaillée ainsi que la composition des principales phases à partir desquelles des estimations de températures seront présentées. La géochimie des granites sera ensuite traitée, confrontée aux données minéralogiques, et interprétée à partir de diagrammes géochimiques. A la suite de cette caractérisation des granites, et notamment des granites hôtes des minéralisations, les paragenèses des minéralisations, leurs évolutions et les altérations hydrothermales seront présentées. Des estimations de températures seront fournies à partir des géothermomètres muscovite-phengite et chlorite.

V-2 Minéralogie et géochimie des granites

V-2.1 Minéralogie comparée des granites

V-2.1.1 Textures et minéralogie

Dans le secteur d'étude, seuls les granites appartenant à la série des granites et granodiorites *s.l.* possèdent une texture porphyrique. Ainsi les représentants précoces (granites G1) de cette série, constituée par le massif de Chantada, le massif d'Avión et le granite porphyrique de Beariz[26], et le représentant tardif (granites G4) du massif de Ribadavia montrent des mégacristaux de feldspath potassique présents sur l'ensemble de la surface des massifs. Ces mégacristaux de feldspath potassique sont des microclines (mâcles). Ils sont présents dans une matrice grenue à feldspath-plagioclase automorphe, à bandes de croissance-biotite *s.l.* en proportion supérieure à la muscovite *s.l.*, microcline xénomorphe maclée et quartz. Ils contiennent par ailleurs des zircons, apatites, monazites et parfois l'ilménite[27]. L'amphibole n'a jamais été observée.

Les granites G2 représentés par les massifs de Carballiño, La Estrada-Cerdedo et le leucogranite de Beariz présentent une variabilité de minéralogie comparativement beaucoup plus importante. Les granites G2 sont des granites à deux micas (muscovite *s.l.* ≥ biotite *s.l.*) et des leucogranites à muscovite. Il s'agit de granites équigranulaires à grain fin à moyen. Ils contiennent en minéraux majeurs le quartz, le feldspath potassique généralement xénomorphe,

[26] Malgré des caractéristiques très complexes, l'attribution du granite porphyrique à biotite dominante de Beariz au type G1 sera argumentée tout au long de ce chapitre et dans les chapitres suivants.
[27] La fraction lourde des minéraux accessoires des granites est détaillée dans le tableau VII-5, chapitre VII.

le plagioclase subautomorphe, la muscovite et des quantités très variables de biotite. S'ils incluent parfois localement quelques macrocristaux de feldspath alcalin (flanc Est de La Estrada-Cerdeo notamment), la faible densité et la petite taille des cristaux n'en font pas des faciès porphyriques comparables avec les granites G1 et G4. Ils contiennent des quantités très variables de grenats et tourmalines[28] automorphes surtout dans les faciès leucocrates[29] dont le leucogranite de Beariz est le meilleur représentant. Les minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite, la monazite et parfois l'ilménite. Le leucogranite de Beariz est totalement dépourvu de zircon et de monazite (0 sur 7 kg de roche broyée).

Les granites G3 sont beaucoup plus homogènes. Il s'agit de granites équigranulaires à inéquigranulaires medio-grenus. Ils sont composés de quartz, plagioclase zoné subautomorphe à xénomorphe, microcline xénomorphe, biotite en quantité supérieure à la muscovite. Ils contiennent en minéraux accessoires apatite, zircon, rutile, monazite et allanite. Le microcline est rarement perthitique et inclut assez fréquemment les plagioclases.

V-2.1.2 Composition chimique des feldspaths et des micas

Les feldspaths alcalins et plagioclases

Les compositions chimiques et évolutions de composition des feldspaths ont été analysées à la microsonde électronique pour les massifs G1 (Chantada & Beariz), G2 (Carballiño & Beariz), G3 (Boborás) et G4 (Ribadavia) ainsi que pour certains dykes et sills. Les résultats et les conditions analytiques sont présentés dans l'annexe B-1 et les moyennes des valeurs pour chaque granite en annexes B-2 & B-3.

Les plagioclases les plus calciques à composition très variée s'observent très nettement dans la série des granites et granodiorites *s.l.* (G1 et G4) et dans les granites G3 (*Figure V-1*). Le granite G1 de Chantada montre les compositions les plus calciques An_{22-40} (Oligoclase-Andésine) avec une moyenne à An_{29} (*Figure V-1*). Le granite G4 de Ribadavia montre des compositions An_{9-26} avec une moyenne à An_{19}. Le granite G3 de Boborás montre des plagioclases moins calciques, en moyenne An_{14}, mais avec une plus forte variation de composition An_{3-27} (Oligoclase). Le granite G1 de Beariz apparaît beaucoup moins calcique si l'on considère l'ensemble des données (An_{1-22}, moyenne An_6). Cependant la *Figure V-1* montre une répartition bimodale des compositions.

[28] La composition des tourmalines de ce leucogranite sera présentée conjointement avec les tourmalines hydrothermales.
[29] Barrera Morate *et al.* (1989) signalent également la présence locale de béryl et de topaze.

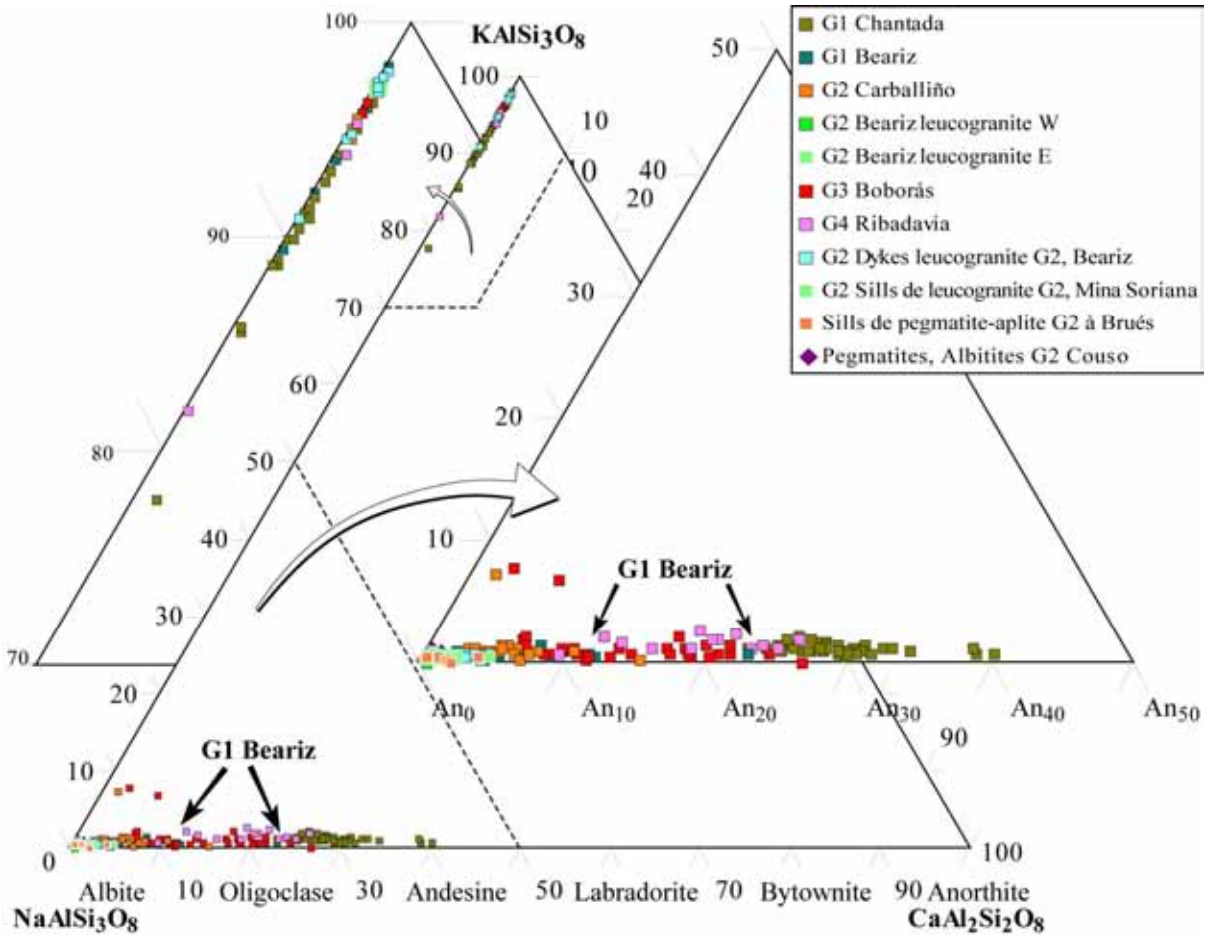


Figure V-1: *Composition chimique des feldspaths potassiques et plagioclases des granites, dykes, sills et pegmatites dans le système ternaire Albite-Orthose-Anorthite, en moles %.*

En fait, la bordure Est de ce massif est uniquement composée d'albite, alors que les analyses des zones plus internes (Ponte Inés, par exemple) montrent la présence d'albite et d'oligoclase. Si l'on ne considère que la partie interne du massif, les plagioclases montrent alors une composition (An_{3-22}, moyenne à An_{10}), plus proche de celle des granites précédents. Malgré les variations locales liées aux bandes de croissances, les traversées réalisées sur les cristaux zonés (exemple *Figure V-2*) montrent que dans tout les massifs G1, les plagioclases possèdent des cœurs plus calciques (~An_{20-30}) et des bordures plus sodiques (~An_{10-20}).

Dans le granite G2 de Carballiño, les plagioclases ont tous des compositions d'albite, en moyenne Ab_{95} avec une très faible composante anorthite (An_{2-15}). Le leucogranite de Beariz est composé d'albite presque pure, en moyenne Ab_{99}, que ce soit sur le flanc Est ou Ouest du massif. La composante anorthite est au maximum An_2. Les différents sills et dykes de leucogranite présents dans le micaschiste encaissant ou recoupant le granite porphyrique possèdent également des albites presque pures, dont la composante anorthite ne dépasse pas An_2 (annexe B-3).

Ceci est cohérent avec le fait de relier génétiquement ces réseaux de sills et dykes au leucogranite et non au faciès porphyrique (Chapitre IV).

Les compositions chimiques des feldspaths potassiques des différents granites montrent une répartition similaire à celle des plagioclases (*Figure V-1*), avec un enrichissement en composante albite des microclines, surtout pour les granites G1 Chantada (Ab_{10}) et G4 Ribadavia (Ab_9). Du fait de la faible variation possible de la composante albite dans les feldspaths potassiques, on n'observe pas de nette différence entre les autres massifs G1 Beariz, G2 Carballiño et G3 Boborás, dont les compositions des felspaths potassiques sont proches (G3 Boborás Ab_4, G2 Carballiño Ab_5 et G1 Beariz Ab_6). Les microclines des granites G1 et G4 contiennent par ailleurs des teneurs significatives en barium (0,31 pds. % en moyenne, maximum 0,92 et 0,76 pds. %).

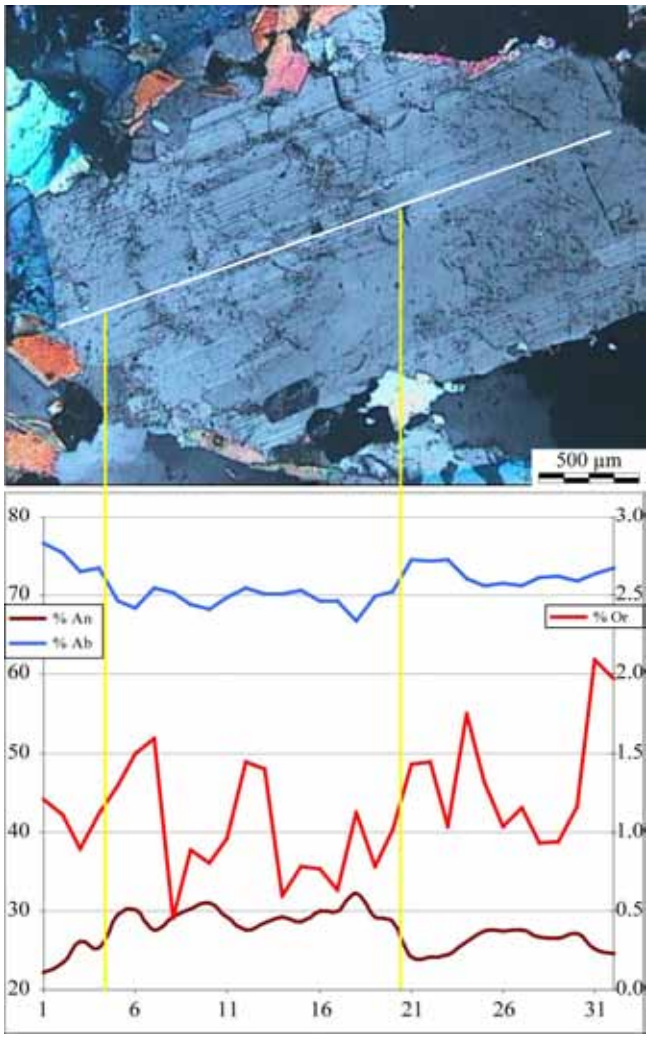


Figure V-2 : *Exemple de traversée à la microsonde électronique montrant des cœurs plus calciques et des bordures plus sodiques dans les plagioclases du granite G1 de Chantada (exprimé en mole % An, Ab, Or).*

Les micas

Les micas dioctaédriques

Les compositions chimiques et évolutions de composition des micas ont été analysées à la microsonde électronique pour les massifs G1 (Chantada & Beariz), G2 (Carballiño et Beariz), G3 (Boborás) et G4 (Ribadavia) ainsi que localement certains dykes et sills. Les résultats et les conditions analytiques sont présentés en annexe B-4 et les moyennes pour chaque granite en annexes B-5 & B-6.

Les micas dioctaédriques de l'ensemble des massifs étudiés contiennent tous une proportion de paragonite inférieure à 8 %. Il s'agit donc de micas de la série muscovite-

céladonite. Dans le diagramme binaire R^{3+} *vs* Fe+Mg+Ti+(Si-3) (Guidotti, 1984, *Figure V-3-b & c*), on observe que les micas s'alignent le long de la droite muscovite-phengite. Dans le diagramme ternaire $Al^{IV} – \Sigma(Mg+Fe_t) – Al^{VI}$ (Guidotti, 1984, *Figure V-3-a*) ces mêmes micas se disposent entre la série muscovite-ferrimuscovite et la série muscovite-phengite. Il s'agit donc de muscovites au sens large[30]. Ceci indique le fonctionnement synchrone de la substitution phengitique ($2Al^{IV} \leftrightarrow Si^{4+} + M^{2+}$) et la substitution $2Al^{IV} \leftrightarrow 3M^{2+}$. Néanmoins, il existe une importante variation entre les muscovites des différents massifs. On observe nettement que ce sont les micas du massif de Beariz (granites G1 et G2, *Figure V-3-c*) qui possèdent les compositions les plus proches du pôle phengite, alors que les muscovites de tous les autres massifs sont plus proches du pôle muscovite, avec une nette tendance à s'aligner sur le joint muscovite-ferrimuscovite. Une autre différence majeure des muscovites du massif de Beariz apparaît en considérant leur teneur en fluor (*Figure V-3-d*). Les muscovites du leucogranite sont très fluorées, en moyenne à 2,20 pds. % pour le flanc Est et 2,25 pds. % pour le flanc Ouest, contrastant très fortement avec les muscovites des massifs G1 Chantada (0,07 pds. %) et G3 Boborás (0,02 pds. %). Ces muscovites sont par ailleurs très ferrifères (0,2 a.p.u.f.). Les teneurs en fluor des muscovites du granite G1 de Beariz présentent une forte dispersion avec des teneurs entre 2,25 et 0 pds. % pour une moyenne de 0,88 pds. %. Cette moyenne n'est cependant pas trop éloignée de celle des muscovites du granite G2 de Carballiño (0,70 pds. %). Les granites G1 Chantada et G3 Boborás ont par contre des valeurs très faibles, de l'ordre de 0,05 pds. %, valeurs plus importantes pour le granite G4 Ribadavia (0,50 pds. %). Enfin, les muscovites du granite G3 de Boborás apparaissent légèrement plus riches en sodium (0,53 à 0,68 pds. %.) que celles des autres massifs (0,27 à 0,50 pds.%).

Les micas trioctaédriques

Dans le diagramme Fe+Mg+Ti+(Si-3) *vs* Al_{total} (Guidotti, 1984, *Figure V-3-b & e*) l'ensemble des micas trioctaédriques des différents granites se place sur le long du joint annite-phlogopite – sidérophyllite, à proximité du pôle Al-annite – Al-phlogopite.

[30] Dans la suite de ce chapitre, les micas dioctaédriques seront dénommés musovites, mais il s'agit bien de compositions variables et intermédiaires entre muscovite, phengite et ferrimuscovite

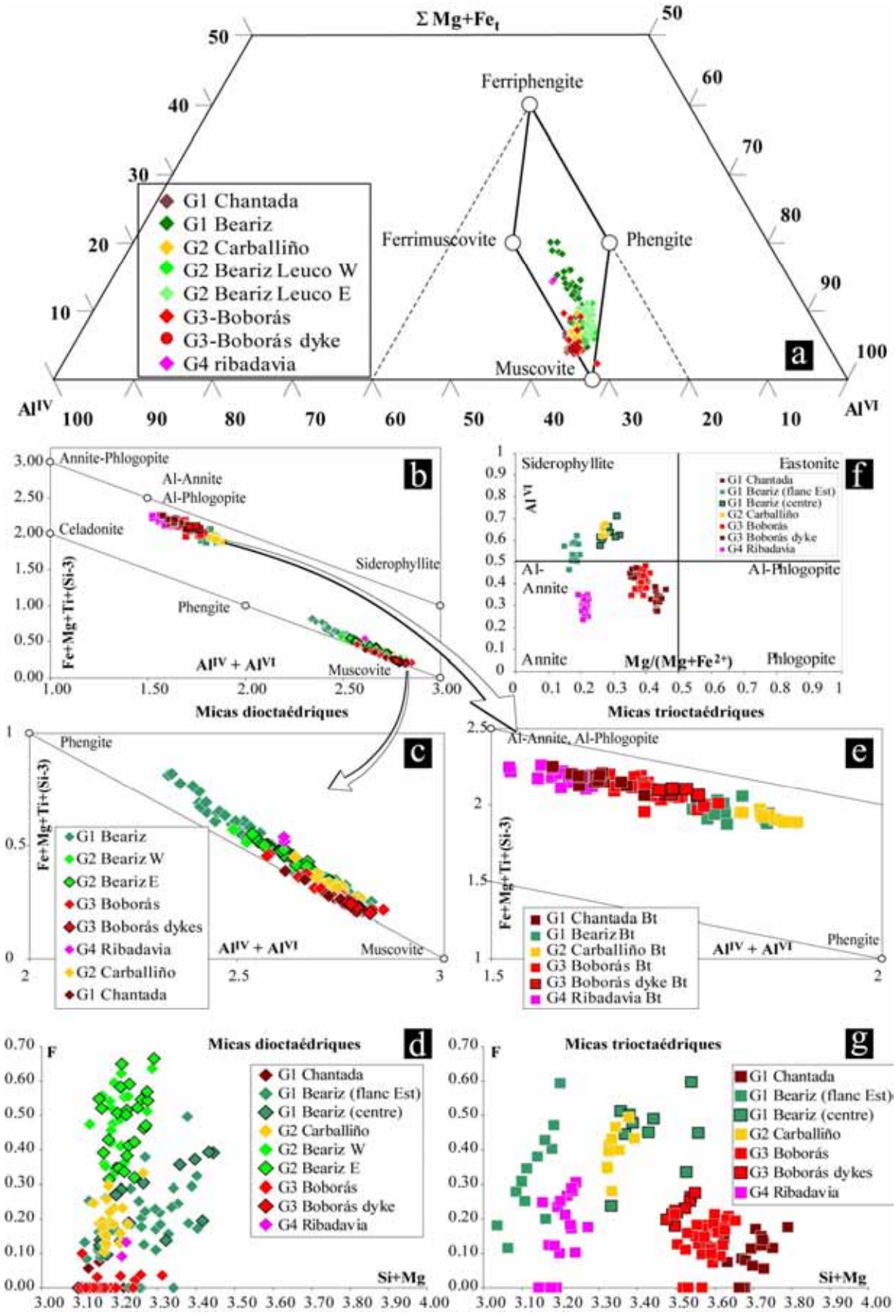


Figure V-3: *Composition chimique des micas dioctaédriques et trioctaédriques des granites G1 à G4 dans le secteur d'étude. Les valeurs sont en atomes par unité formulaire (a.p.u.f).*

Dans le diagramme Al^{VI} *vs* $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ (Guidotti, 1984, *Figure V-3-f*) on observe que toutes les biotites correspondent à des Al-annites *s.l.* et on constate une bonne discrimination des différentes compositions. Les biotites des granites G1 Chantada et G3 Boborás montrent des compositions identiques et leur fort rapport X_{Mg} (~0,4) les placent à proximité d'une composition intermédiaire entre Al-annite et Al-Phlogopite. La richesse plus importante en fer (26,15 pds. %) des biotites du granite G4 explique que les compositions sont plus proches du pôle Al-annite. Les biotites des granites G2 sont plus alumineuses et de rapport X_{Mg} intermédiaire entre G1-G3 et G4. Une nouvelle fois, le granite G1 de Beariz se singularise. On observe distinctement deux populations de compositions différentes correspondant respectivement aux analyses d'échantillons provenant du centre du massif par rapport à ceux provenant du flanc Est. Les biotites du centre montrent des compositions alumineuses similaires à celles du granite G2 Carballiño alors que celles du flanc Est montrent des compositions plus ferrifères. Cette même variation apparaît nettement dans le diagramme F *vs* Si+Mg où se marque très bien la variabilité de composition des biotites, suivant l'origine de l'échantillon (*Figure V-3-g*). On observe ainsi deux valeurs « moyennes » en Si+Mg pour la partie centrale du massif. La première valeur de cette somme est environ de 3,55 a.p.u.f.[31], similaire à celles des massifs G3 et G1. La seconde valeur est de 3,40 a.p.u.f., identique à celle pour le massif G2 de Carballiño. Enfin, les biotites du flanc Est ont une somme Si+Mg d'environ 3,15 a.p.u.f similaire à celle des granites G4. Par contre, on note que toutes les biotites du granite G1 de Beariz sont nettement plus riches en fluor (moyenne 1,53 pds. %) que celles des autres granites G1 (0,38 pds. %), des G3 (0,54 pds. %) et des G4 (0,50 pds. %). Toutefois, ces valeurs sont comparables à celles du granite G2 de Carballiño (moyenne 1,58 pds. %). On note enfin que les biotites des dykes de granite de Boborás (moyenne 0,93 pds. %) semblent plus enrichies en fluor que celles du granite de même nom (moyenne 0,54 pds. %)

V-2.1.3 Estimations thermométriques

Les travaux expérimentaux de Monier & Robert (1986) ont montré la corrélation entre la température et la substitution phengitique dans les micas dioctaédriques ainsi que la corrélation entre la substitution biotitique et la température dans les micas trioctaédriques. Ces corrélations substitutions-température permettent d'estimer les températures de cristallisation

[31] atomes par unité formulaire.

des micas. Cette méthode a été appliquée sur les micas des granites étudiés, les résultats sont présentés *Figure V-4*.

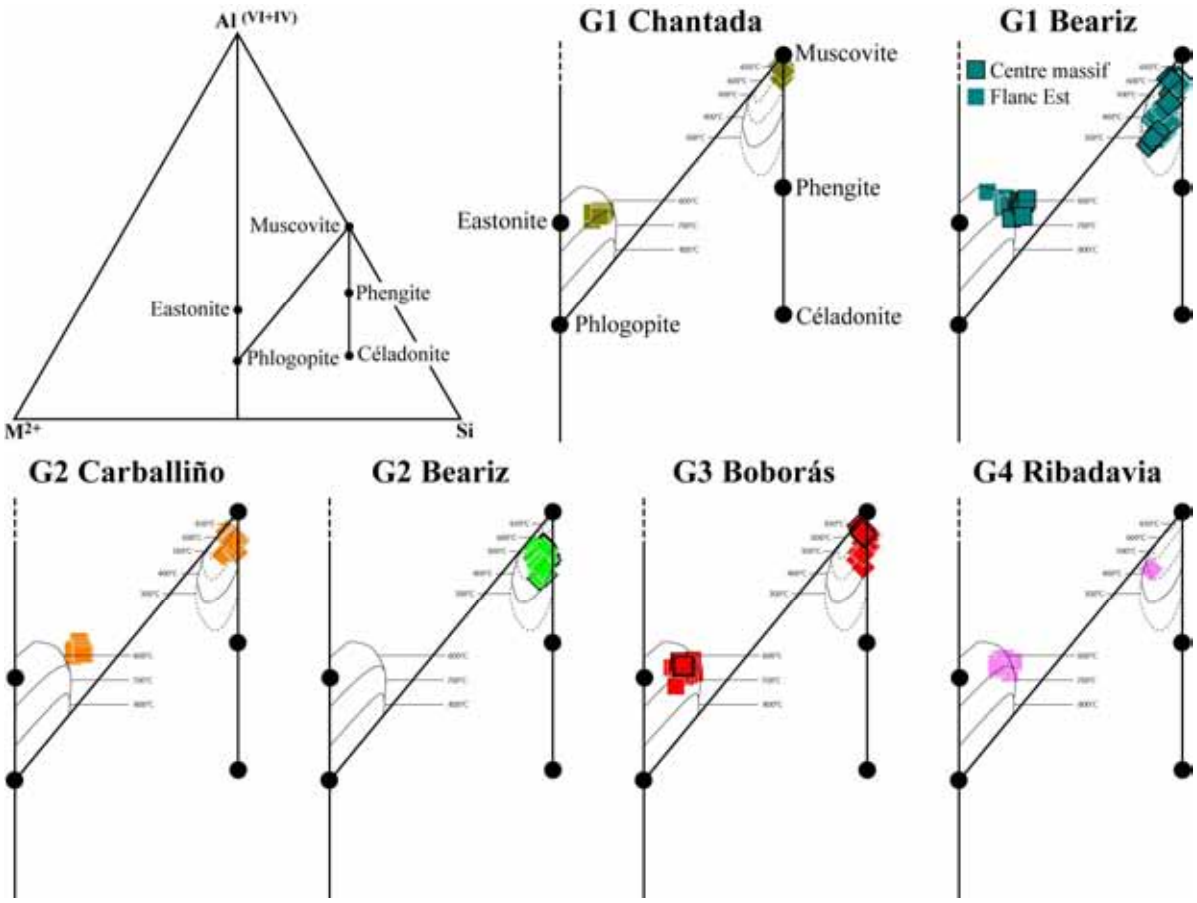


Figure V-4 : *Composition des micas dioctaédriques et trioctaédriques dans le système M^{2+} -Al_{total} – Si avec les champs de température de formation des différentes compositions de Monier & Robert (***1986***).*

Granite G1 de Chantada

Les muscovites de ce massif fournissent des températures entre 550 et plus de 650°C. Cependant, la majorité de ces micas fournissent une température supérieure à 600°C. Ces données sont très cohérentes avec les températures fournies par les biotites, lesquelles sont très regroupées vers 650-700°C. Ces estimations de températures de cristallisation des micas sont totalement compatibles avec des températures magmatiques.

Granite G1 de Beariz

Les muscovites de ce massif montrent un très important étalement des températures de 600°C jusqu'à 350°C. Cet étalement ce produit aussi bien pour les micas provenant des parties centrales du massif que ceux du flanc Est. Les biotites montrent également un étalement plus restreint des températures allant de 700°C à moins de 600°C. On remarque que

les températures les plus basses sont enregistrées par les micas provenant du flanc Est du massif. Si les températures les plus hautes (~600°C) sont compatibles avec des températures magmatiques, de nombreux points montrent des températures trop faibles pour être considérées comme magmatiques. Ceci démontre que le granite G1 de Beariz a subi une importante perturbation thermique et/ou fluide, qui apparaît très pénétrative car enregistrée jusqu'au centre du massif.

Granite G2 de Carballiño

Les muscovites indiquent des températures entre 650 et 500°C. Ces températures sont cohérentes avec les températures de l'ordre de 600°C fournies par les biotites. Ces estimations sont compatibles avec des températures de cristallisation de granites à deux micas.

Leucogranite G2 de Beariz

Les températures fournies par les seules muscovites du leucogranite des flancs Ouest et Est du massif s'échelonnent sur une plage de températures assez large entre 600 et 400°C. On n'observe pas de différence de température entre les deux flancs. Bien que ces températures soient en partie compatibles avec des températures de cristallisation de leucogranites évolués (le solidus du magma peut être abaissé jusque sous 600°C dans le cas de leucogranites riches en bore et/ou fluor, Pichavant & Manning, 1984 et voir Chapitre I), les températures les plus basses et l'étalement des températures (massif de petite dimension) suggèrent que ce leucogranite pourrait avoir subi des perturbations thermiques et/ou fluides enregistrées par les muscovites.

Granite G3 de Boborás

Les muscovites du granite indiquent une plage de températures assez large entre 600 et 450°C. Les mêmes micas prélevés dans des dykes granitiques montrent par contre un très bon regroupement entre 650 et 600°C. Cette plage de températures estimée est exactement identique pour les biotites provenant de ces mêmes dykes. Par contre ces mêmes micas provenant du granite indiquent des températures entre 600 et 750°C. Les différences de températures entre les dykes et le granite, et les températures de l'ordre de 450°C pourraient suggérer une perturbation thermique et/ou fluide partielle des muscovites du granite.

Granite G4 de Ribadavia

Les quelques analyses de muscovites fournissent des températures de 500 à 550°C qui apparaissent divergentes des températures entre 700 et 600°C des biotites. Ceci pourrait

suggérer une perturbation partielle thermique et/ou fluide du granite marquée par les muscovites, mais le faible nombre d'analyses de muscovites ne permet pas d'affirmer cette hypothèse.

V-2.1.4 Bilan sur l'étude minéralogique des granites

Les granites G1, G3 et G4 ont en commun : i) une proportion de biotite supérieure à la muscovite ; ii) des feldspaths plagioclases zonés à cœur calcique à composition moyenne oligoclase ; iii) des feldspaths potassiques contenant une proportion significative d'albite.

Le granite G1 de Beariz diffère des granites G1 Chantada, G3 et G4 par : i) la présence d'albite en plus de l'oligoclase ; ii) des biotites et muscovites nettement plus riches en fluor.

Les granites G3 diffèrent des granites G1 et G4 par : i) une fabrique pas ou peu porphyrique ; ii) une composition de l'oligoclase moins riche en composante anorthite ; iii) une plus grande richesse en sodium des biotites. Ils ont en commun avec le granite G1 de Chantada des compositions de micas très similaires.

Les granites G2 ont en commun : i) des fabriques peu ou pas porphyriques ; ii) une proportion de muscovite supérieure à la biotite ; ii) des feldspaths plagioclases à composition d'albite très proche du pôle pur ; iii) des micas enrichis en fluor.

Le leucogranite de Beariz apparaît comme un granite très sodique, essentiellement composé d'albite (une seule composition de feldspath potassique obtenue). Il s'agit donc d'un leucogranite fin albitique à muscovite-grenat-tourmaline riche en phosphore (nombreuses apatites) et totalement dépourvu de zircon et monazite. Ces caractéristiques sont celles d'un granite très évolué qui pourrait correspondre au terme le plus évolué de la génération de granites G2.

Le granite porphyrique G1 de Beariz est très particulier, partageant à la fois des caractères des granites G1-G3-G4 et des caractères des granites G2. Les estimations de températures réalisées à partir des micas montrent que ce granite a subi des perturbations. Le fait que ce granite soit recoupé par un leucogranite G2 auquel sont spatialement associées des minéralisations hydrothermales pourrait être à l'origine de ces perturbations thermiques et/ou fluides. Considéré dans son ensemble (faciès G1 et G2), le massif de Beariz se distingue de tous les autres massifs par la richesse en fluor de ses micas.

Le granite G3 de Boborás montre le plus de similitudes minéralogiques avec les granites G1. Il est très différent des granites G2. Il faut aussi noter que les muscovites ont la particularité d'être les plus riches en sodium de la zone d'étude et que les biotites possèdent également des teneurs en sodium parmi les plus importantes de tous les granites.

Enfin, les estimations de température semblent indiquer que les massifs de Beariz (G1 et G2) et G3 de Boborás ont subit des perturbations thermiques et/ou fluides, enregistrées dans les muscovites. Il faut noter que ces massifs sont ceux auxquels des minéralisations hydrothermales sont spatialement associées. Cependant, le massif G4 de Ribadavia pourrait également avoir subi des perturbations plus difficiles à expliquer, mais ceci demande confirmation.

V-2.2 Géochimie des granites

V-2.2.1 But et méthodes de cette étude

Des analyses ICP-AES et ICP-MS ont été réalisées sur les granites G3 et le massif composite G1-G2 de Beariz, hôtes des deux types de minéralisations. Une synthèse bibliographique de données d'analyses chimiques des différents types de granites est également présentée, à titre de comparaison. Les analyses chimiques sont présentées en annexe C-1. La synthèse bibliographique de la chimie des différents types de granites à l'échelle régionale, des granites G3, et des granites du massif de Beariz est présentée en annexe C-2. Les compositions chimiques des granites seront discutées au travers de diagrammes pour les éléments majeurs, mineurs et traces.

V-2.2.2 Composition en éléments majeurs

Le report des analyses réalisées et de la bibliographie dans le diagramme R1-R2 de De la Roche *et al.* (1980) (*Figure V-5*) montre que, régionalement, les massifs G1 à G4 sont essentiellement des granites *s.l.* Les massifs G1 sont en général constitués de monzogranites et granodiorites, et quelques analyses indiquent la présence d'enclaves de monzodiorite et tonalites. Les massifs G2 sont essentiellement des syénogranites, mais quelques enclaves possèdent des compositions monzogranitique à granodioritique-tonalitique. Les inclusions magmatiques sombres sur le flanc Est du massif G2 de La Estrada-Cerdedo (Chapitre III) représentent vraisemblablement dans le secteur d'étude ce type de composition extrême dans les massifs G2. Les granites G3 (Boborás et Irixo) montrent un bon regroupement dans le champ des monzogranites. Les granites G4 montrent des compositions assez variées depuis des syénogranites à des granodiorites. Des enclaves ont des compositions de tonalite et gabbro. Dans le secteur d'étude, les analyses de Barrera Morate *et al.* (1989) indiquent que les massifs G1 de Chantada et Avión ont une composition essentiellement monzogranite et que le massif G4 de Ribadavia a une composition entre monzogranite et syénogranite. Le massif G1

de Beariz montre une composition variable suivant les analyses entre monzogranite et syénogranite.

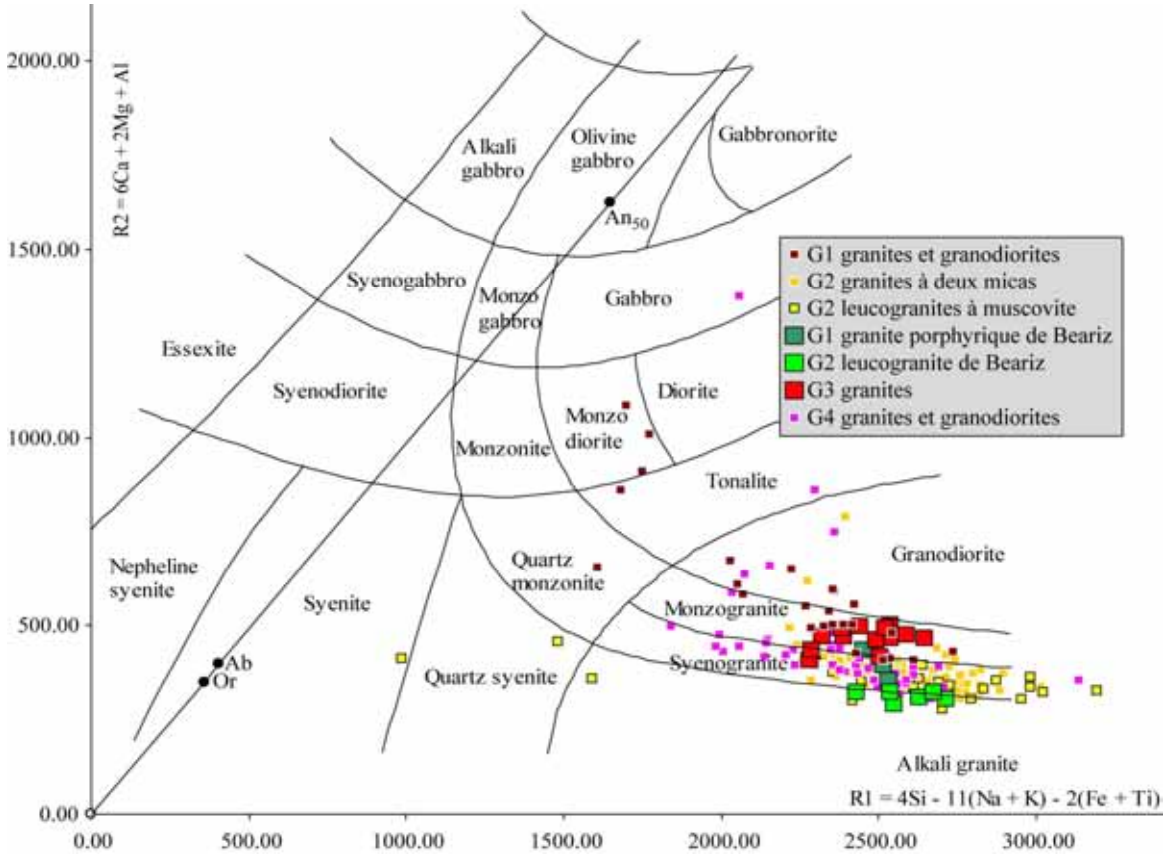
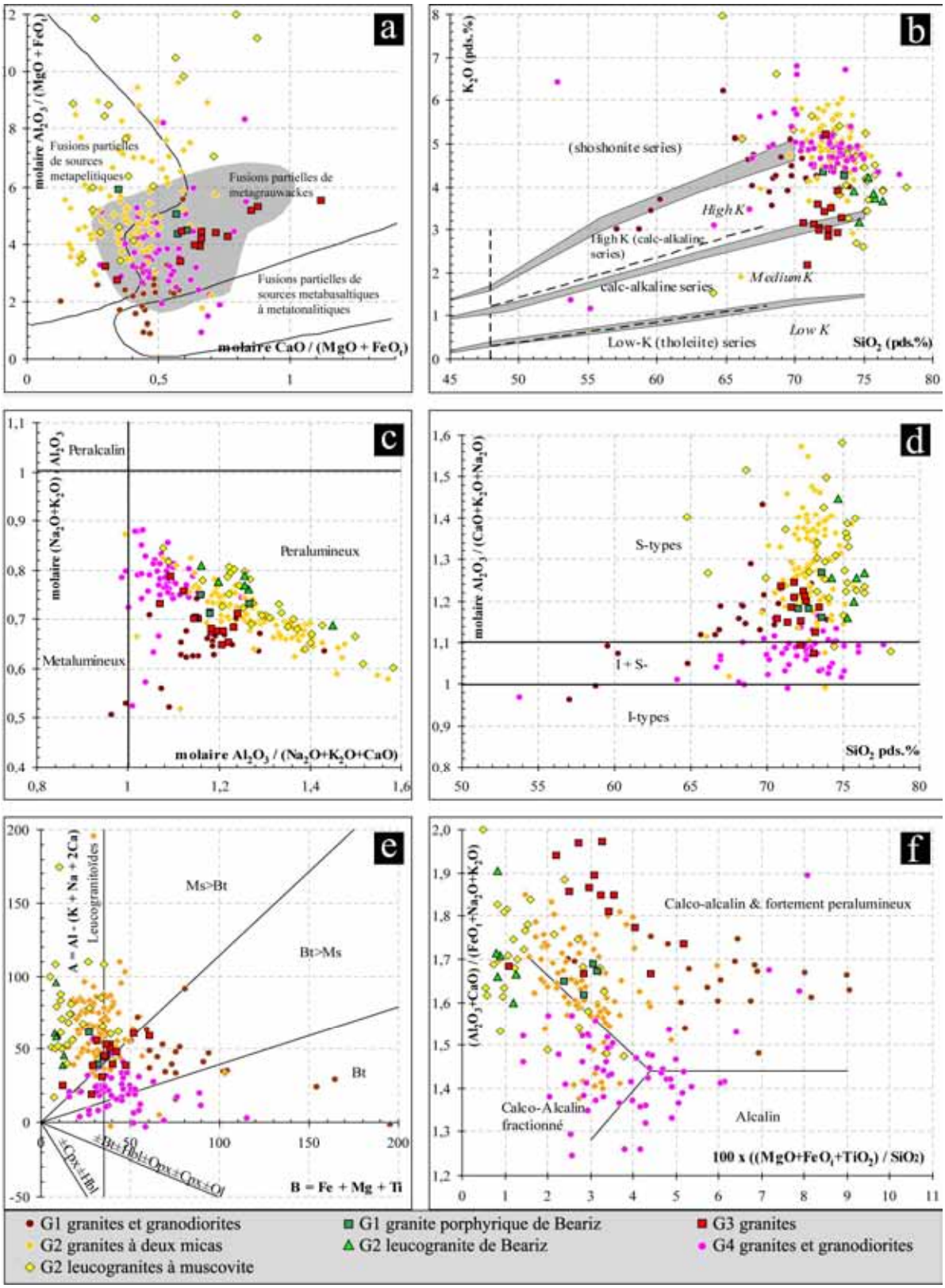


Figure V-5 : *Répartition des compositions des différentes générations de granitoïdes du NW Ibérique et de la zone d'étude dans la classification des roches plutoniques utilisant les paramètres R1 et R2 (De la Roche et al.,* **1980***) calculés en millications.*

L'ensemble des différentes générations de granites montre un caractère nettement peralumineux (*Figure V-6-c & d*). La génération de granites la moins peralumineuse est celle des massifs G4, dont le rapport molaire A/CNK est essentiellement compris entre 1 et 1,15. Ces granites G4 correspondent à la fois aux types I et S de Chappell & White (1974, 1992). Sans considérer les enclaves de tonalites des granites G1, ceux-ci montrent un rapport A/CNK entre 1,05 et 1,25, similaire à celui des granites G3.

Figure V-6 : *(Ci-contre) composition en éléments majeurs des différentes générations de granitoïdes du NW Ibérique et des granites du secteur d'étude. a) diagramme molaire $Al_2O_3/(MgO + FeO_t)$–$CaO/(MgO + FeO_t)$ de Altherr et al. (***2000***), avec champs de composition de liquides partiels dérivant d'expériences de fusion-déshydratation de différents types de roches sources. ; b) Diagramme K20 vs SiO2 (pds. %) avec champs de subdivision des roches subalcalines de Le Maitre et al. (***1989***); Rickwood (***1989***) ; c) Diagramme d'indice de saturation en aluminium ; d) Diagramme d'indice de saturation en aluminium versus SiO2 (pds. %) avec les champs des granites de type S, S+I et I de Chappell & White (***1992***) ; e) diagramme multicationique A-B de*

*Debon & Le Fort (**1983**) ; f) Diagramme de discrimination des granites orogéniques en éléments majeurs de Sylvester (**1989**).*



Ces massifs G1 et G3 montrent donc également un caractère mixte, à la fois de types I & S, mais majoritairement de type S. Les rapports A/CNK des massifs G2 sont plus élevés,

essentiellement entre 1,15 et 1,45 qui les placent très nettement dans le champ des granites de type S.

Les analyses chimiques retranscrivent très correctement les richesses relatives en ferromagnésiens et oxydes dans le diagramme multications A-B de Debon & Le Fort (1983) (*Figure V-6-e*). On observe ainsi une augmentation du paramètre B avec la succession des granites G2 (à Ms>Bt), G3 (Bt>Ms) et G1-G4. La relation inverse avec l'augmentation du caractère alumineux est marquée par le paramètre A.

Les diagrammes de Le Maitre *et al.* (1989) (*Figure V-6-b*) et de Sylvester (1989) (*Figure V-6-f*) montrent le caractère particulier des granites G3. En effet, bien que l'ensemble des granites ait une tendance calco-alcaline, le granite G3 est lui nettement calco-alcalin, possèdant la plus faible teneur en potassium (3,16 pds. % K_2O) et parmi les plus fortes teneurs en sodium (4,29 pds. % Na_2O) et calcium (1,36 pds. % CaO). Les granites G3 appartiennent donc à la série moyennement potassique de Le Maitre *et al.* (1989) et à la série calco-alcaline de Rickwood (1989), alors que les autres massifs appartiennent à la série fortement potassique. Le caractère particulier des granites G3 par rapport aux autres générations est également bien mis en évidence dans le diagramme molaire $CaO/(MgO+FeO_t)$ versus $Al_2O_3/(MgO+FeO_t)$ de Altherr *et al.* (2000). Dans ce diagramme, les granites G3 se distinguent des granites G2 par leur caractère plus calcique et des granites G1 et G4 par leur caractère plus alumineux. Ce diagramme propose également une estimation sur les sources possibles des magmas et suggère que les granites G3 pourraient être issus d'une fusion partielle d'une source unique de type métagrauwackes ou d'un mélange à partir de deux sources : un magma issu d'une source métabasaltique-métatonalitique avec un magma issu d'une source métapélitique. Ces deux hypothèses pourraient effectivement expliquer les caractères « mixtes » des granites G3. La présence d'enclaves magmatiques ovoïdes sombres (tonalitiques ?) au sein du massif G3 d'Irixo (Chapitre III) est plutôt en faveur d'une hypothèse de deux sources.

V-2.2.3 Compositions en éléments en traces

Dans un but de comparaison, les moyennes de compositions en éléments traces des granites ont été normalisées à la moyenne de composition des granites G2. Cette normalisation est présentée *Figure V-7*. Elle fait immédiatement ressortir d'importantes anomalies pour le leucogranite G2 de Beariz. Par rapport aux autres granites G2 (*e.g.* Carballiño), il est enrichi en Be (x 12), Bi (x 8), Cs, Ge, Nb, Rb, Sn et surtout Ta (x 25, 42,67 ppm). Si cet enrichissement en ces éléments est en partie compatible avec un enrichissement

magmatique d'un granite albitique spécialisé (*e.g.* Sn en moyenne à 70,34 ppm et valeurs jusqu'à 105,5 ppm), il apparaît néanmoins qu'au moins une partie de ces enrichissements en éléments mobiles soit le résultat de circulations de fluides tardi magmatiques à hydrothermales. Des circulations de fluides enrichis en ces métaux sont compatibles avec les fluides responsables de la formation de minéralisations de type Sn-W, présentes sur le flanc Est du massif.

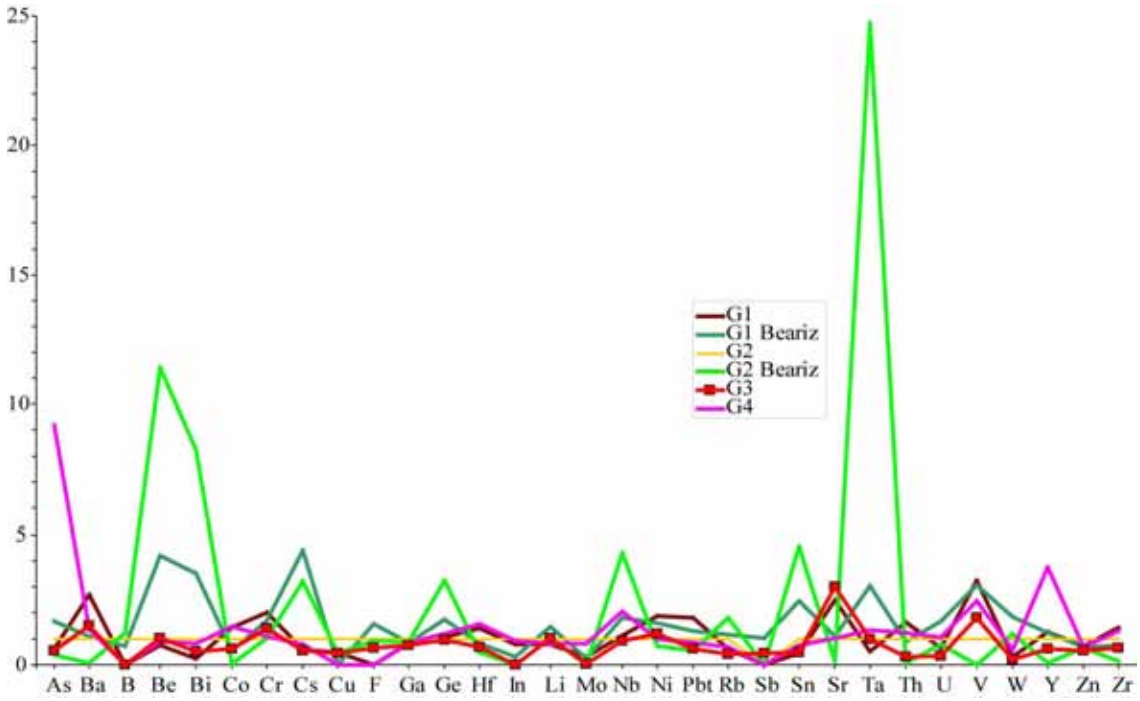


Figure V-7 : *Normalisation des moyennes en éléments traces des granites G1, G2 Beariz, G3 et G4 à la moyenne de composition des granites G2 (hors G2 Beariz). Les données utilisées sont en annexe C-2. Les données de normalisation manquantes pour Cu, Mo et Sb sont issues de la moyenne en ces éléments dans les granites, d'après les données de Govindaraju (***1994***) et Taylor & Mc Lennan (***1985***).*

Les granites G1, G3 et G4 sont en général peu enrichis en divers éléments par rapport aux granites G2. Les richesses, relatives, s'expriment surtout pour V, Sr, Ni, Nb, Cr et Ba. Les rapports de normalisation des granites G1 et G3 montrent une assez bonne corrélation, mais on observe que les granites G3 sont particulièrement appauvris, notamment en éléments de la croûte continentale supérieure (W, U, Th, Sn, Rb, *etc.*) par rapport aux autres générations de granites. Ils montrent aussi un enrichissement relatif en Ba, Cr, Ni, Sr, V et Sb. Les granites G1 sont relativement plus enrichis en Th, Sr, Ni, Cr et Ba que les granites G4 et corrélativement ces derniers sont relativement plus enrichis en Y, U, Ta, Nb, Bi et As. Ceci pourrait suggérer une contribution de magma profond et basique dans les granites G1.

Le granite G1 de Beariz apparaît toujours aussi singulier : il montre un enrichissement relatif similaire à celui des granites G1-G4 en Y, V, Pb, Ni et Hf mais également de très

nombreux points commun avec le leucogranite G2 qui le recoupe, notamment par ses forts enrichissements relatifs en Be, Bi, Cs, F, Ge, Nb, Sn et Ta. Ces éléments sont compatibles avec l'hypothèse d'un granite G1 fortement perturbé chimiquement par des fluides et/ou la mise en place du leucogranite de Beariz.

Les éléments en traces Rb, Ba et Sr sont communément utilisés comme marqueur de phénomène de différenciation et traceurs de séries magmatiques (*e.g.* El Bouseily & El Sokkary, 1975). Dans le diagramme Ba-Rb-Sr (*Figure V-8-a & b*), les granites G1 se placent dans le champ des granites anormaux. D'après El Bouseily & El Sokkary (1975) cela indiquerait qu'il peut s'agir de granites métasomatisés ou de granites issus de mélanges de magmas. Du fait de la présence de nombreuses enclaves de tonalites dans ces granites, la seconde hypothèse est à privilégier. Les granites G4 forment un alignement depuis le champ des granites jusqu'au champ des granites fortement différenciés.

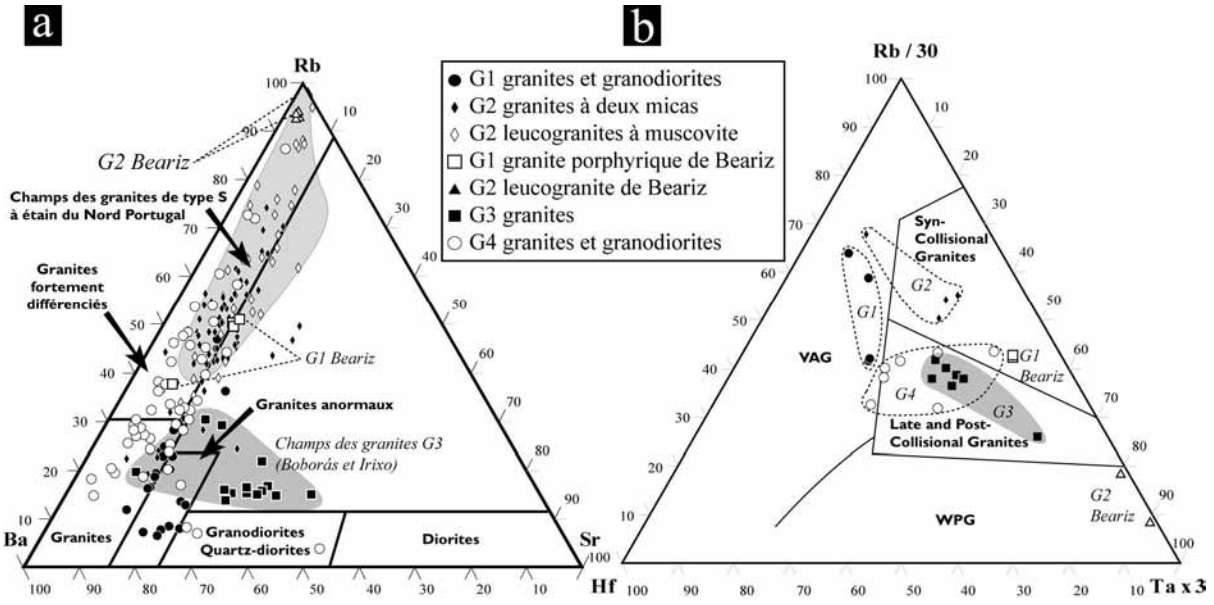


Figure V-8 : *Répartition des différents types de granites dans les diagrammes ternaires Ba-Rb-Sr et Hf-Rb/30-Tax3. a) champs des différents granitoïdes, d'après El Bouseily & El Sokkary (***1975***) et champ des granites de type S à étain du Nord du Portugal d'après Neiva (***2002***) ; b) Diagramme Hf-Rb/30-Tax3 d'interprétation de contexte tectonique de mise en place des granites, d'après Harris et al. (***1986***). (VAG : granites d'arc volcanique, WPG : granites intraplaques anorogéniques)*

Les différentes compositions de ce magmatisme G4 pourraient être le résultat d'une différenciation depuis des magmas à composition granodioritique vers des magmas à composition de granites à deux micas. La source de ces magmas pourrait être différente de celle des granites G1. Les granites G2 montrent un long alignement dans le champ des granites fortement différenciés. Ceci doit résulter du fractionnement progressif d'un même magma. On remarque que ces granites G2 occupent exactement le même champ que les

granites à étain du Nord du Portugal. Le granite G1, une nouvelle fois, montre une répartition très variable, une proche des granites G4 et une seconde proche des granites G2. Le granite G2 occupe une position anormale au niveau du pôle Rb. La très forte teneur en rubidium (moyenne de 621 ppm) montre une concentration du rubidium mobile dans les fluides, lesquels ont fortement perturbé le leucogranite G2 de Beariz.

Le diagramme Hf – Rb/30 – Tax3 de Harris *et al.* (1986) (*Figure V-8-b*) permet une interprétation du contexte tectonique de mise en place des différents granites à partir de leur composition en ces éléments. Les granites G1 apparaissent dans le champ des granites d'arc volcaniques. Ils apparaissent cependant assez proches du champ des granites syn-collisionel, ce qui est cohérent avec les observations de terrain (Chapitre III). Un phénomène de mélange de deux magmas dans ces granites pourrait expliquer leur position hors du champ syn-collisionnel. Les granites G2 se placent majoritairement dans ce même champ, ce qui est cohérent avec les observations de terrain. Les granites G3 et G4 se localisent dans le champ des granites tardi et post-collisionnels. La faible déformation des massifs G3 mais leur alignement Nord-Sud et le contrôle tectonique régional qu'ils subissent sont effectivement cohérents avec un caractère tardi-collisionnel. Les granites G4 qui recoupent les structrures D3, ont une forme subcirculaire et n'apparaissent pas déformés. Un caractère tardi à post-collisionnel est cohérent. Du fait des fortes perturbations du massif de Beariz (fort enrichissement en Ta), leur position dans ce diagramme ne doit pas être interprétée.

V-2.2.4 Spectres de Terres Rares

Les spectres de terres rares et les spidergrammes des différents granites sont présentés *Figure V-9*. Le spectre de terres rares des granites G3 ne montre pas d'anomalie en europium à la différence de tous les autres granites qui possèdent une anomalie négative. De même, les spidergrammes des granites G3 ne montrent pas d'anomalie en strontium alors que tous les autres granites possèdent une anomalie négative. Ceci indique qu'il n'y a pas eu de plagioclase résiduel dans la source ni de fractionnement du plagioclase lors de l'ascension des magmas G3, et qu'ils se sont mis en place rapidement après la production de magma dans la source. Inversement, tous les autres magmas ont subi un fractionnement du plagioclase. Les spectres de terres rares des granites G2 montrent un appauvrissement en terres rares lourdes qui pourrait être attribué à la présence de grenat dans la source. Ceci est compatible avec la fusion partielle de métapelites métamorphiques à grenat comme source de ces granites. Les granites G1 et le granite G1 de Beariz montrent des spectres et des spidergrammes très similaires, ce qui est cohérent avec l'attribution du granite porphyrique à biotite dominante de

Beariz à la série G1. Les granites G4 montrent un enrichissement en terres rares lourdes qui pourrait être compatible avec la présence de grenat ou de phosphates à terres rares lourdes dans ces granites. Les spectres et spidergrammes sont par ailleurs relativement similaires à ceux des granites G1. Les spectres de terres rares et spidergrammes du leucogranite G2 sont totalement anormaux. Les terres rares lourdes montrent un effet tétrade indiquant que le magma initial de ce granite a interagi avec un fluide dont le résultat est un granite lessivé et enrichi en différents éléments par cet interaction fluide-magma (concentrations en rubidium, tantale, uranium et niobium mobiles alors que les éléments immobiles, comme l'hafnium ont été conservés).

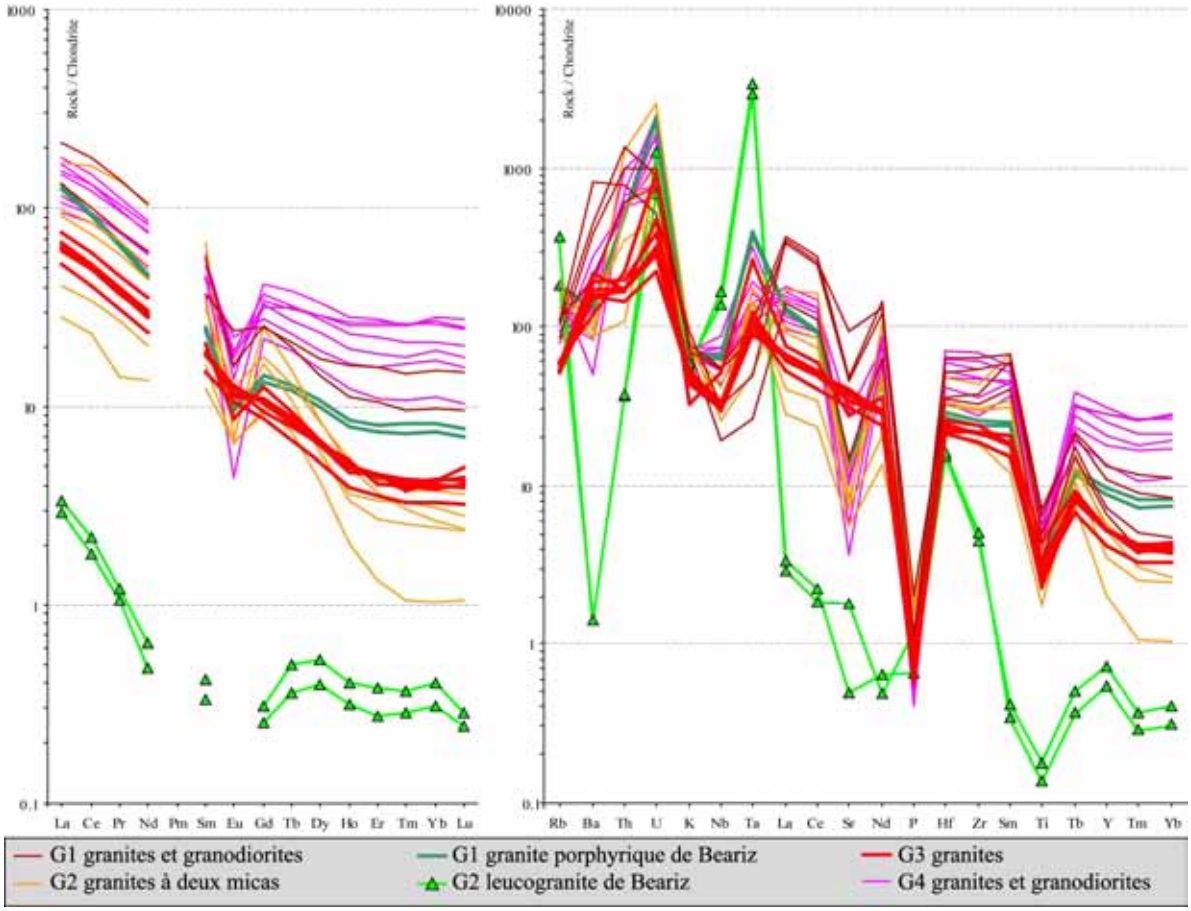


Figure V-9 : *Spectres de Terres Rares et spidergrammes des différentes générations de granites normalisés aux chondrites. Les valeurs de normalisation sont issues de McDonough & Sun (***1995***)*

V-2.2.5 Bilan sur la géochimie des granites

Cette étude géochimique montre que les granites de la zone d'étude sont des granites peralumineux, essentiellement de composition monzogranitique à syénogranitique. Les granites G3 diffèrent des autres granites par leur caractère calco-alcalin plus faiblement potassique, leur fort appauvrissement dans la majorité des éléments à affinité de croûte

continentale supérieure, leur enrichissement (très relatif) en Ba, Cr, Ni, Sr, V et Sb, l'absence de fractionnement du plagioclase qui suggère une montée et une mise en place très rapide des magmas. Les compositions contrastées en éléments majeurs, la position dans le diagramme Ba-Rb-Sr, la concentration (relative) en éléments Ba, Cr, Ni, Sr, V, Sb et la présence d'enclaves magmatiques sombre dans le granite d'Irixo excluent une source purement métapélitique et suggère que les granites G3 sont issus du mélange de deux sources de magma, une profonde, donnant le caractère calco-alcalin et éléments associés, et une plus superficielle donnant le caractère peralumineux de type S dominant. Il s'agit donc de granites « mixtes » S et I, peralumineux et réduits[32]. Du fait de leurs caractéristiques, une des sources de ces granites pourrait être une amphibolite (com. pers. S. Fourcade).

Les granites G2 contrastent très fortement avec les précédents. Il s'agit de granites et leucogranites enrichis en éléments de la croûte continentale supérieure, probablement issus de la fusion partielle de métapelites à grenat. Le granite G2 de Beariz est un granite leucogranite albitique à muscovite-tourmaline-grenat à Sn-Ta-Nb. Ce granite pourrait représenter un des membres les plus évolués de la série G2. Même si une part de l'enrichissement en ces éléments pourrait être liée à des circulations de fluides tardi-magmatiques à hydrothermaux, il s'agit d'un granite spécialisé (jusqu'à 105 ppm Sn, 0,11 % F, *etc.*) dont la présence devra être prise en compte dans la genèse des minéralisations Sn-W situées structuralement juste au dessus de celui-ci. Ce granite de Beariz constitue donc un troisième type de gisement (non économique) à minéralisation Sn-Ta-Nb disséminée.

Bien que le granite G1 de Beariz montre un caractère géochimique très complexe, les éléments majeurs, en traces et les terres rares montrent à chaque fois des caractéristiques des granites G1 et de granites G2. L'enrichissement en F, Be, Ta, Sn de ce granite et sa signature chimique perturbée s'expliquent clairement par les perturbations engendrées par son recoupement par le leucogranite et par les effets des circulations de fluides minéralisateurs tardi-magmatiques et/ou hydrothermaux.

Le résultat principal de cette étude est de montrer clairement que les deux types différents de granites, G2 et G3, hôtes respectifs des minéralisations Sn-W et Au, sont très différents.

[32] : L'étude ASM a en effet montré l'absence de magnétite, et l'appartenance de ces granites à la série à Ilménite.

V-3 Les minéralisations

V-3.1 Les minéralisations filoniennes aurifères des mines de Brués

Ainsi que vu au Chapitre IV , les minéralisations aurifères se présentent sous la forme de filons de quartz polyphasés à cinématique en faille normale, localisés dans des dykes granitiques. La minéralisation s'observe également dans des fentes de tension en échelon normal également vers le Nord. Un ensemble de sills d'aplite et pegmatite rattachés au granite G2 de Carballiño est présent et recoupé par les dykes granitiques G3. Ces aplites-pegmatites précoces sont à quartz-feldspath-muscovite-tourmaline-grenat. Elles induisent la formation de tourmaline dans le micaschiste à leur contact immédiat. Hormis la composition des micas et des tourmalines situées à leur contact, la minéralogie de ces pegmatites G2 précoces ne sera pas détaillée.

V-3.1.1 Successions paragénétiques et assemblages texturaux des filons et veines

Le stade I – Le remplissage majeur siliceux des fentes de tension, veines et filons

Ce stade correspond à l'évènement d'ouverture et remplissage majeur des fentes de tension, veines de cisaillement et filons[33]. Le quartz Q1 qui forme l'essentiel de ce remplissage apparaît sous la forme d'un macro-quartz blanc déformé, riche en inclusions fluides (voir Chapitre IV). Dans certaines fentes de tension et veines non cisaillées, le quartz Q1 adopte un caractère géodique avec des cristaux automorphes pluricentimétriques perpendiculaires aux épontes. Dans la phase de dépôt la plus précoce de ce quartz, on observe assez fréquemment la présence de microcline et apatite automorphe. Des muscovites « en frange », c'est-à-dire perpendiculaire aux épontes sont présentes plus ou moins dans le quartz Q1, de même que plus rarement des tourmalines, au contact entre l'encaissant et les veines. Il faut noter également que les dykes granitiques comportent très localement des faciès sous la forme de poches ovoïdes riches en quartz et feldspath potassique. Ce quartz apparaît en tout point identique au quartz Q1 mais n'est pas présent dans une structure filonienne. Par ailleurs, la présence de scheelite incluse dans le quartz (Q1 ?) est reportée par Asensio Pérez *et al.*

[33] Nous réalisons ici une distinction entre veines de cisaillement et filons. Les filons sont également des veines de cisaillement à cinématique principalement normale mais de puissance supérieure ou égale à 1 mètre. Nous utilisons le terme de veine de cisaillement essentiellement pour des veines déformées de puissance inférieure à 50 cm. Cette distinction est arbitraire et réalisée uniquement pour distinguer les structures exploitées des structures inexploitées, plus petites.

(2000) et signalée également comme relativement rare, incluse dans le quartz Q1, par Gerbeaud (2002).

La scheelite a été localisée en repérage avec la lampe de Wood. Nous ne l'avons pas observé à l'échelle microscopique et il faut noter que l'apatite réagit également fortement à la lampe de Wood et que la scheelite pourrait être liée aux pegmatites-aplites précoces G2 recoupées par les dykes de granite et les minéralisations. Bien que nécessitant d'autres vérifications, nous admettrons, pour la séquence paragénétique, la présence rare de scheelite dans le quartz Q1.

Le continuum de déformation affectant les filons provoque la formation de fractures d'ouvertures, interprétées comme des micro pull-aparts au sein des filons (*Figure V-1-a* et Chapitre IV) dans lesquels se met en place un mésoquartz subautomorphe Q2a. Dans les zones très déformées des veines de cisaillement, le quartz Q2a possède un habitus en fibres très allongé interprété comme attestant de son caractère syn-déformation (Chapitre IV). Ce quartz Q2a est également observé au cœur des fentes de tension où il forme des amas imbriqués entre les quartz Q1. Ce quartz présente la particularité d'inclure fréquemment de nombreuses aiguilles de tourmaline de 3 à 10 µm de section ainsi que localement des muscovites ou d'être associé à des muscovites (*Figure V-10-b*).

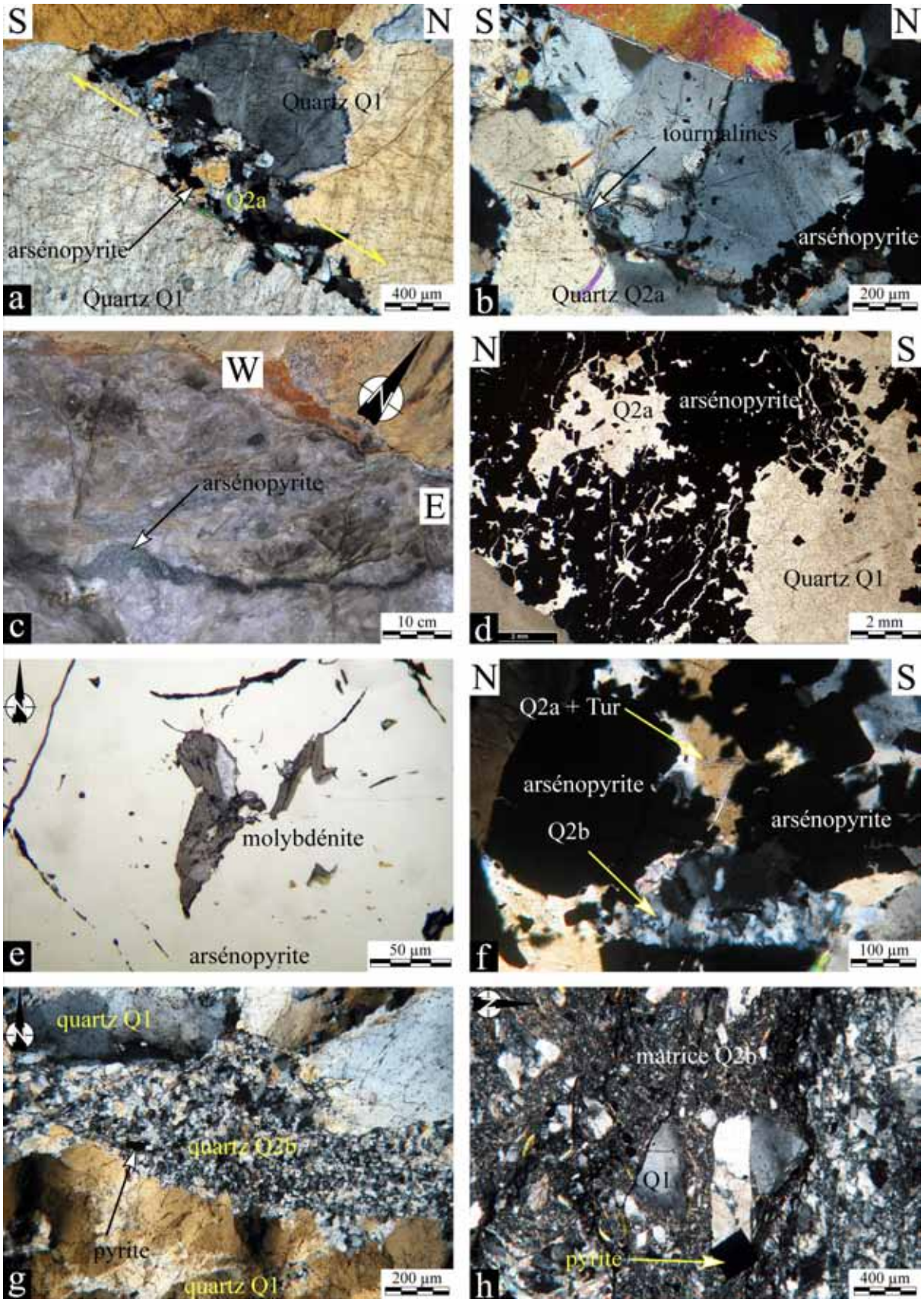


Figure V-10 : *Structures et textures représentatives des stades I et II des minéralisations aurifères des mines de Bruës. a) petit amas de quartz Q2a à tourmaline avec arsénopyrite au joint de grains Q1 et Q2a. La formation de cet amas Q2a est interprétée en terme d'ouverture de type pull-apart au sein du quartz Q1 ; b) muscovite et*

quartz Q2a à tourmaline avec arsénopyrite aux joints de grains ; c) Toit du filon minéralisé de la galerie I montrant la mise en place de l'arsénopyrite à partir de fractures du filon ; d) morphologie typique des cristaux d'arsénopyrite et des agrégats de cristaux au sein des quartz Q1 et Q2a. On observe localement une importante densité de fractures au sein de l'arsénopyrite ; e) lamelles de molybdénite incluses dans l'arsénopyrite ; f) fracture à quartz Q2b recoupant arsénopyrite et quartz Q2a ; g) veine à quartz Q2b recoupant le quartz Q1. De la pyrite est présente aux joints de grains du quartz Q2b ; h) bordure de filon à microbrêche. Les éléments sont constitués de quartz Q1, Q2a à tourmaline, arsénopyrite. La matrice est constituée de microquartz Q2b à muscovite. Des pyrites automorphes se développent sur le quartz Q2b. Toutes les photos sont en lumière transmise sauf la photo e, en lumière réfléchie.

Le stade II – L'évènement sulfo-arsénié

La déformation affectant les fentes et filons à cinématique en faille normale produit une fracturation et une déformation ductile du quartz Q1 et Q2a. Le stade II se marque par la présence très abondante d'arsénopyrite qui se localise préférentiellement dans des zones de cisaillement et d'ouverture. L'observation de plans verticaux et horizontaux montre que la cinématique de ces fractures est normale décrochante (dextre et sénestre) avec des fractures qui se localisent fréquemment sur les bordures des veines et filons. L'arsénopyrite se présente ainsi en veinules et fractures dans les filons (*Figure V-10-c*), dykes et granite, en remplissage de pull-apart, parfois de grande taille, ainsi que plus localement en disséminations dans le micaschiste et le granite encaissants.

Habitus de l'arsénopyrite

A l'échelle microscopique, l'ensemble des observations montre que l'arsénopyrite se présente toujours sous la forme de cristaux automorphes (*Figure V-10-d*). Lorsque la densité de cristaux est très importante, l'arsénopyrite forme alors des masses compactes composées de cristaux automorphes individuels agglomérés. Lorsque la densité des cristaux est moindre, il est alors possible de voir la disposition de ces cristaux aux joints de grains des quartz Q1 et Q2a et l'envahissement des quartz par l'arsénopyrite automorphe qui « pousse » sur ceux-ci à partir des fractures et des joints de grains. Ceci suppose que la croissance de l'arsénopyrite engendre au moins localement une dissolution partielle des quartz antérieurs.

Composition chimique de l'arsénopyrite

Les observations effectuées au microscope métallographique et au microscope électronique à balayage n'ont pas mis en évidence de zonalité chimique des arsénopyrites (bandes de croissance). Afin de le vérifier, une traverse a été réalisée sur un cristal automorphe de 6 mm présent au joint de grains de quartz Q1. Cette traverse (en a.p.u.f.) montre que la composition de ce grain est assez homogène malgré un signal de haute

fréquence. Cependant, plus qu'une zonalité de type bande de croissance, on observe des variations de composition progressive en arsenic et soufre depuis le cœur du cristal vers les bords. En effet, le centre du profil montre des valeurs de 1 atome As pour 0,99 atome S et l'inverse sur les bordures. Les compositions des points de cette traverse ont été comparés à ceux obtenus sur les arsénopyrites de filons, veines et fentes de tension sur l'ensemble des mines de Brués et sont rassemblés dans le diagramme As *versus* S (*Figure V-11-b*). Dans ce diagramme, les compositions des arsénopyrites situés sur le flanc Ouest de la vallée du Río Viñao (les plus proches du granite) montrent la même composition que les points réalisés sur le cristal automorphe, issu de ce même flanc (moyennes 33,15 at. % As et 33,21 at. % As respectivement, et voir moyennes des autres éléments en annexe B-9). Par contre on observe nettement que les arsénopyrites macro et microscopiques issues des filons présents sur le flanc Est de la vallée du Río Viñao possèdent une teneur en arsenic plus élevée (moyenne 33,39 at. % As) à teneur en soufre équivalente. Ce même phénomène est également mis en évidence par la répartition en histogramme de fréquence des teneurs en at. % As (*Figure V-11-b*) où l'on observe que les arsénopyrites du flanc Est produisent un léger épaulement de la distribution de la teneur en at. % As de l'ensemble des arsénopyrites. On remarque que malgré cette disparité, la distribution est de type gaussienne.

Les éléments en traces significatives[34] contenus dans les arsénopyrites sont le cobalt, le nickel et le sélénium. Ces éléments se trouvent en teneurs sporadiques au sein des cristaux et montrent une grande variété à l'échelle des mines de Brués. En effet, si les arsénopyrites du flanc Ouest contiennent jusqu'à 0,07 pds. % Co, 0,18 pds. % Sb, 0,13 pds. % Se et 0,05 pds. % Ni, les arsénopyrites du flanc Est en semblent dépourvues. Ces disparités restent difficilement interprétables. Enfin il est à noter qu'aucune analyse (sur 680) n'a fournit une teneur significative en or. Il ne s'agit donc pas d'arsénopyrite aurifère.

[34] : Les éléments en traces considérés comme significatifs sont ceux pour lesquels la règle $\text{Nombre de coups sur le pic - nombre de coups sur le fond} \geq 3 \times \sqrt{\text{nombre de coups sur le fond}}$ est vérifiée, c'est-à-dire supérieure ou égale au seuil de détection. Cependant il s'agit d'un calcul statistique qui a pour effet de placer parfois très bas le seuil de détection de la microsonde. Ces valeurs sont tout de mêmes retenues car les valeurs maximales de chaque élément en trace sont supérieures ou égales à la limite de détermination qui est le double du seuil de détection.

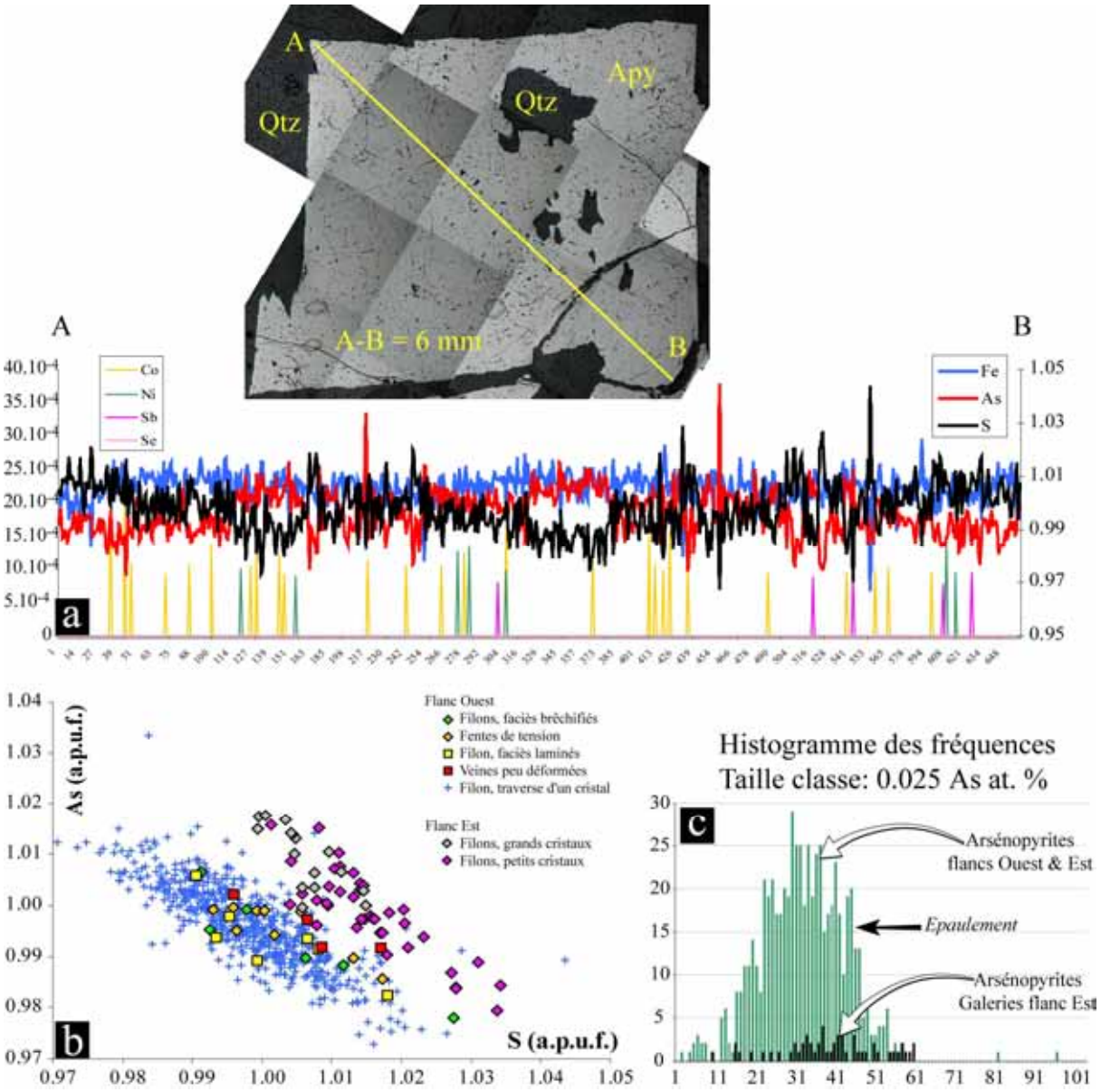


Figure V-11: *Composition chimique des arsénopyrites des mines d'or de Brués. a) traverse à la microsonde électronique d'un cristal automorphe de 6 mm. Les compositions sont en atomes par unité formulaire ; b) diagramme As versus S en atomes par unité formulaire de l'ensemble des arsénopyrites analysées ; c) histogramme de fréquence de la composition en at. % As de l'ensemble des arsénopyrites analysées et histogramme de fréquence des arsénopyrites des galeries du flanc Est de la vallée du Río Viñao.*

Inclusions dans l'arsénopyrite

Les phases minérales incluses dans l'arsénopyrite lors de la croissance de celle-ci sont relativement peu fréquentes. Seulement deux types de sulfures synchrones de l'arsénopyrite ont été observés : la pyrrhotite et la molybdénite. La pyrrhotite se présente sous forme de plages xénomorphes de petites dimensions dispersées dans l'arsénopyrite. La formule moyenne (annexe B-11) calculée sur les analyses (annexe B-10) de ces pyrrhotites est $Fe_{0.85}S$,

c'est-à-dire très proche de la vacance maximale (x=0.17, Fleischer & Mandarino, 2004), ce qui indique la présence notable de Fe^{3+} (0.32 a.p.u.f.) dans la pyrrhotite en appliquant la substitution $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{2+}_{1-3x} + Fe^{3+}_{2x} + \square_x$. La molybdénite se présente en amas de lamelles non orientées généralement[35] incluses dans les cristaux d'arsénopyrite (*Figure V-10-e*). L'absence d'un autre sulfure de type pyrite ou löllingite en inclusion cogénétique de l'arsénopyrite a pour effet de rendre impossible l'application du géothermomètre arsénopyrite de Kretschmar & Scott (1976) modifié par Sharp *et al.* (1985).

Le stade III – L'évènement à sulfures à métaux de base et minéralisateur

Le stade IIIa – Quartz Q2b

A la suite de la formation des arsénopyrites du stade II, les veines de cisaillement et les filons subissent toujours une importante déformation qui se marque par une fracturation généralisée des cristaux d'arsénopyrite (*Figure V-10-d*). Des cristaux d'arsénopyrite très fracturés et boudinés sont notamment observés entre des quartz Q2a en fibres très allongées à extinction ondulante et des quartz Q1 à déformation ductile (voir Chapitre IV). Les fractures des arsénopyrites sont comblées par un quartz Q2b, très fréquemment associé à de la pyrite qui est présente aux joints de grains Q2b. Ce quartz Q2b, à extinction généralement ondulante, possède plusieurs habitus. On l'observe, majoritairement entre les fragments d'arsénopyrite, sous la forme : i) en peigne ; ii) en cristaux plus ou moins polygonaux ; iii) en assemblage microcristallin (aspect « grain de riz »). On observe également ce quartz Q2b, sous forme microcristalline, en remplissage de microfractures recoupant arsénopyrite et quartz antérieurs et constituant la matrice de bordures microbrêchiques de filons à éléments de quartz Q1 et Q2a à déformation ductile et éléments d'arsénopyrite très fracturée (*Figure V-10-d, f, g & h*).

Le stade IIIb – La minéralisation aurifère

Habitus de la paragenèse aurifère

La paragenèse aurifère se compose de silicates, sulfures, sulfosels, tellures et éléments natifs. Cette paragenèse a été analysée au MEB et à la microsonde électronique. Elle se compose principalement de quartz Q3, phengite *s.s.*, pyrite, marcassite, chalcopyrite, sphalérite, bismuthinite, protojoseïte, bismuth natif et électrum. D'autres phases plus rares, de compositions variables, seront détaillées ci-dessous. Hormis la pyrite, cette paragenèse se localise exclusivement dans les micro et macro-fractures de l'arsénopyrite et dans les cavités

[35] La molybdénite a également été observée ponctuellement dans les fractures du quartz Q1.

libres entre les cristaux d'arsénopyrite. Ce n'est qu'exceptionnellement qu'elle s'observe au contact arsénopyrite-quartz Q2a-Q1. La pyrite se localise généralement dans les fractures de l'arsénopyrite, mais on l'observe également dans les faciès de microbrêche à matrice Q2b de bords de filons. Elle se trouve également sous forme disséminée dans les encaissants hydrothermalisés des structures quartzeuses.

Les phases minérales présentant les plus grands volumes de remplissage des fractures et des cavités sont, par ordre décroissant, le quartz Q3, la pyrite, à laquelle est associée la marcassite, la phengite, la chalcopyrite, la bismuthinite et l'électrum. La pyrite et la marcassite sont très largement dominantes sur la chalcopyrite à laquelle est très rarement associée la sphalérite. La pyrite se présente sous forme xénomorphe lorsqu'elle remplit les fractures, mais également sous forme de cubes automorphes lorsqu'elle se développe dans les cavités présentes entre les cristaux d'arsénopyrite (*Figure V-12-a*). Dans la pyrite, on observe en général peu d'inclusions. Néanmoins, les cristaux de pyrites les plus importants, situés dans les cavités de l'arsénopyrite, incluent parfois des cristaux allongés de phengites. Le point le plus remarquable est la présence locale d'inclusions ovoïdes d'électrum de 5 à 10 µm dans la pyrite (*Figure V-12-b*). La chalcopyrite se présente en plages xénomorphes généralement associées à la pyrite ou en remplissage de cavités. La sphalérite se trouve parfois au contact de la pyrite ± chalcopyrite. Toutes les plages de sphalérites montrent la présence de microplages ovoïdes de chalcopyrite dispersée dans la sphalérite. Cette texture, appelée « maladie de la chalcopyrite » est typique d'un remplacement partiel de la sphalérite par de la chalcopyrite lors du passage d'un fluide chaud riche en cuivre (*e.g.* Barton & Bethke, 1987; Eldridge *et al.,* 1988). Cette sphalérite est donc rééquilibrée et dans ce cas, des indications de géobarométrie ou géothermométrie (*e.g.* Scott & Barnes, 1971) ne peuvent pas être applicables à partir des données de composition de ce type de sphalérite rééquilibrée[36] (*e.g.* Hutchinson & Scott, 1980).

[36] Pour cette raison, la sphalérite n'a pas fait l'objet d'analyses à la microsonde électronique.

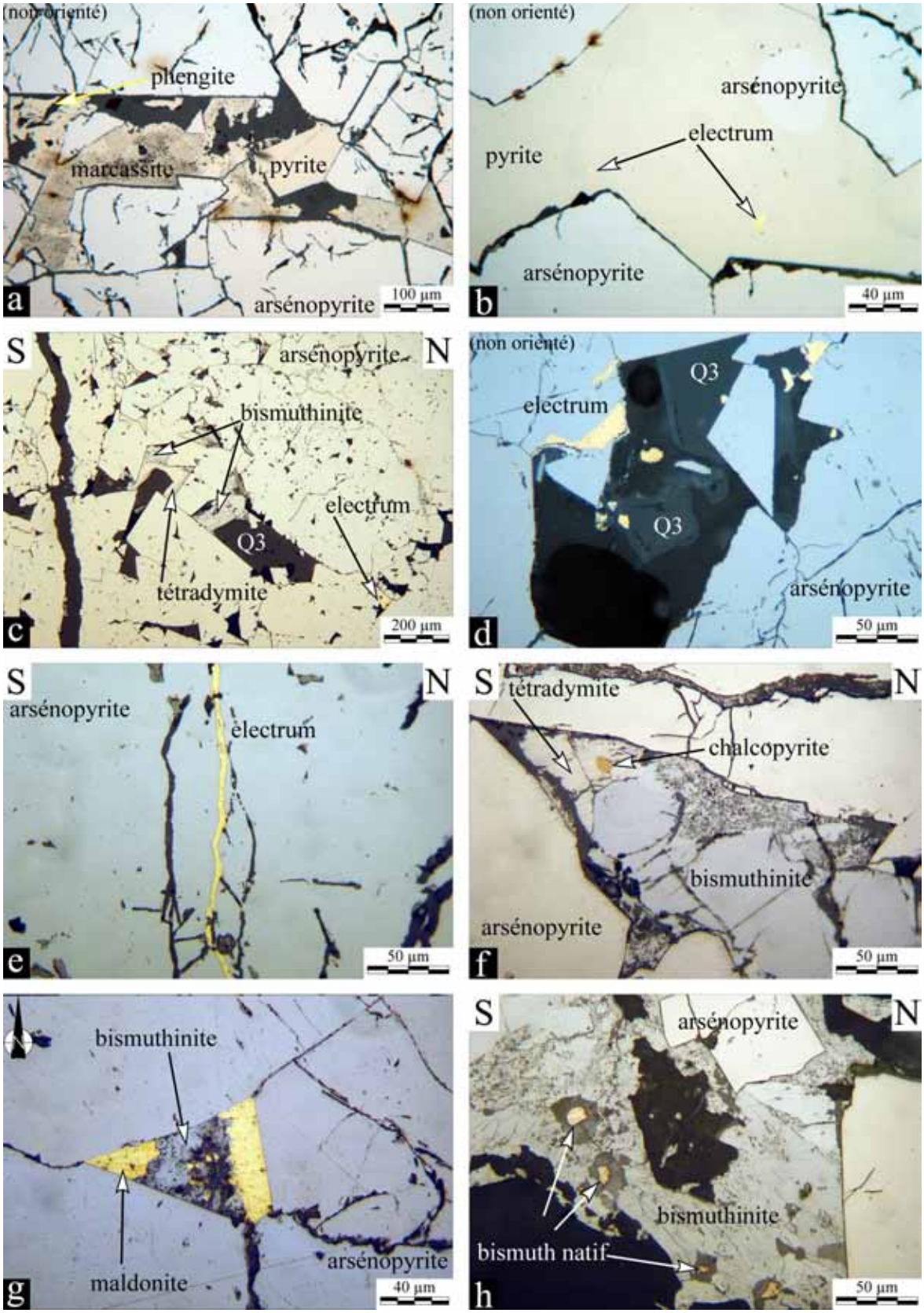


Figure V-12 : *Habitus des principaux minéraux constituant la paragenèse aurifère. a) cavité entre cristaux d'arsénopyrite remplie par de la pyrite et de la marcassite englobant la phengite ; b) inclusions d'électrum dans la pyrite ; c) remplissage de différentes cavitées par la paragenèse aurifère, également présente dans la fracture à quartz Q3 sur la gauche ; d) cavité contenant le quartz automorphe Q3 et de l'électrum. L'électrum se trouve*

également au sein du quartz Q3 ; e) fracture de l'arsénopyrite totalement comblée par l'électrum ; f) tétradymite à inclusion de chalcopyrite et bismuthinite dans une cavité ; g) cavité à maldonite et bismuthinite ; g) inclusions « en goutelettes » (xénomorphes) de bismuth natif dans la bismuthinite.

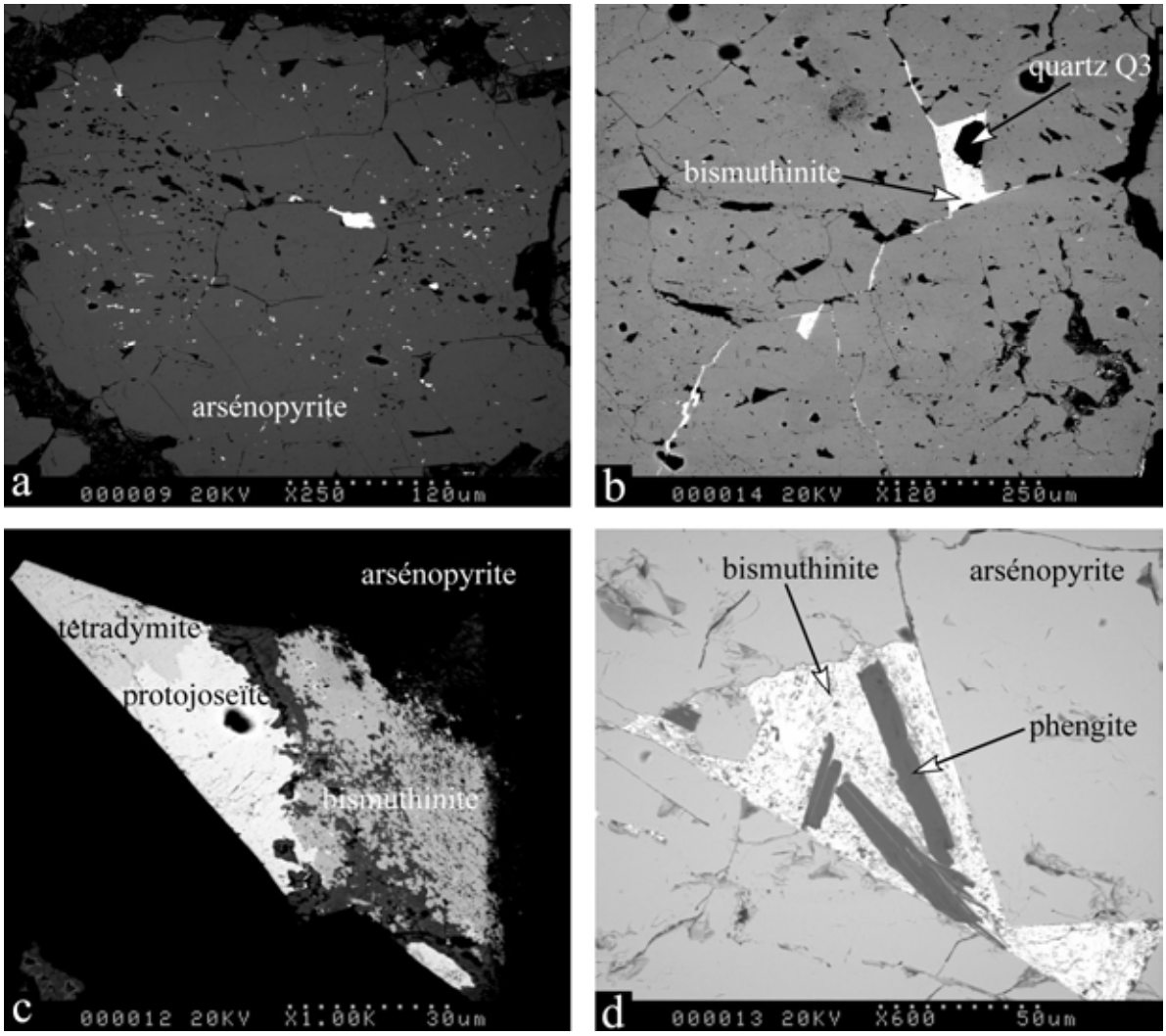


Figure V-13 : *Clichés de la paragenèse aurifère au microscope électronique. a) vue de l'importante densité de phases de la paragenèse aurifère dispersées dans les fractures et microfractures de l'arsénopyrite. L'essentiel de cette paragenèse est submicroscopique ; b) fractures et cavités de l'arsénopyrite comblées par la bismuthinite. Un quartz Q3 automorphe est inclus dans la bismuthinite ; c) relations entre tétradymite, protojoseïte et bismuthinite ; d) inclusions de lamelles de phengite dans la bismuthinite au sein d'une cavité.*

Le quartz Q3, toujours limpide et non déformé se présente (*Figure V-12-c, d* & *Figure V-13-b*) sous la forme de cristaux xénomorphes remplissant les fractures et cavités dans et entre les cristaux d'arsénopyrite. Il inclut localement de l'électrum. La phengite s'observe essentiellement en remplissage de cavités entre cristaux d'arsénopyrite. Elle se présente sous la forme de cristaux plus ou moins allongés et elle est fréquemment incluse dans la pyrite, la bismuthinite ou la protojoseïte (*Figure V-12-a* & *Figure V-13*). Ces sulfures et tellurures ainsi que l'électrum possèdent un habitus similaire, en plages xénomorphes dans les cavités entre cristaux d'arsénopyrite ou en remplissage de fractures. Ils sont d'ailleurs très fréquemment

associés (*Figure V-12-c, f & Figure V-13*). Les observations au MEB montrent que l'essentiel de la minéralisation aurifère se trouve sous la forme de grains de quelques microns disséminés dans les microfractures des arsénopyrites (*Figure V-13*).

Composition chimique de la pyrite

Les analyses microsonde réalisées sur les pyrites des fentes de tension, veines de cisaillement et filons (données en annexe B-10, moyennes en annexe B-11) montrent que les pyrites contiennent un peu d'arsenic, au maximum 1,55 pds. % As pour une moyenne de 0,46 pds. % As. En cohérence avec les observations microscopiques, ceci suggère qu'il n'existe qu'une seule génération de pyrite de formule structurale moyenne $Fe_{0.99}As_{0.01}S_{2.00}$.

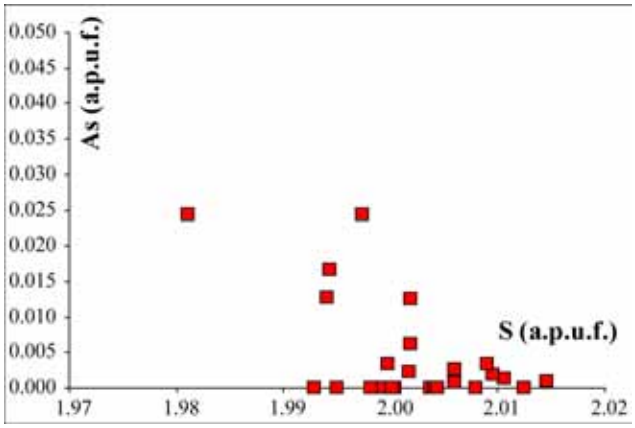


Figure V-14 : *Diagramme As versus S en atomes par unité formulaire des pyrites des fentes de tension, veines de cisaillement et filons des mines de Brués.*

Les éléments en traces significatives (mais inférieures à 0,1 pds. %) mesurés dans la pyrite sont le mercure, le plomb et le cobalt. Le fait que, par exemple, le plomb ne rentre pas dans la structure de type pyrite pose la question de la forme sous laquelle il se trouve (inclusion infra microscopique ?). Aucune analyse microsonde n'a par ailleurs mis en évidence la présence d'or dans la structure de la pyrite. Il ne s'agit donc pas de pyrite aurifère.

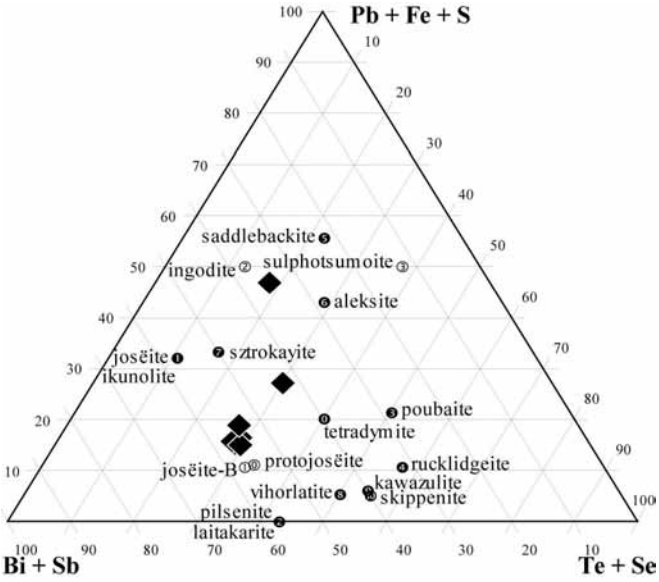


Figure V-15 : *Report des phases analysées à tellure dominant des minéralisations de Brués dans le système (Bi,Sb) – (Pb,Fe,S) – (Te,Se) en mole %.*

Composition chimique des phases à tellure

Les phases à tellures observées au microscope métallographique et au MEB ont été analysées à la microsonde électronique. Les données sont présentées en annexe B-10, et les compositions moyennes en annexe B-11. Le report de ces points d'analyse dans le diagramme ternaire (Bi,Sb) – (Pb,Fe,S) – (Te,Se) (*Figure V-15*) montre qu'il s'agit pour l'essentiel de protojoseïte. Ce résultat est en accord avec l'étude de Asensio Pérez *et al.* (2000). La formule structurale moyenne est $Bi_{3.86}Fe_{0.10}Pb_{0.06}Sb_{0.03}Te_{1.85}S_{0.97}Se_{0.12}$. Rigoureusement il s'agit donc d'une phase intermédiaire entre joseïte-A (Bi_4TeS_2) et joseïte-B (Bi_4Te_2S), d'où l'utilisation du nom protojoseïte. Cette phase présente la particularité de contenir en éléments mineurs significatifs du plomb, du fer, de l'antimoine et du sélénium qui apparaissent dans la formule. Deux analyses ponctuelles ont par ailleurs donné une composition intermédiaire entre tétradymite et sztrokayite, mais plus proche de la tétradymite, et une seconde intermédiaire entre ingodite et aleksite. Ces phases à tellure sont similaires à la protojoseïte, mais avec une plus forte substitution du bismuth par le plomb.

Composition chimique des phases à bismuth dominant

Pour l'essentiel, ces phases correspondent à des bismuthinites. Les analyses (annexes B-10 & B-11) montrent une hétérogénéité de composition assez marquée essentiellement due à la présence d'antimoine (entre 5,15 et 17,78 pds. %) et dans une moindre mesure, de plomb (entre 0,59 et 2,99 pds. %) dans leur structure. Les autres éléments en traces significatives sont sporadiquement le cuivre, le fer, le sélénium et le tellure. A noter que deux analyses ont indiqué la présence de 0,12 pds. % d'étain. La formule structurale moyenne des bismuthinites de la paragenèse aurifère est $Bi_{1.70}Sb_{0.25}Pb_{0.03}Cu_{0.03}Fe_{0.01}As_{0.01}S_{2.96}$. L'importance de la teneur en antimoine de ces bismuthinites se marque bien dans un diagramme $(PbS+Cu_2S) – Sb_2S_3 – Bi_2S_3$ (*Figure V-15*) où l'on remarque que la majorité des points se disposent sur le premier quart de l'axe bismuthinite-stibine. Quelques points d'analyse montrent une tendance différente et s'alignent sur l'axe $Bi_2S_3 – (PbS+Cu_2S)$. Le report des analyses dans le diagramme $PbS – Cu_2S – Bi_2S_3$ montre que ces points s'alignent sur la série aikinite-bismuthinite. Une analyse montre d'ailleurs une composition de paarite.

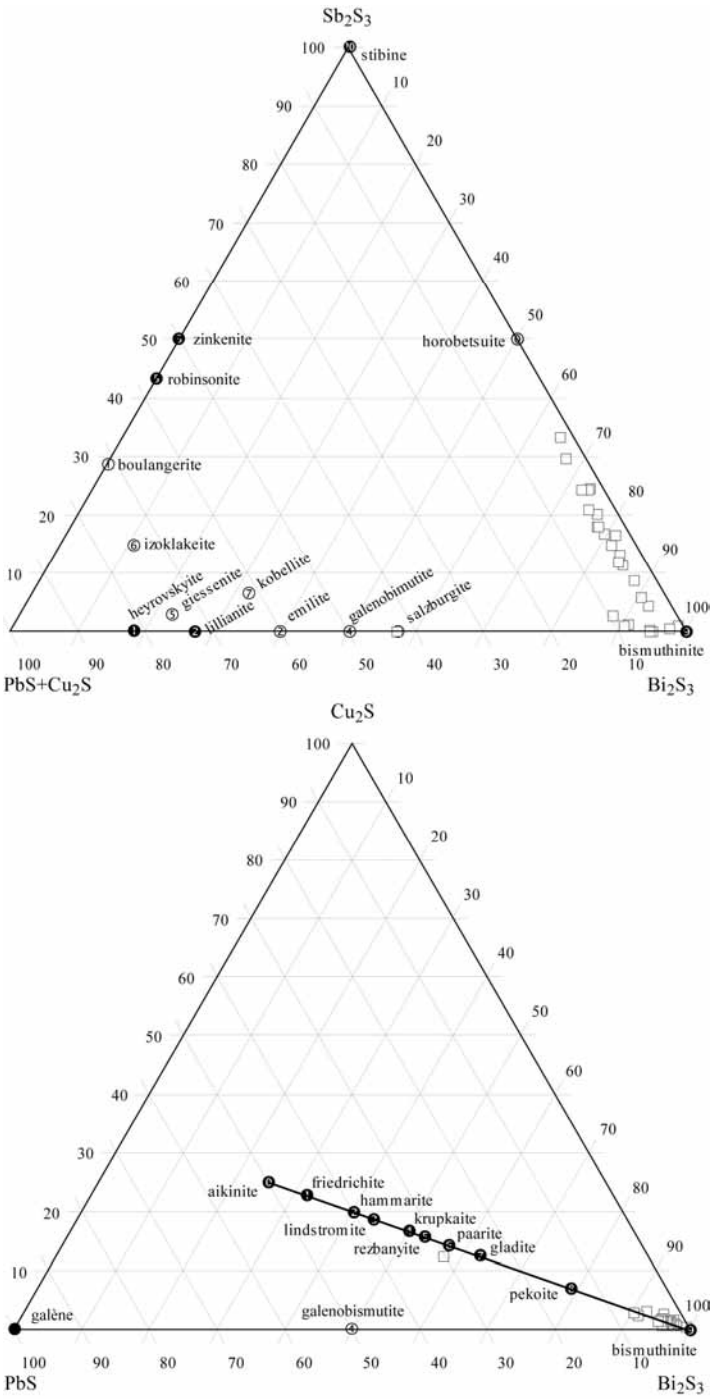


Figure V-16 : *Report des compositions des phases de type bismuthinite dans les diagrammes ternaires $(PbS+Cu_2S) – Sb_2S_3 – Bi_2S_3$ et $PbS – Cu_2S – Bi_2S_3$.*

La bismuthinite contient localement d'assez nombreuses inclusions de bismuth natif (*Figure V-12-h*) dont la composition a été vérifiée au MEB. La température de fusion du bismuth natif étant fixée à 271°C (Bothorel *et al.*, 1958), la morphologie en globule ou en cristaux automorphes pseudohexagonaux est à la base d'un géothermomètre (Ramdohr, 1969). Les plages de bismuth natif présentent systématiquement une forme ovoïde à texture interne microcristalline, ceci indique donc que la température de formation de la paragenèse aurifère est supérieure ou égale à 271°C.

Composition chimique des porteurs de l'or

L'or se présente sous deux formes : électrum et maldonite (*Figure V-12-d, e & g*). Les analyses (annexes B-10 & B-11) indiquent que l'électrum est très largement dominant avec une composition moyenne $Au_{1.55}Ag_{0.42}Hg_{0.03}$, et un pourcentage en or variant entre 69 et 83 %. On note ainsi la présence de mercure (jusqu'à 2,48 pds. %) indiquant une très légère tendance à des compositions d'amalgame. La présence locale de maldonite Au_2Bi à été confirmée au MEB. La présence de maldonite a part ailleurs déjà été signalée par Asensio Pérez *et al.* (2000) et Gerbeaud (2002).

Autres phases observées ou décrites de la paragenèse aurifère

La boulangérite a été observée par Gerbeaud (2002) ainsi que la cosalite par Asensio Pérez *et al.* (2000) et Gerbeaud (2002). A partir des données de Gerbeaud (2002), la formule de la cosalite est $Pb_{1.84}Fe_{0.16}Bi_{1.83}Sb_{0.15}S_{4.95}$. Ces deux minéraux montrent également la nette présence d'antimoine dans la paragenèse aurifère.

V-3.1.2 Altérations hydrothermales et composition des silicates liés à la minéralisation

Types d'altérations et minéraux marqueurs de l'altération

L'altération hydrothermale liée à la circulation de fluides lors du remplissage des filons à minéralisation aurifère est en général relativement discrète dans les encaissants. En effet, à l'échelle macroscopique, l'altération n'est visible que sur une épaisseur dépassant rarement 50 cm depuis les épontes des structures quartzeuses. L'altération hydrothermale dans le granite et les micaschistes encaissants se marque par la formation de muscovite, quartz et chlorite. Dans le granite, l'albite et le microcline se développent alors que le micaschiste est le site de disséminations de tourmaline et d'apatite. Des fractures à tourmalines recoupant le granite sont également observées. Ainsi, un processus de type greisen (*Figure V-17-a*) produit dans les encaissants l'altération des feldspaths, la chloritisation ou la disparition des biotites et la formation de muscovite et quartz. A cette

altération de type greisen s'ajoute une discrète tourmalinitisation (*Figure V-17-b*) qui se marque par la formation de tourmalines disséminées ou dans des fractures. Dans le granite greisenifié, et à l'éponte des veines, on observe localement la formation d'albite et de microcline.

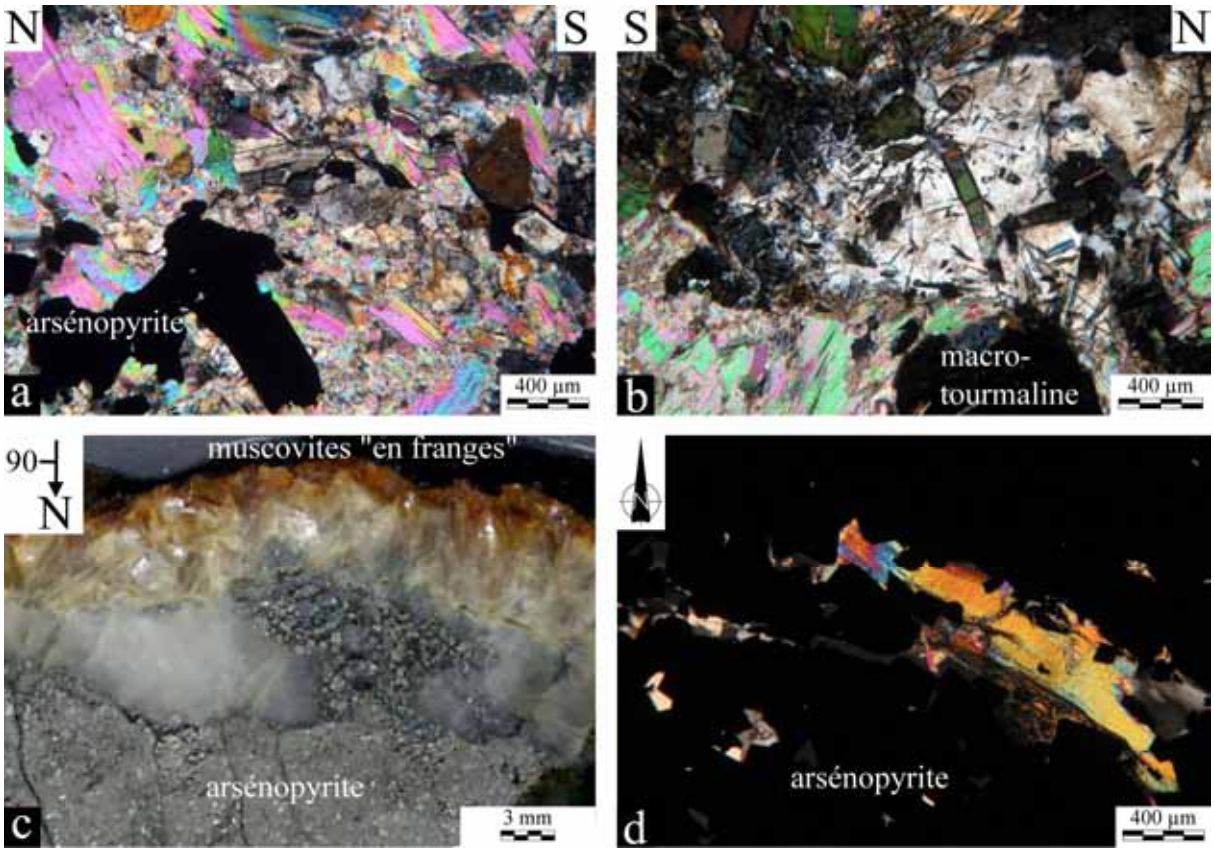


Figure V-17 : *Les effets de l'altération hydrohermales. a) granite greisenifié à arsénopyrite disséminée ; b) micaschiste hydrothermalisé sans biotite, à muscovite, quartz et tourmaline ; c) Développement de muscovites « en franges » au contact veine/encaissant ; d) fracture dans l'arsénopyrite à quartz Q2b et muscovite. Les muscovites remplissent également les cavités entre cristaux à partir des fractures.*

Les micas liés à l'hydrothermalisme : types, composition et estimations thermométriques

Les micas hydrothermaux suivant ont été distingués : i) micas des épontes granitiques greisenifiés ; ii) micas appelés « en franges » situés au contact encaissant-veine ; iii) micas associés au quartz Q2a et présents dans les fractures du quartz Q1 ; iv) micas associés au quartz Q2b ; v) très petits micas situés dans les faciès brêchiques à matrice de quartz Q2b ; vi) les micas associés ou inclus dans la paragenèse aurifère (donc syn Q3). Ces différents micas ont été analysés à la microsonde électronique. Les analyses sont présentées en annexe B-6 et les moyennes en annexe B-7.

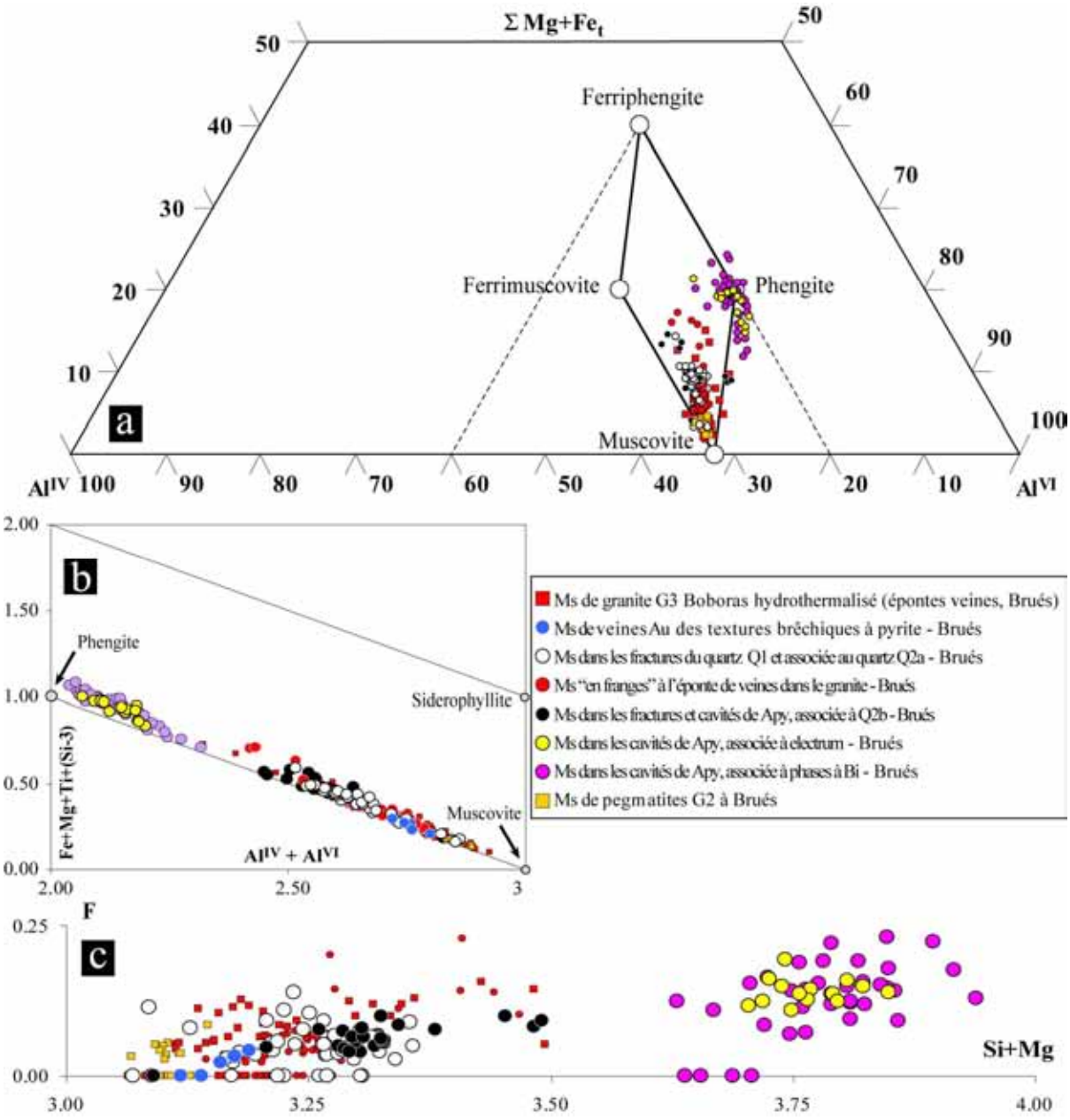


Figure V-18 : *Composition des micas hydrothermaux et d'altération hydrothermale des minéralisations aurifères de Brués. Les valeurs sont en atomes par unité formulaire (a.p.u.f.).*

Dans le diagramme ternaire Al^{IV} – Σ(Mg+Fe_t) – Al^{VI} et dans le diagramme binaire R^{3+} *vs* Fe+Mg+Ti+(Si-3) (Guidotti, 1984) de la *Figure V-18*, on constate que tous les micas sont intermédiaires entre des compositions de muscovite et de phengite. On peut nettement séparer l'ensemble des différents types en 2 populations : une population représentée par les phengites associées à la paragenèse aurifère et une seconde comprenant tous les autres types correspondant à des muscovites *s.l.* Les muscovites des filons associées au quartz Q2a ou au quartz Q2b montrent des compositions similaires avec une tendance à s'aligner sur le joint muscovite-ferrimuscovite ce qui suggère un système hydrothermal riche en fer. Cependant les micas de la matrice à Q2a des faciès brêchiques des filons sont plus proches des filons. Les

micas « en franges » au contact veines/encaissant et les micas des encaissants hydrothermalisés montrent une grande dispersion, ce qui suggère la coexistence de plusieurs générations de micas. Enfin, le diagramme F *versus* Si + Mg montre que ces micas hydrothermaux contiennent très peu de fluor. Les phengites de la paragenèse aurifère, très magnésiennes, en contiennent légèrement plus mais ceci est lié à la plus grande facilité d'intégration du fluor dans la structure phengitique.

Monier & Robert (1986) ayant eux-mêmes appliqué leur géothermomètre à des micas hydrothermaux de minéralisations filoniennes, les analyses des différentes générations ont été reportées dans le géothermomètre muscovite-phengite. Les résultats sont présentés *Figure V-19*.

-Les muscovites de l'encaissant granitique greisenifié montrent une très large gamme de température depuis 650°C à 250°C ce qui suggère : i) la présence de muscovites primaires qui indiquent des températures magmatiques ; ii) la présence de plusieurs générations de muscovites hydrothermales.

-Les muscovites « en franges » des épontes des veines indiquent également une très large gamme de températures entre 650 et 450°C. Ceci suggère que la formation de ces muscovites est très proche de températures magmatiques, et est en accord avec le caractère précoce de ces micas dans la formation des filons (syn à anté Q1).

-Les muscovites associées au quartz Q2a et dans des fractures du quartz Q1 indiquent des températures du même ordre de grandeur que les muscovites « en franges », entre 600 et 450°C. Ces températures sont très proches de celles des muscovites associées au quartz Q2b qui indiquent des températures entre 550 et 400°C. Les muscovites associées au quartz Q2b des faciès microbrêchiques indiquent une température bien définie, également très élevée, de 550°C. Les températures de formation des micas syn à anté Q1 jusqu'à Q2b indiquent tous des températures très élevées proches de températures magmatiques, jusqu'à des températures de 450°C. Si la formation de ces micas a été réalisée à l'équilibre avec les conditions régnant dans les filons, ceci montre alors que la température de formation des filons reste importante tout au cours de leur processus de formation.

-Les températures indiquées par les phengites de la paragenèse aurifères sont nettement différentes, et s'échelonnent entre 350°C et sous la limite d'applicabilité du géothermomètre (300°C). On peut cependant extrapoler une température inférieure d'environ 250°C. La majorité des températures de cette phengite étant entre 300 et 350°C, le résultat est très cohérent avec le géothermomètre bimuth natif qui indique une température de formation de cette paragenèse supérieure à 271°C.

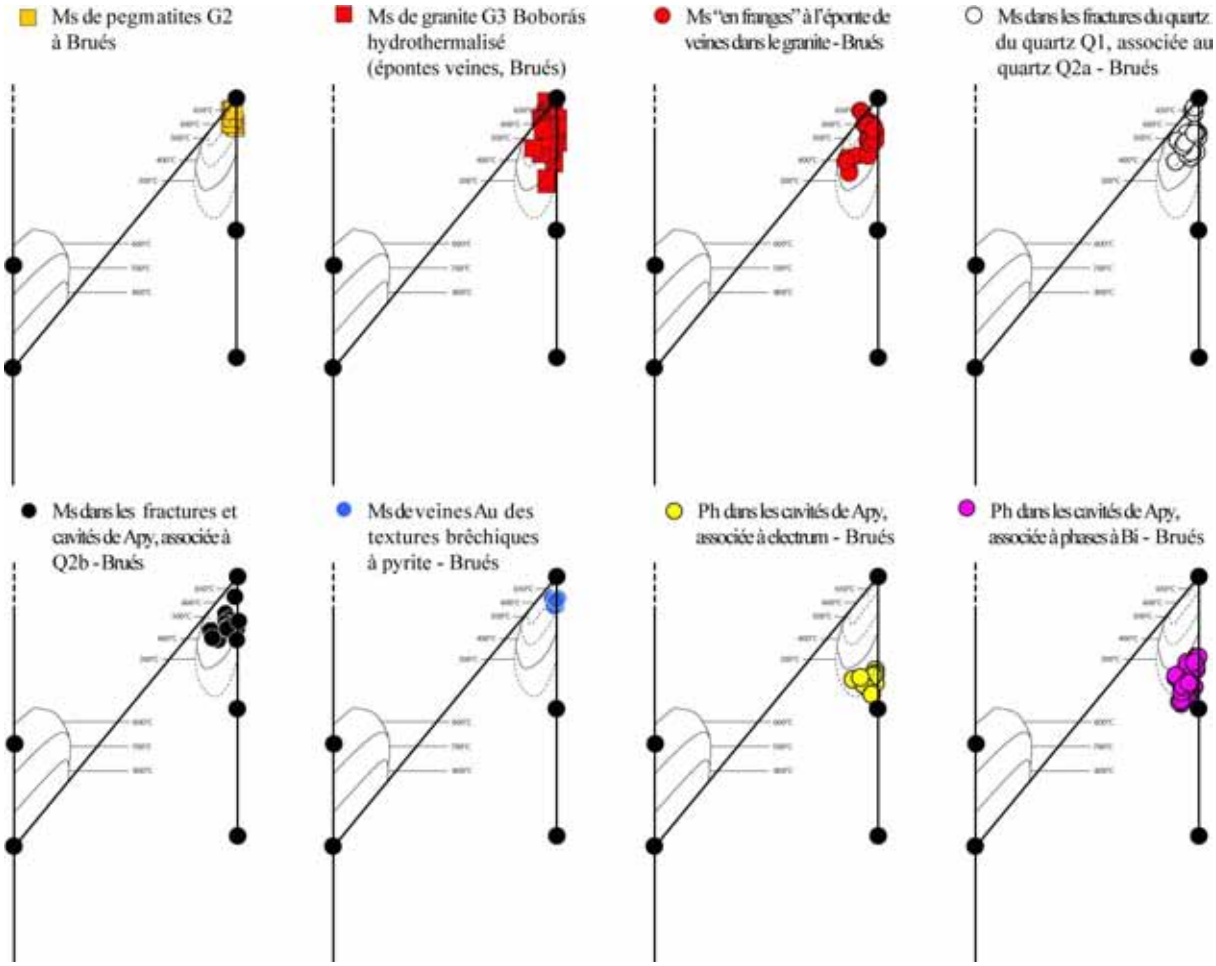


Figure V-19 : *Composition des micas dioctaédriques hydrothermaux dans le système* M^{2+} *-*Al_{total} *– Si avec les champs de température de formation des différentes compositions de Monier & Robert (***1986***).*

Les chlorites : habitus, composition et géothermométrie

Les encaissants hydrothermalisés des minéralisations contiennent fréquemment de nombreuses chlorites, également observées dans les bordures des filons en associations avec le quartz Q2a. Les types suivants ont été distingués :

i) chlorites précoces dans des fractures parallèles à la schistosité S2 au contact immédiat des sills d'aplites-pegmatite G2 précoces (*Figure V-20-a*).

ii) chlorites disséminées dans le micaschiste hydrothermalisé à 20 - 30 cm des épontes des filons ;

iii) amas de chlorites en gerbes dans le micaschiste aux épontes des dykes granitiques et des filons minéralisés (*Figure V-20-b*) ;

iv) biotites transformées en chlorites dans le granite hydrothermalisé situé aux épontes des veines ;

v) chlorites associées au quartz Q2a à tourmaline dans les bordures des filons (*Figure V-20-c*) ;

L'ensemble de ces chlorites a fait l'objet d'analyses à la microsonde électronique. Les résultats sont présentés en annexe B-12 et les moyennes de chaque type en annexe B-13. A titre de comparaison, les analyses de chlorites syn Q2a de Pourraz (2002) sont également reportées.

Le report des analyses des différents types dans le diagramme ternaire Fe-Mn-Mg (en atomes % R^{2+}, *Figure V-21-a*) permet de voir que l'ensemble des chlorites analysées sont des chlorites ferrifères de type chamosite, mais cependant de composition assez proche de la chlorite magnésienne (clinochlore). On remarque que les chlorites présentes dans les micaschistes sont généralement plus magnésiennes, alors que les chlorites des filons ou de leur bordures sont plus ferrifères.

L'ensemble des analyses de chlorites a été utilisé pour appliquer le géothermomètre de Cathelineau (1988) modifié par Xie *et al.* (1997). Les conditions d'applications de ce géothermomètre sont : i) une température de formation calculée entre 146 et 440°C ; ii) un rapport $\Sigma Fe/\Sigma R^{2+}$ entre 0,12 et 0,8. Cette dernière condition est toujours vérifiée et les températures obtenues s'échelonnant entre 339 et 442°C,

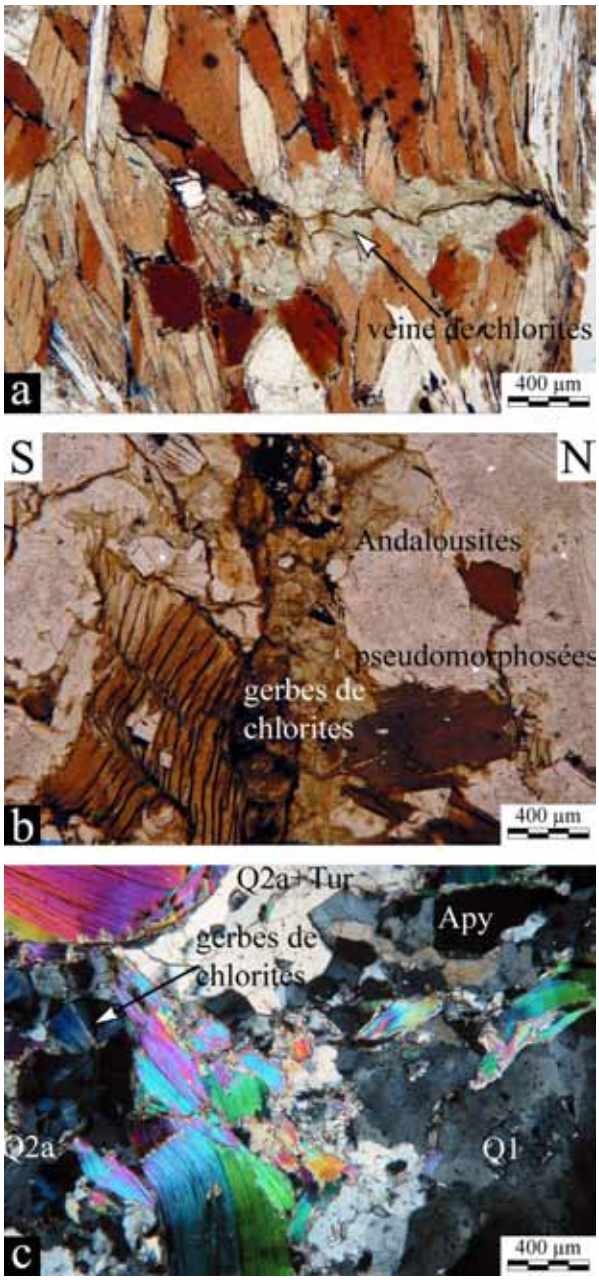


Figure V-20 : *Exemples de chlorites dans les encaissants et les minéralisations. a) fracture à chlorite perpendiculaire à la schistosité S2, au contact immédiat d'un sill de pegmatite G2 précoce ; b) micaschiste à andalousite hydrothermalisé. Les andalousites sont pseudomorphosées en très fins micas blanc (damourite) et d'importants développement de chlorite sont présents ; c) assemblage de quartz Q1, Q2a à tourmaline, muscovite et chlorite en gerbe au contact dyke granitique/filon.*

l'utilisation du géothermomètre peut être validée. Cependant, ce géothermomètre ayant été calibré pour un contexte de faible profondeur, son extrapolation aux fortes profondeurs, bien que répandu dans la littérature, pose toujours la question de la réelle validité des résultats.

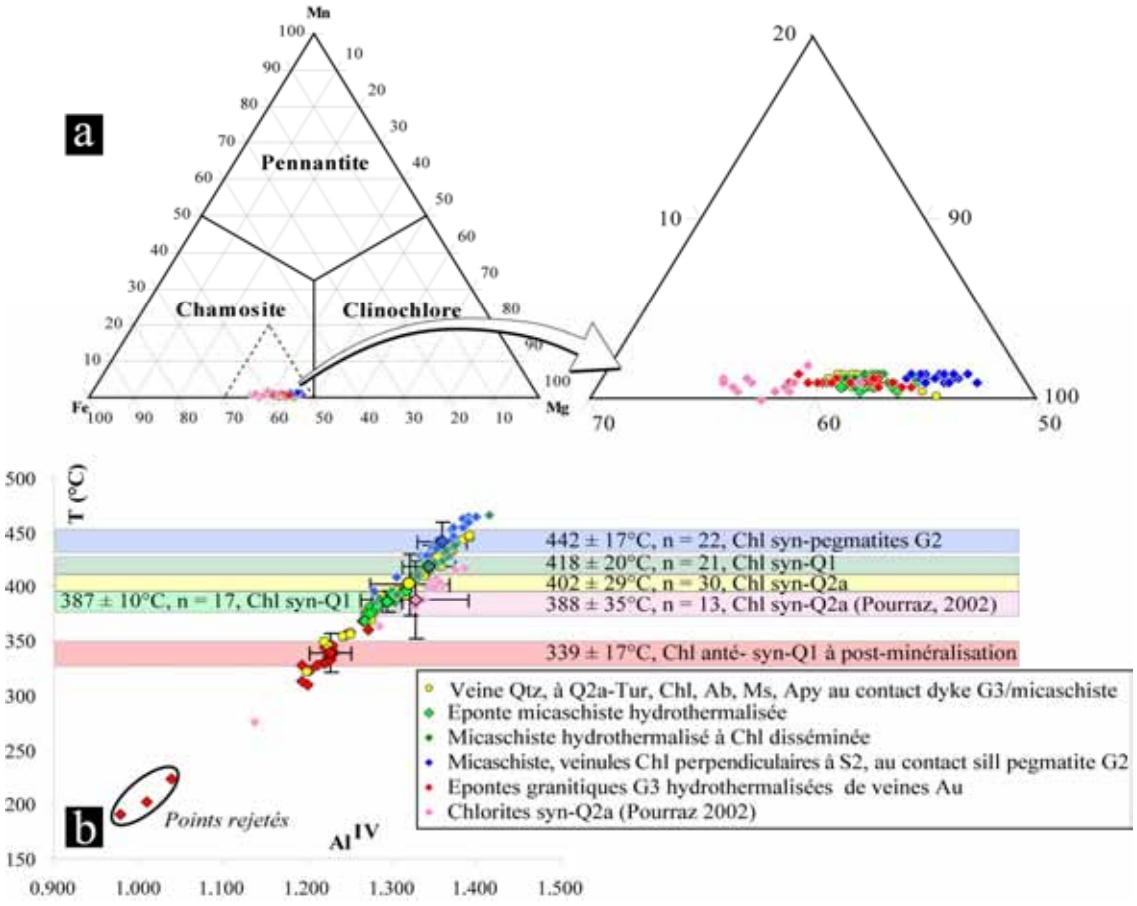


Figure V-21 : *Composition des différents types de chlorites et synthèse des résultats de l'application du géothermomètre de Cathelineau (***1988***) modifié par Xie et al. (***1997***). Les résultats d'analyses de chlorites syn-Q2a issus de Pourraz (***2002***) sont également ajoutés, à titre de comparaison.*

Résultats

Les chlorites précoces situées dans le micaschiste au contact des aplites-pegmatites G2 précoces indiquent une température de 442 ± 17°C, en limite supérieure d'utilisation du géothermomètre.

Les chlorites situées dans les micaschistes hydrothermalisés aux épontes des filons fournissent des températures entre 418 ± 20 et 387 ± 10°C. Cette température représente une température d'équilibre relatif entre la température de l'encaissant et celle d'un fluide hydrothermal. Les filons étant essentiellement composés par le quartz Q1, on peut probablement attribuer cette température à l'hydrothermalisme syn-Q1 du micaschiste

encaissant. Ceci indique donc une température maximale de 418 ± 20°C pour le premier stade de formation des filons si l'encaissant est plus chaud que le fluide ou minimale si c'est l'inverse.

Les chlorites associées au quartz Q2a indiquent une température de 402 ± 29°C qui est identique à la température de 388 ± 35°C obtenue par Pourraz (2002), en tenant compte des marges d'erreur. Si l'on considère pour le quartz Q2a une température entre 402 et 388°C, cela suggère que la température de 387°C ± 10°C obtenue sur le micaschiste hydrothermalisé pourrait être liée à l'évènement de circulation fluide formant le quartz Q2a

Les chlorites issues de l'altération des biotites dans le granite hydrothermalisé au contact des veines indiquent une température plus basse à 339 ± 17°C. De même que pour le micaschiste, l'altération majeure du granite doit probablement être reliée au stade majeur de formation des filons, c'est-à-dire syn-Q1. Or on constate une nette différence avec le micaschiste. Cette température pourrait alors être liée aux circulations formant les stades hydrothermaux II et III. Cependant, cette différence pourrait également s'expliquer par des perturbations fluides ou thermiques tardives des chlorites comme le montrent certaines analyses indiquant des températures très basses de l'ordre de 200°C (*Figure V-21-b*).

A partir de ces résultats, il semble possible de proposer les éléments suivants : i) la température de 442°C ± 17 indiquerait la température de l'encaissant avant la mise en place du granite G3 ; ii) la température de formation minimale ou maximale du quartz Q1 pourrait être proche de 418 ± 20°C ; iii) la température de formation du quartz Q2a pourrait être entre 402 ± 29°C et 387°C ± 10°C ; iv) la température supérieure du stade III pourrait être de 339 ± 17°C

Les tourmalines : types, compositions et indications sur les relations fluides/encaissants

La tourmaline est un cyclosilicate complexe de formule générale $XY_3[T_6O_{18}][BO_3]_3V_3W$ (Hawthorne & Henry, 1999). Les caractéristiques de sa structure en font un minéral très résistant, très peu sensible aux phénomènes de diffusions, de rééquilibration, et très sensible aux changements de compositions chimiques des fluides à l'origine de sa formation. Ce minéral est donc fréquemment utilisé comme indicateur pétrogénétique reflétant à la fois la composition de son milieu de formation et/ou des fluides à partir desquels il est issu (Henry & Guidotti, 1985; London, 1999; London & Manning, 1995; Torres-Ruiz *et al.*, 2003)

Types

La présence de la tourmaline, bien que toujours discrète est systématique dans les filons et les encaissants hydrothermalisés. 6 types de tourmalines ont été définis et l'ensemble de ces tourmalines a fait l'objet d'analyses à la microsonde électronique. Les résultats sont présentés en annexe B-14 et les moyennes de chaque type en annexe B-15. Les types suivants ont été définis :

Type 1 : tourmaline macroscopique précoce et peu zonée, formée dans le micaschiste au contact direct des pegmatites-aplites précoces G2. Ces tourmalines ne sont pas en relation avec le système hydrothermal aurifère.

Type 2 : tourmaline macroscopique dans des fractures recoupant granite G3 et pegmatites-aplites G3 (*Figure V-22-a à d*). Les clichés MEB, la traverse à la microsonde et la cartographie X réalisées sur un cristal de ce type de tourmaline montre qu'elles sont constituées d'une très fine alternance de bandes de croissance. Ainsi que le montre la traverse (*Figure V-23*), il est cependant possible de regrouper ces fines bandes de croissance en bandes plus importantes en se basant sur les variations de teneurs en titane et aluminium notamment. La cartographie X de ce même cristal (*Figure V-24*) confirme ce regroupement possible en 6 bandes principales dont un cœur. Les cœurs de ce type de tourmaline sont plus riches en aluminium et très appauvris en titane. Les zonalités des bordures sont marquées principalement par des variations du titane, de l'aluminium et du magnésium. Pour ce type de tourmaline, les points d'analyses ont donc été regroupés par bandes de composition similaire et seules les moyennes de chaque bande sont placées dans les diagrammes. Cependant d'autres analyses aléatoires de cœurs et bordures de ces mêmes tourmalines sont également ajoutées.

Type 3 : tourmaline macroscopique dans les micaschistes hydrothermalisés (*Figure V-18-b* & *Figure V-22-e, f*). Ce type de tourmaline est similaire au type précédent. Le cliché MEB permet en effet de distinguer un cœur et une bordure finement zonée.

Type 4 : tourmaline microscopique dans les micaschistes hydrothermalisés (*Figure V-18-b*). Ces tourmalines cohabitent fréquemment avec les tourmalines macroscopiques du type précédent, mais apparaissent plus tardives et synchrones de la formation du quartz Q2a des filons.

Type 5 : tourmaline incluse dans le quartz Q2a des filons, veines et fentes de tension (*Figure V-10-b*).

Type 6 : tourmaline incluse dans le quartz Q2a brêchifié sur les bordures des filons.

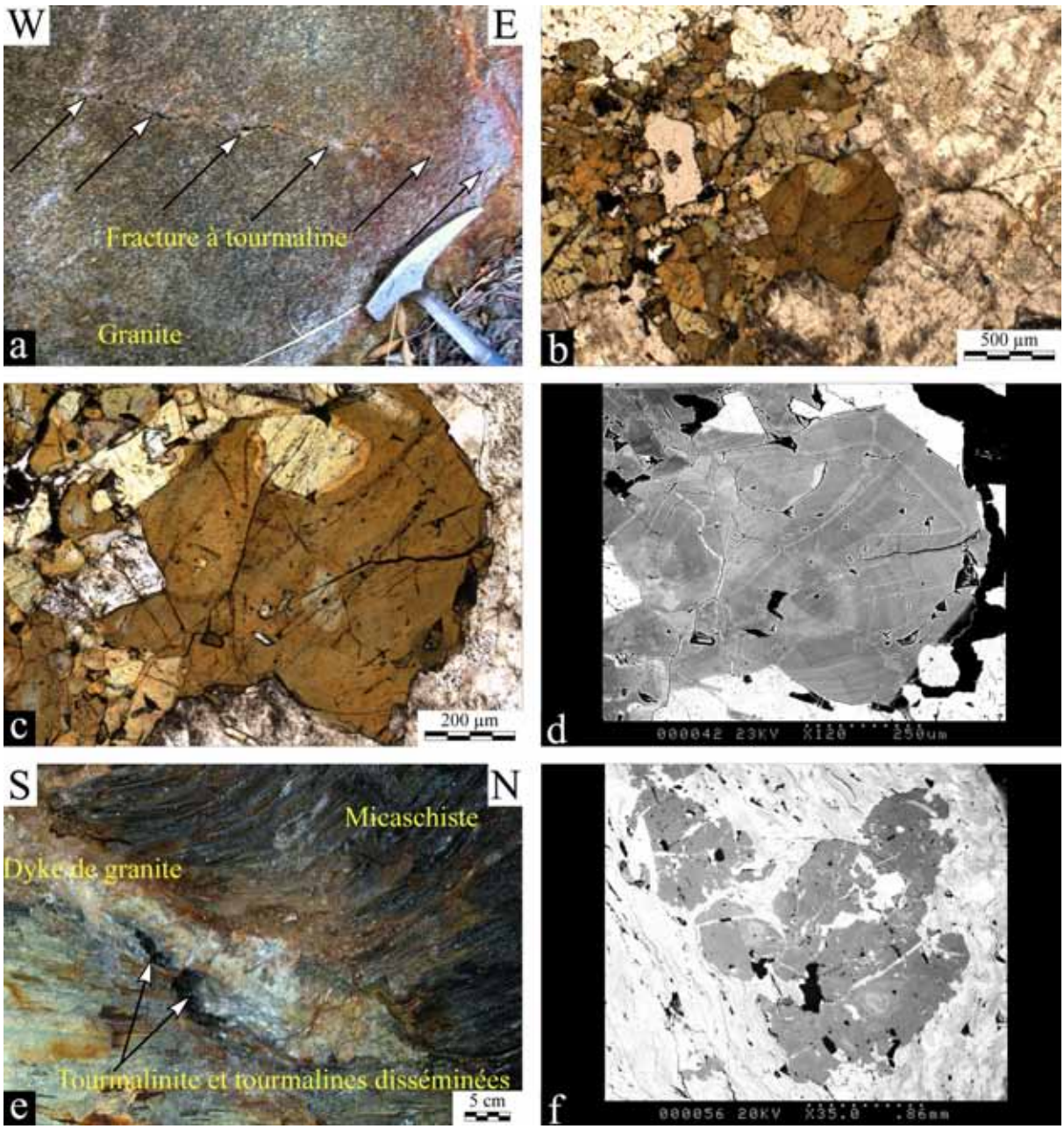


Figure V-22 : *Exemples de tourmalines liées à l'hydrothermalisme du système aurifère. a) fracture à tourmaline recoupant le granite G3. On observe un fin blanchiment le long de la fracture ; b) vue de ces tourmalines de fracture ici disséminées dans le granite ; c) détail de la vue précédente, on observe nettement des zonalités ; d) vue de la tourmaline précédente au MEB. La zonalité est marquée par de très fines bandes de croissance ; e) tourmalinites et tourmalines disséminées dans le micaschiste hydrothermalisé au contact d'un dyke en faille normale. Galerie VI des mines de Brués ; f) cliché MEB des tourmalines macroscopiques disséminées dans le micaschiste hydrothermalisé. On observe également une zonalité en bandes de croissance.*

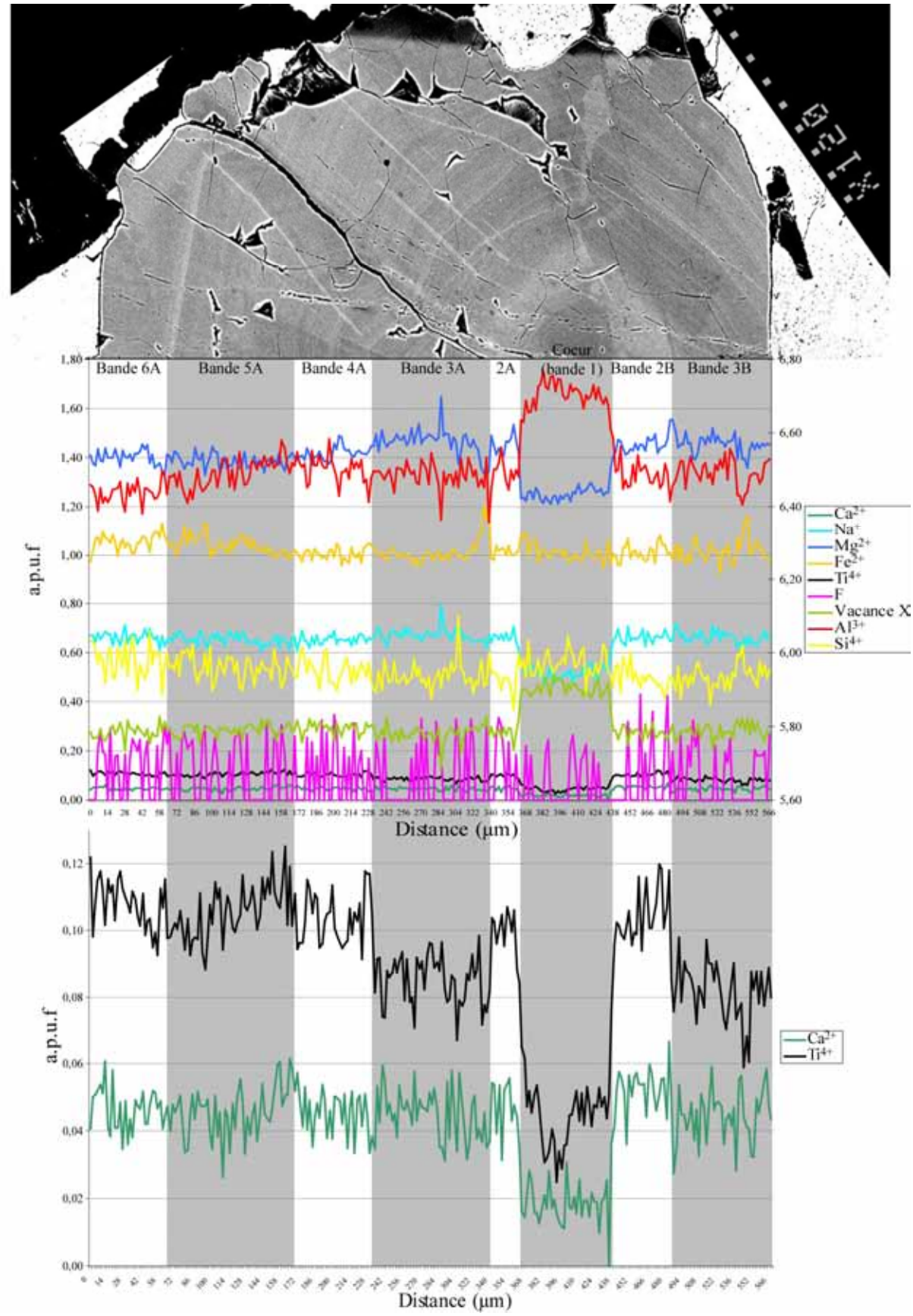


Figure V-23 : *Traverse d'un cristal de tourmaline de type 2, tourmalines dans des fractures recoupant le granite G3.*

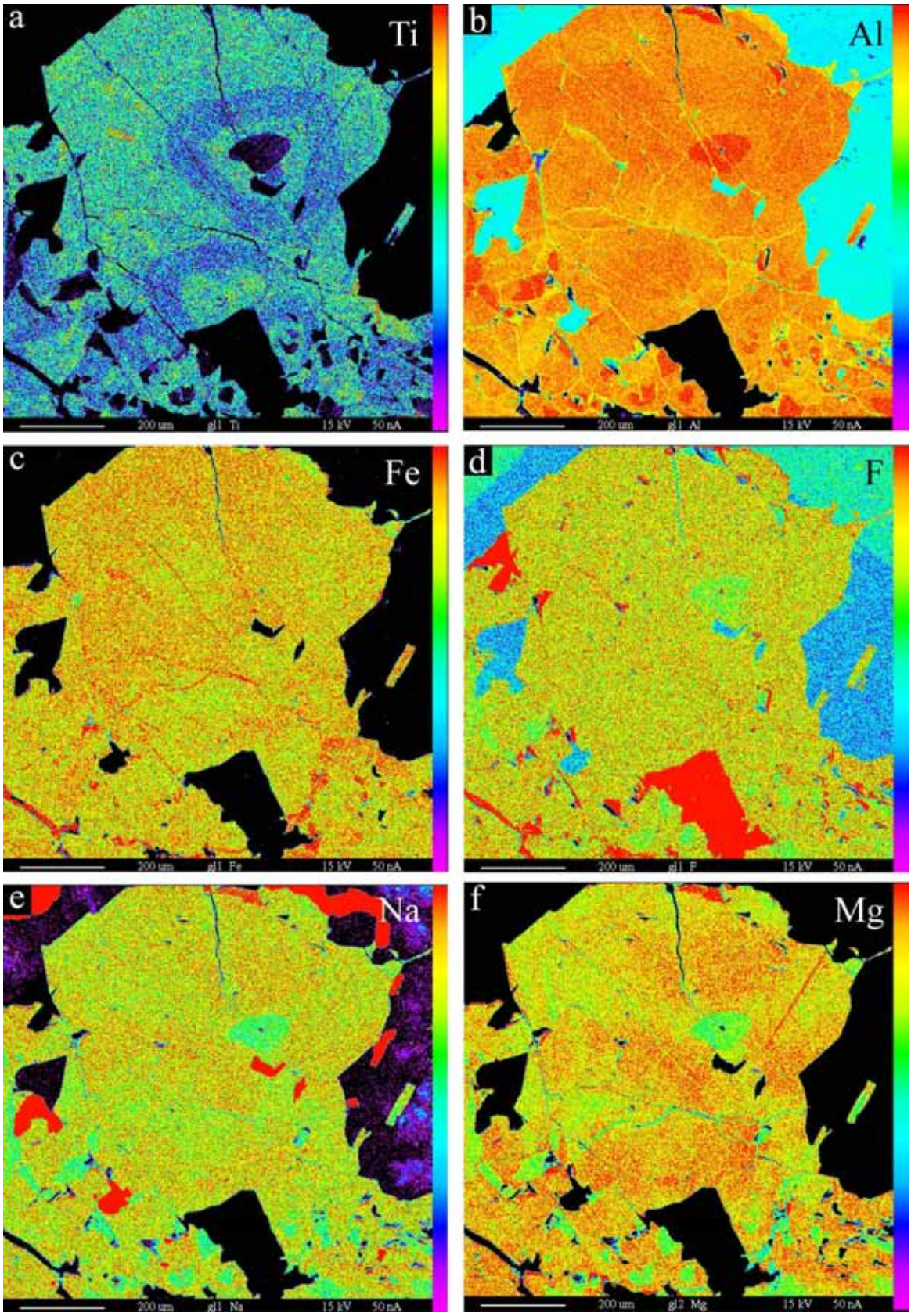


Figure V-24 : *Cartographie X d'une tourmaline provenant de fractures à quartz-tourmaline-sulfures recoupant le granite de Boborás ainsi que les dykes d'aplite et pegmatites. a) Ti (calibration 15-40) ; b) Al (calibration 400-1400) ; c) Fe (calibration 15-75) ; d) F (calibration 15-70) ; e) Na (calibration 10-60) ; f) Mg (calibration 100-235).*

Composition des tourmalines

Dans le diagramme de classification des tourmalines (Hawthorne & Henry, 1999, *Figure V-25-a & b*) on constate que tous les types de tourmalines hormis les types 4 et 6 sont du groupe alcalin à composition de dravite (tourmaline magnésienne). Ce résultat est surprenant car les tourmalines des types 1 et 2, liées au sills G2 ou encaissées dans le granite, devraient avoir des compositions proches de tourmalines liées aux granites, c'est-à-dire une composition de tourmaline ferrifère de type schorl (London, 1999; London & Manning, 1995). Ceci indique : i) que la composition des tourmalines de type 1 et 2 encaissées dans le granite ou proches de pegmatites n'est pas majoritairement contrôlée par les corps magmatiques (pegmatite-aplite et granite) mais plutôt par le fluide à l'origine de leur formation ; ii) que la composition du fluide est majoritairement contrôlée par l'encaissant métapélitique, source probable du magnésium (London, 1999; London & Manning, 1995). Ceci se vérifie dans le diagramme de Henry & Guidotti (1985) (*Figure V-25-c*) qui fait le lien entre la composition de la tourmaline et la nature de l'encaissant. Bien que dans, ou très proche d'encaissants d'origine magmatiques, les tourmalines de type 1 et les cœurs des tourmalines de type 2 se situent dans le champ des métapélites comportant une phase saturée en aluminium. Ceci est cohérent avec la présence d'andalousite et cordiérite dans les micaschistes encaissants.

Les microtourmalines présentes dans le micaschiste encaissant (type 4) ainsi que les tourmalines du quartz Q2a brêchifié (type 6) appartiennent au groupe des foitites, fait confirmé par leur faible teneur en fluor (respectivement 0,03 et 0,02 a.p.f.u.). Certaines tourmalines de type 6 sont des schorls, à composition très proche de foitites. Ces tourmalines, avec celles du type 5, sont les plus tardives. Lorsque l'on compare les tourmalines incluses dans le quartz Q2a et provenant de deux faciès différents de filons (peu déformé *vs* brêchifié, types 5 & 6), on observe une nette différence. Les types 5 sont proches des compositions des tourmalines à composition contrôlée par l'encaissant, suggèrant ainsi une importante hétérogénité de la composition du fluide à l'origine de ces tourmalines et du quartz Q2a, avec des fluides à la fois contrôlés et non contrôlés par le micaschiste. De même, on note que les microtourmalines du type 4, bien que présentes dans le micaschiste hydrothermalisé, se localisent dans le champ des granitoïdes pauvres en lithium (*Figure V-25-c*). Les compositions contrastées des tourmalines de types 5 & 6 et celle du type 4 pourraient suggérer des phénomènes de mélanges entre un fluide métamorphique et un fluide hydrothermal *s.l.*

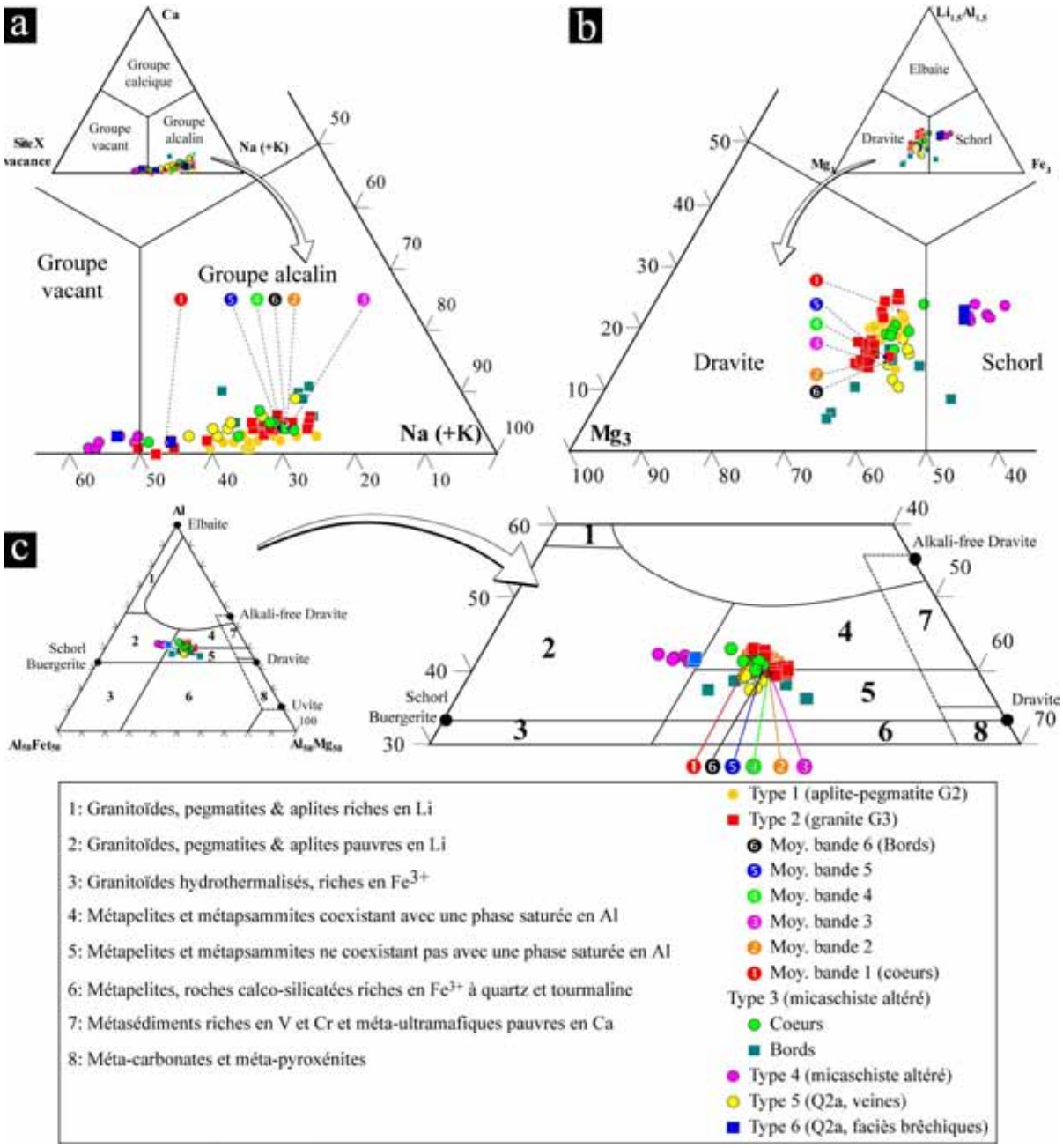


Figure V-25 : *Classification des tourmalines de Brués dans la nomenclature des tourmalines et évolution de composition des différents types ainsi que de leurs cœurs et bordures. a) diagramme de classification des trois principaux groupes de tourmalines, basé sur l'occupation du site X (Hawthorne & Henry,* **1999***) ; b) diagramme de classification du sous groupe alcalin (Hawthorne & Henry,* **1999***). Bien qu'appartenant au groupe vacant quelques tourmalines de types 4 et 6 ont été placées dans ce diagramme, ce qui indique en réalité une composition de foitite ; c) diagramme $Al_{50}Fe_{50}$ – Al – $Al_{50}Mg_{50}$ (Henry & Guidotti,* **1985***) qui met en relation la composition de la tourmaline avec son environnement de croissance.*

Dans le diagramme de Henry & Guidotti (1985), on remarque que les bordures des tourmalines des types 2 et 3 ainsi que les tourmalines de type 5 se situent dans le champ des métapélites ne coexistant pas avec une phase saturée en aluminium. Inversement les cœurs des tourmalines de type 2 et 3 se situent dans le champ des métapélites coexistant avec une

phase saturée en aluminium. Ceci suppose que les bords des tourmalines de type 2 & 3 sont synchrones d'une forte altération des micaschistes encaissants, se marquant notamment par la pseudomorphose des andalousites en damourite. A la suite de cette altération de l'encaissant, les tourmalines de types 4 pourraient donc avoir une composition différente car en partie contrôlée par cet encaissant alors modifié (hydrothermalisé), mais surtout contrôlée par le fluide.

Substitutions dans les tourmalines et teneur en fluor

Dans le diagramme $(Na+Ca)_{[X]} + (Fe+Mg+Mn)_{[Y]}$ *versus* $Al^{3+}_{total} + 1{,}33xTi^{4+}$ (London, 1999; London & Manning, 1995), on observe que les tourmalines spatialement liées aux objets magmatiques (types 1 & 2) et les plus précoces (cœurs des types 3) se présentent dans un domaine situé entre les proton-déficientes et les alcalin-déficientes. Ceci indique une légère[37] présence de Fe^{3+}, donc de conditions légèrement oxydantes, dans le fluide à l'origine de ces tourmalines. Le caractère alcalin-déficient est compatible avec la composition alumineuse de ces tourmalines. Les bordures des tourmalines de type 2 et 3 montrent une augmentation de la composante schorl-dravite par rapport aux cœurs. Le diagramme Fe *vs* Mg (a.p.f.u., *Figure V-26-c*) montre bien qu'il s'agit d'une évolution vers le pôle dravite, en cohérence avec ce qui est présenté dans le paragraphe précédent. Les tourmalines de type 5 se situent approximativement dans les mêmes domaines que les bordures des tourmalines de type 3. Cette tendance d'évolution depuis des tourmalines précoces spatialement liées au magmatisme à composantes olenite et foitite vers des tourmalines (ou bordures) avec une augmentation de la composante schorl-dravite a été observée et décrite pour des tourmalines hydrothermales spatialement associées aux granites de Cornouaille Anglaise par London & Manning (1995). Ces auteurs interprètent cette tendance par un contrôle de l'encaissant métapélitique sur la chimie du fluide. Cependant, on note que les tourmalines du quartz Q2a des faciès brêchiques (type 6) et que les microtourmalines des micaschistes hydrothermalisés poursuivent la tendance amorcée par les tourmalines du type 5 (Q2a non brêchique) vers une augmentation, qui semblerait brutale, de la composante foitite (*Figure V-26-c*). Ceci suggère qu'à partir du moment de la formation des tourmalines des types 5 et 6 (syn-Q2a) la chimie du fluide serait moins, à non, contrôlée par l'encaissant métapélitique, avec une évolution vers

[37] « légère » car les analyses ne sont pas sur la droite de déprotonation comme observé dans d'autres études (*e.g.* London & Manning, 1995). Dans ce cas, du Fe^{3+} est présent dans le site Y et l'excès de protons engendré est compensé par la perte de $3H^+$ pour maintenir la neutralité de charge, et les tourmalines sont alors de type olénite ou buergerite.

des tourmalines de type 4, proches des cœurs des tourmalines de type 1 en terme de composante foitite.

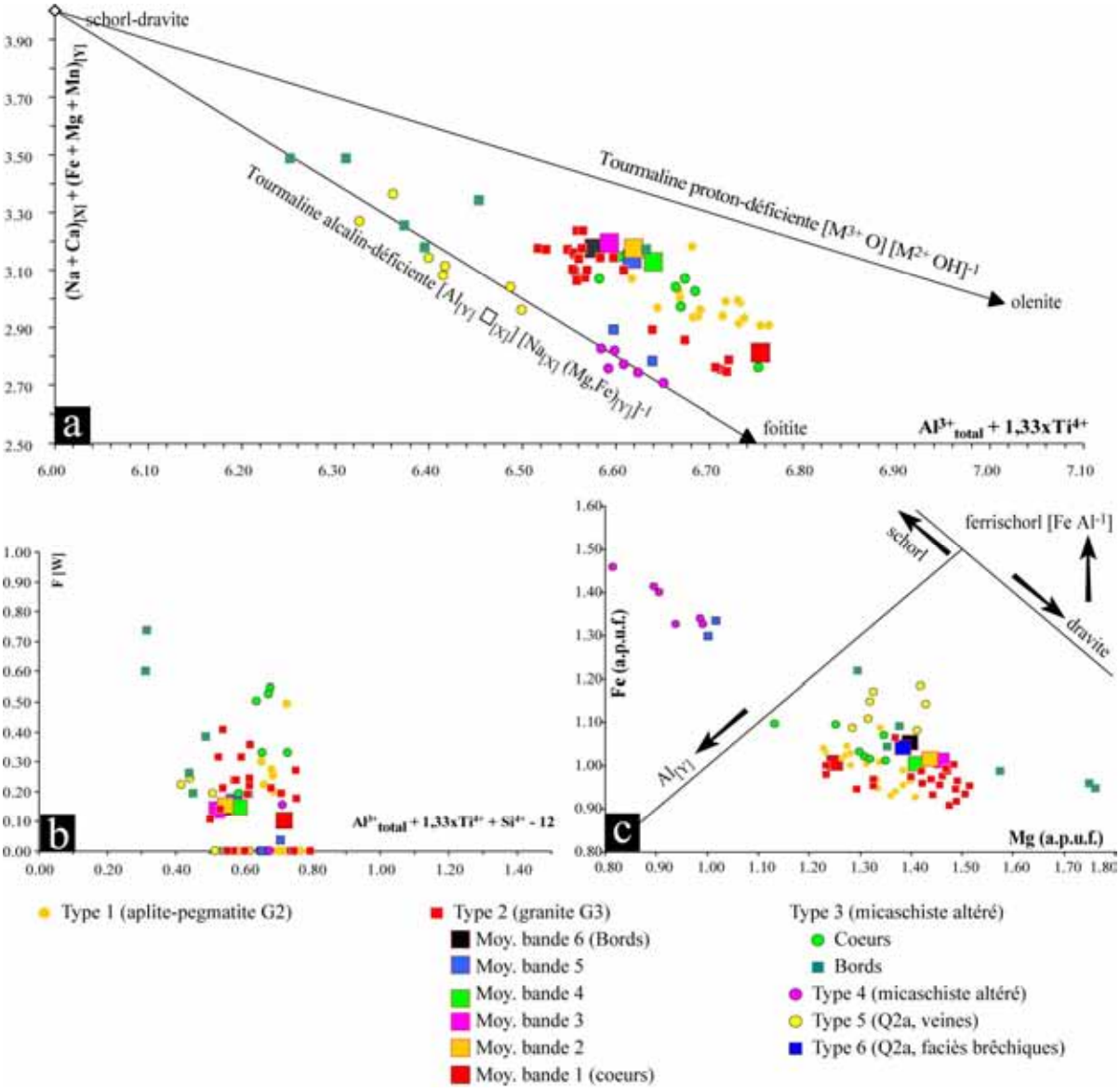


Figure V-26 : *Substitutions affectant les tourmalines des mines de Brués. a) diagramme* $(Na+Ca)_{[X]}$ + $(Fe+Mg+Mn)_{[Y]}$ *versus* $Al^{3+}{}_{total}$ + $1{,}33xTi^{4+}$*,(London & Manning,* **1995***) représentant ici deux des trois substitutions les plus fréquemment observées dans les tourmalines ; b) diagramme F[W] versus* $Al^{3+}{}_{total}$ + $1{,}33xTi^{4+}$ + Si^{4+} - 6 *; c) diagramme Fe versus Mg (London & Manning,* **1995***).*

Dans le diagramme $F_{[W]}$ *versus* $Al^{3+}{}_{total}$ + $1{,}33xTi^{4+}$ + Si^{4+} - 6 (London & Manning, 1995, *Figure V-26-b*) on observe que les cœurs des tourmalines de type 2 sont moins riches en fluor que les bordures (en moyenne 0,10 contre 0,15 a.p.u.f.), même si certains points de bordures montrent des teneurs plus importantes en fluor, jusqu'à 0,41 a.p.u.f. Cependant il faut noter que les teneurs en fluor de ces tourmalines sont très sporadiques et varient brusquement entre 0 et 0,25 le plus fréquemment ainsi que le montre la traverse de la *Figure V-23*. Les tourmalines de type 1, spatialement associées aux pegmatites précoces G2 montrent

des teneurs en fluor légèrement plus importantes, fréquemment entre 0,20 et 0,50 a.p.u.f. Les tourmalines de type 3 possèdent de plus importantes teneurs en fluor, en moyenne 0,31 pour les cœurs et 0,41 pour les bords. Les tourmalines de type 5 (associées au Q2a) montrent une nouvelle fois un caractère transitionnel avec des valeurs allant de 0,24 et 0 a.p.u.f. Les tourmalines des types 4 et 6 sont par contre très pauvres en fluor, en moyenne 0,03 et 0,02 a.p.u.f., respectivement. On observe donc une évolution en deux temps avec des tourmalines plus précoces plus riches en fluor puis des tourmalines plus tardives très pauvres en fluor. Les compositions hétérogènes du type 5 pourraient marquer cette transition.

V-3.2 Les minéralisations filoniennes stanno-wolframifères de Beariz

Ainsi que vu au Chapitre IV , les minéralisations stanno-wolframifères se présentent sous la forme de filons de quartz polyphasés à cinématique en faille normale recoupant le granite (Mina Vella, Marcofán) ou des sills de leucogranites et leurs encaissants tourmalinitisés associées (Mina Soriana). Le lien entre sills de leucogranites, veines intermédiaires, veines quartz-feldspaths et la formation de tourmalines dans le micaschiste situé à leur contact est systématique à Beariz. Les textures et générations de quartz des filons polyphasés et la place de l'arsénopyrite sont présentées au Chapitre IV .

V-3.2.1 Successions paragénétiques

Le stade I – L'évènement siliceux majeur et la minéralisation Sn-W

Ce stade est le stade majeur d'ouverture et de remplissage des filons qui est réalisé par le quartz Q1. Ce quartz Q1 est indifférenciable du quartz des veines à tourmalines parallèles aux filons, également interprété comme quartz Q1. Ce quartz contient donc des proportions variables de tourmaline, rutile, muscovite, feldspath potassique, apatite, cassitérite, wolframite et scheelite, qui sont préférentiellement localisés sur les bordures des veines et des filons, ce qui est notamment très net pour les tourmalines (voir *Figure IV-3*).

Ce quartz Q1 à déformation ductile contient des cristaux automorphes de cassitérite (*Figure V-27-a & b*). Les observations au microscope métallographique montrent ces cristaux de cassitérite sont à la fois fracturés et zonées (*Figure V-27-b*). Des analyses des cassitérites des groupes Marcofán et Magros ont été réalisés à la microsonde électronique en collaboration avec Catherine Lerouge (BRGM). Les résultats et la moyenne des analyses sont présentés en annexe B-16. Les traverses réalisées dans différents cristaux de plusieurs

échantillons des mines de Mina Vella (Marcofán) et Mina Soriana (Magros) confirment que les cassitérites sont zonées.

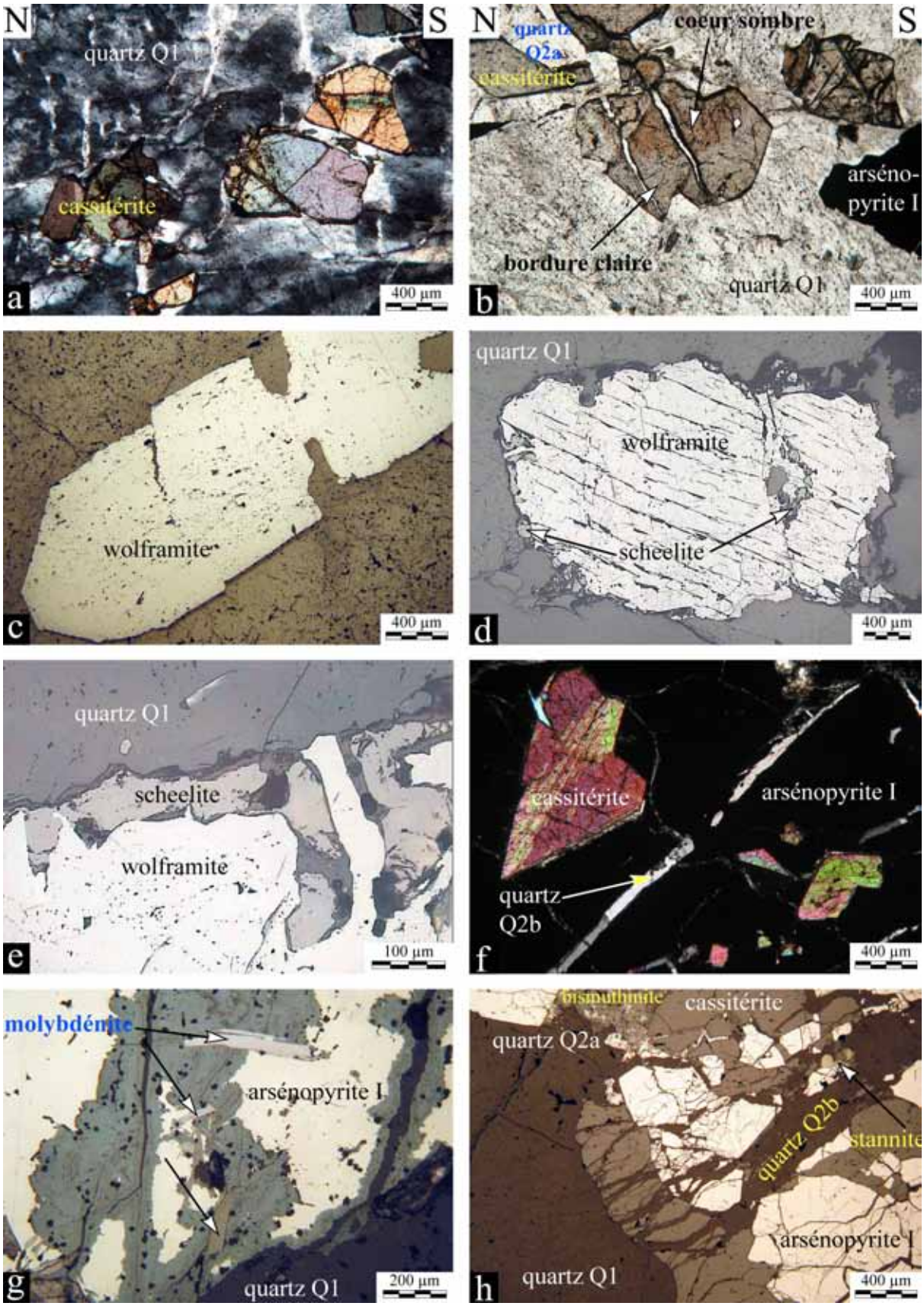


Figure V-27 : *Minéralisation Sn-W de Beariz. a) cristaux de cassitérite fracturés dans le quartz Q1 à déformation ductile ; b) zonation de la cassitérite avec distinction d'un cœur plus sombre que la bordure. Les fractures des cristaux sont soudées par le quartz Q2a ; c) cristal automorphe de wolframite dans le quartz Q1 ; d) wolframite dans le quartz Q1. Le long des fractures et entre wolframite et Q1 on observe la présence de scheelite ; e) vue de détail du cliché précédent. La scheelite semble remplacer la wolframite ; f) critère d'antériorité de la cassitérite qui est totalement englobée dans l'arsénopyrite I ; g) lamelles de molybdénite incluses dans une arsénopyrite I affectés par une altération supergène ; h) fracturation de la cassitérite et de l'arsénopyrite avec formation de quartz Q2b, stannite et bismuthinite dans les fractures.*

Un exemple de traverse est présenté *Figure V-28*. On distingue essentiellement trois domaines, un cœur, une partie intermédiaire et une bordure à partir des variations de teneurs en tantale, niobium et fer qui semblent anticorrélées à la teneur en étain. Le titane est le plus souvent corrélé à l'étain sauf sur les bordures des cristaux où l'on observe localement des anticorrélations. Les cassitérites des groupes Marcofán et Magros contiennent notamment en moyenne 1210 ppm de tantale (max. : 7403 ppm) et 426 ppm de niobium (max. : 2579 ppm). Les wolframites, incluses dans le quartz Q1 (*Figure V-27-c & d*), n'ont pas été analysées à la microsonde électronique. Il n'est donc pas possible de dire s'il s'agit de ferbérite ou d'hübnérite, ces deux pôles formant une solution solide entre $Fe^{2+}WO_4$ et $Mn^{2+}WO_4$. La scheelite se localise fréquemment en bordure des cristaux de wolframite (*Figure V-27-d & e*). La localisation entre quartz et wolframite ainsi que dans les fractures de la wolframite (*Figure V-27-d*) et l'habitus « en golfes » de la scheelite (*Figure V-27-e*) suggère que celle-ci pourrait apparaître en remplacement de la wolframite. Béryl et topaze n'ont pas été observés mais sont décrits comme présents mais rares, associés aux épontes à muscovites de filons (Castroviejo, 1975).

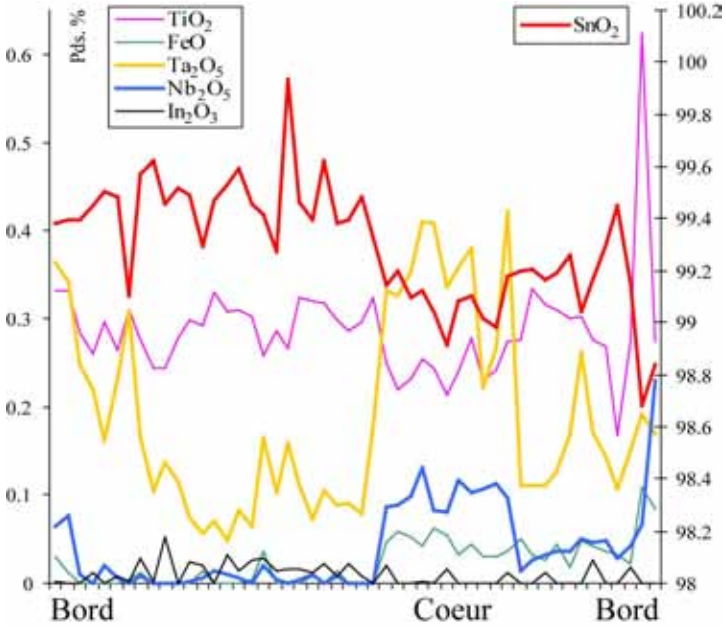


Figure V-28 : *Exemple de traverse à la microsonde électronique dans un cristal de cassitérite indiquant un domaine de cœur, intermédiaire et de bordure. Cassitérite provenant des filons de Mina Soriana.*

La fin du stade I contenant la minéralisation se marque par la mise en place du quartz Q2a. La déformation en partie localisée au niveau des filons à cinématique normale produit

une fracturation et la création de microzones d'ouvertures interprétées en termes de micro pull-apart (voir Chapitre IV). On observe ainsi des zones localisées au sein du quartz Q1 où l'on observe des amas de mésoquartz subautomorphe Q2a. Ce quartz se localise également aux joints de grains des macrograins Q1. On observe également dans certaines zones des filons une forte déformation plastique et la présence de quartz Q2b en fibre très allongées. Cet assemblage de quartz Q1 très déformé et Q2a en fibres allongées à extinction onduleuse est en tout point identique à celle observée au niveau de minéralisations aurifère. Cette texture est la marque de la cristallisation syn-déformation de ce quartz (voir Chapitre IV). Il faut noter que la tourmaline n'a pas été observée dans ce quartz Q2a.

Le stade II – l'évènement sulfo-arsénié

Habitus, morphologie de l'arsénopyrite et relations avec les minéraux antérieurs

Ainsi qu'il a été vu au Chapitre IV , dans les filons l'arsénopyrite[38] se met en place aux joints de grains des quartz Q1 et Q2a, préférentiellement au niveau des micro pull-apart à quartz Q2a. L'arsénopyrite se présente sous la forme de cristaux automorphes ou d'amas de cristaux automorphes agglomérés. La postériorité de l'arsénopyrite sur le stade antérieur ce marque notamment par la présence de cristaux de cassitérite non fracturés totalement englobés par l'arsénopyrite (*Figure V-27-f*). La cassitérite étant initialement présente dans le quartz Q1, cette observation est cohérente avec une dissolution partielle du quartz lors de la croissance de l'arsénopyrite. Par ailleurs on observe localement que lorsque la cassitérite est fracturée, les cristaux d'arsénopyrite parviennent à la dissoudre partiellement lors de leur croissance (*Figure V-27-h*). Dans ce cliché, l'antériorité de la cassitérite se marque par un plus grand nombre de fractures que l'arsénopyrite et le fait que certaines fractures affectant la cassitérite n'existent pas dans l'arsénopyrite, ce qui montre qu'elle s'est formée après la fracturation de la cassitérite et l'a partiellement dissoute. L'ensemble a été de nouveau fracturé par la suite. Ceci indique que le dépôt de la phase arsénopyrite considéré dans son ensemble est synchrone de la déformation.

L'arsénopyrite contient généralement peu d'inclusions cogénétiques. On observe localement de la pyrrhotite (*Figure V-29-e*) et beaucoup plus rarement de la molybdénite (*Figure V-27-g*). En dehors de ces inclusions, les observations au microscope métallographique ont permis d'observer la présence de petits cristaux d'arsénopyrite automorphe en croissance dans les fractures et les cavités libres entre les plus gros cristaux

[38] L'arsénopyrite s'observe également en cristaux disséminées pluri-millimétriques dans les encaissants (granite G1, leucogranite G2 et dans les tourmalinites)

(*Figure V-29-a*). Cette observation suggère l'existence d'au minimum deux générations d'arsénopyrite. Afin de le vérifier et d'observer d'éventuelles zonalités, des analyses supplémentaires ont été réalisées à la microsonde électronique.

Chimie de l'arsénopyrite

Les analyses à la microsonde électronique ont été réalisées sur les deux types d'arsénopyrites (macro et micro) observées dans les filons Sn-W ainsi que sur les arsénopyrites des veines quartz-feldspath du stockwerk de Magros recoupant le leucogranite. Les analyses sont données en annexe B-8, et les moyennes de chaque type en annexe B-9. Dans un diagramme As *vs* S (a.p.u.f., *Figure V-30*) on observe immédiatement une discrimination en deux populations suivant la teneur en arsenic. Ainsi, dans les filons Sn-W les macro arsénopyrites I possèdent un pourcentage atomique moyen en arsenic de 34,55 comparativement nettement plus haut que celui à 33,26 des micro-arsénopyrites II. Ceci confirme l'existence de deux générations d'arsénopyrite, la plus importante quantitativement étant l'arsénopyrite I. Les arsénopyrites des veines de quartz formant le stockwerk de Magros montrent un pourcentage atomique moyen en arsenic de 34,98. Il est légèrement plus important que celui des filons Sn-W mais reste dans une gamme identique ainsi que le montre la *Figure V-30*. Au sein de chaque génération d'arsénopyrite, que ce soit dans les filons ou le stockwerk, les cristaux ne montrent pas de zonation visible au microscope électronique. De façon similaire aux arsénopyrites des minéralisations aurifères de Brués, il pourrait cependant y avoir une légère diminution en As at. %, entre le centre et la périphérie des arsénopyrites I et II, comme le montre la dispersion des points. Ceci suggère une légère évolution de la composition de chaque génération au cours du temps. Cependant cette hypothèse devra être vérifiée par des traverses à la microsonde électronique.

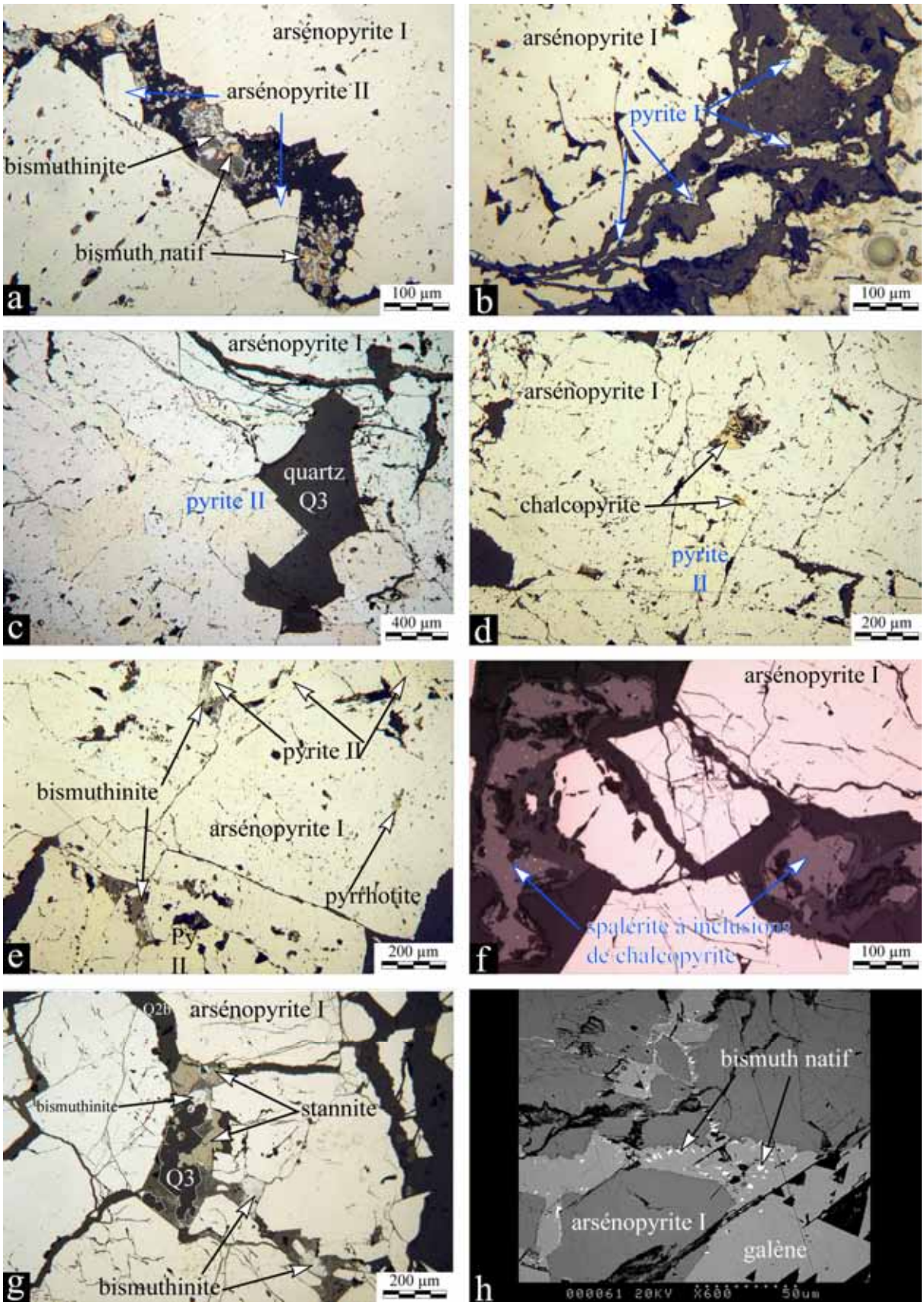


Figure V-29 : *Paragénèses des stades II et III des minéralisations Sn-W de Beariz. a) fracture dans l'arsénopyrite I dans laquelle se sont développés des petits cristaux d'arsénopyrite II. Cette fracture est ensuite remplie par de la bismuthinite à inclusions de bismuth natif microcristallin en globules ; b) pyrite I xénomorphe*

en remplissage de fractures de l'arsénopyrite I, ici partiellement affectée par de l'altération supergène (scorodite autour de la pyrite) ; c) pyrite II xénomorphe dans les fractures de l'arsénopyrite I et en cubes automorphes dans les cavités entre cristaux d'arsénopyrite I. Le cœur de la cavité est scellé par du quartz Q3 ; d) chalcopyrite et pyrite II à inclusion de chalcopyrite en remplissage des fractures et des cavités entre cristaux d'arsénopyrite I ; e) arsénopyrite I à inclusion de pyrrhotite et pyrite II – bismuthinite en remplissage des cavités entre cristaux d'arsénopyrite I ; f) sphalérite à inclusions de chalcopyrite (« maladie de la chalcophyrite ») dans les fractures des cristaux d'arsénopyrite I ; g) arsénopyrite I à fractures à quartz Q2b et cavités et fractures à quartz Q3 automorphe (cristaux soulignés en blanc) – stannite – bismutninite ; h) cliché MEB avec fractures de l'arsénopyrite I à remplissage de galène comportant de nombreuses micro-inclusions de bimuth natif.

Les arsénopyrites contiennent très peu d'éléments en traces significatives. Seul le cobalt a été détecté dans l'arsénopyrite I des filons Sn-W, avec une teneur maximale de 0,07 pds. % pour une moyenne de 0,01 pds. %, c'est-à-dire inférieure à la limite de détermination.

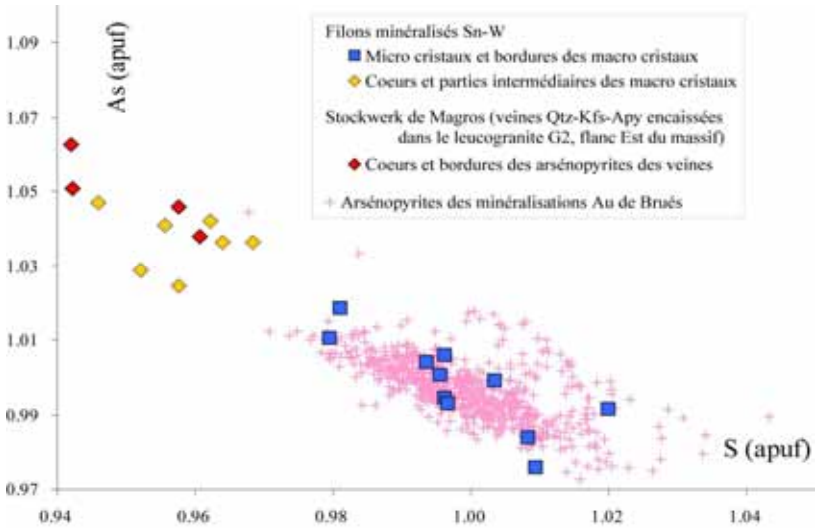


Figure V-30 : *Diagramme As versus S en atomes par unité formulaire des arsénopyrites des filons minéralisés et des arsénopyrites des veines quartz-feldspath du stockwerk de Magros. A titre de comparaison, les analyses des arsénopyrites des minéralisations aurifères de Brués sont également reportées.*

Les pyrrhotites xénomorphes en inclusion dans l'arsénopyrite I ont la formule moyenne $Fe_{0.86}S$ (annexes B-17 & B-18). Ceci indique la présence notable de Fe^{3+} (0.28 a.p.u.f.) dans la pyrrhotite. Cette pyrrohotite contient par ailleurs en moyenne 0,12 pds. % de zinc et 0,02 pds. % d'arsenic. L'absence d'un autre sulfure de type pyrite ou löllingite en inclusion cogénétique de l'arsénopyrite a pour effet de rendre impossible l'application du géothermomètre arsénopyrite de Kretschmar & Scott (1976) modifié par Sharp *et al.* (1985).

La pyrite interstitielle

Une pyrite particulière a été remarquée dans de petites fractures de l'arsénopyrite (*Figure V-29*-). Cette pyrite est toujours xénomorphe et n'a jamais été observée accompagnée de quartz. Les analyses à la microsonde (annexes B-17 & B-18) donnent la formule structurale suivante, $Fe_{0.99}As_{0.09}S_{1.91}$. Cette pyrite contient en moyenne 5,44 pds. % d'arsenic

(maximum 8,66, minimum 1,72 pds. % As), il s'agit donc d'une pyrite arseniée. La rareté de cette pyrite rend difficile sont calage temporel, mais son habitus en colmatage des fractures de l'arsénopyrite et non associée à du quartz suggère qu'elle pourrait être synchrone de l'arsénopyrite II, celle-ci étant également présente dans les fractures de l'arsénopyrite I.

Le stade III – L'évènement à sulfures à métaux de base

Le stade IIIa – le quartz Q2b

Le début du stade III est marqué par le remplissage de fractures de l'arsénopyrite et des quartz antérieurs par un microquartz Q2b, auquel est associé de la muscovite, et dont les habitus et morphologies ont été précisés au chapitre IV. L'existence de fractures non remplies par le quartz Q2b mais par des minéraux ultérieurs et la légère déformation locale de ce quartz (extinction onduleuse) montre que les filons subissent toujours une déformation après la mise en place de ce quartz. Des faciès microbréchiques de ce quartz n'ont pas été observés, mais il faut noter que des microbrèches à fragments de quartz, cassitérite et arsénopyrite sont décrits par Castroviejo (1975). Cette brèche pourrait éventuellement être synchrone de la formation du quartz Q2b.

Le stade IIIb – le stade minéralisateur accessoire

Habitus et morphologies

Ce stade se marque par la formation d'une paragenèse à quartz Q3, pyrite, sphalérite, chalcopyrite, galène, stannite, bismuthinite et bismuth natif qui se localise exclusivement dans les fractures des arsénopyrites à l'exception notable de la pyrite qui se trouve assez fréquemment dans les fractures des quartz antérieurs (fractures à quartz Q2b notamment) ainsi que sous la forme de disséminations dans les encaissants. Le quartz Q3 est un quartz limpide, non déformé, qui se trouve sous une forme xénomorphe lorsqu'il remplit totalement les fractures ou les cavités entre cristaux d'arsénopyrite (*Figure V-29-c*). On l'observe fréquemment sous la forme de cristaux automorphes ou amas de cristaux automorphes dans des cavités entre cristaux d'arsénopyrite partiellement comblées (*Figure V-29-g*). Ce quartz Q3 inclut fréquemment les autres minéraux de la paragenèse, mais les relations inverses sont également observées. La pyrite de cette paragenèse, nommée pyrite II, se trouve à la fois en colmatage des fractures de l'arsénopyrite et sous la forme de cristaux complètement ou partiellement automorphes dans les cavités de l'arsénopyrite (*Figure V-29-c & e*). Lorsqu'elle remplit totalement les cavités elle est alors xénomorphe (*Figure V-29-d*), cette pyrite inclut fréquemment les autres phases de la paragenèse et *vice-versa*. En termes quantitatifs, pyrite,

sphalérite, chalcopyrite et bismuthinite sont abondantes. Le bismuth natif est moins fréquent et la galène rare.

La majorité des phases constitutives de cette paragenèse ont fait l'objet d'observations et d'analyses au MEB et à la microsonde électronique. Les données sont présentées en annexe B-17 et les moyennes en annexe B-18.

Composition chimique de la pyrite II

Les analyses à la microsonde électronique de la pyrite II montrent qu'elle contient peu d'arsenic, entre 0 et 0,79 pds. % avec une moyenne de 0,20 pds. %. Nous confirmons donc que cette pyrite est différente de la pyrite I plus précoce, riche en arsenic. Par ailleurs, aucun autre élément en traces significatives n'a été mesuré dans cette pyrite II.

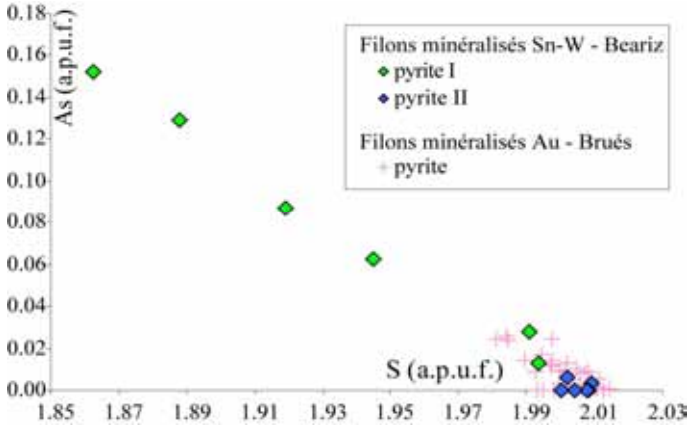


Figure V-31 : *Diagramme As versus S des pyrites des filons minéralisés de Beariz (a.p.u.f.). A titre de comparaison, les analyses des pyrites des minéralisations aurifères de Brués sont également reportées.*

Composition chimique de la sphalérite

L'ensemble des sphalérites observées, présentes de façon relativement abondante, montrent une multitude d'inclusions de chalcopyrite (*Figure V-29-f*). Ainsi que précisé précédemment il s'agit d'un phénomène classique de remplacement (maladie de la chalcopyrite). Les analyses réalisées à la microsonde électronique indiquent une faible teneur en fer de 10 pds. %. Ceci confirme la rééquilibration des sphalérites qui ne peuvent pas être utilisées comme indicateurs géothermobarométriques. Les analyses de cette sphalérite montrent qu'elle contient en moyenne 1,12 pds. % de cadmium, 0,02 pds. % de plomb et 0,01 pds. % de sélénium (en limite de détermination, mais maximum à 0,07 pds. %).

Composition chimique de la stannite

La formule structurale moyenne obtenue à partir des analyses microsonde est $Cu_{1.97}Fe_{0.95}Zn_{0.06}Te_{0.01}Se_{0.01}Sn_{1.00}S_4$. Cette stannite contient ainsi des traces de zinc (moyenne de 0,98 pds. %), de tellure (moyenne de 0,26 pds. %) et de sélénium (moyenne de 0,12 pds. %). Bien que la stannite soit assez abondante, elle ne constitue pas un intérêt économique et ce second évènement minéralisateur reste accessoire en comparaison du premier. Le point important réside dans le fait que la présence de la stannite montre que le fluide à l'origine de cette paragenèse contient de l'étain.

Composition chimique de la bismuthinite

L'ensemble des phases reconnues au microscope métallographique comme étant de la bismuthinite ont été analysées à la microsonde électronique et montrent une bonne homogénéité de composition. Toutes les analyses correspondent à des bismuthinites (*Figure V-32*). Certaines montrent un début de substitution par le cuivre et le plomb qui les placent sur la série aikinite-bismuthinite, mais elles restent près de ce pôle pur. En comparaison avec les bismuthinites des minéralisations aurifères, elles ne comportent pratiquement pas d'antimoine (en moyenne 0,06 pds. % Sb, maximum 0,35 pds. % Sb). Ainsi que l'on peut le voir sur le diagramme ternaire ($PbS+Cu_2S$) – Sb_2S_3 – Bi_2S_3 (*Figure V-32*), elles contiennent des traces de plomb et de cuivre. Les analyses montrent également la présence sporadique de fer, arsenic et molybdène et des traces, en limite de détermination, en mercure et cadmium (en moyenne 0,01 pds. %, maximum 0,26 et 0,47 pds. %).

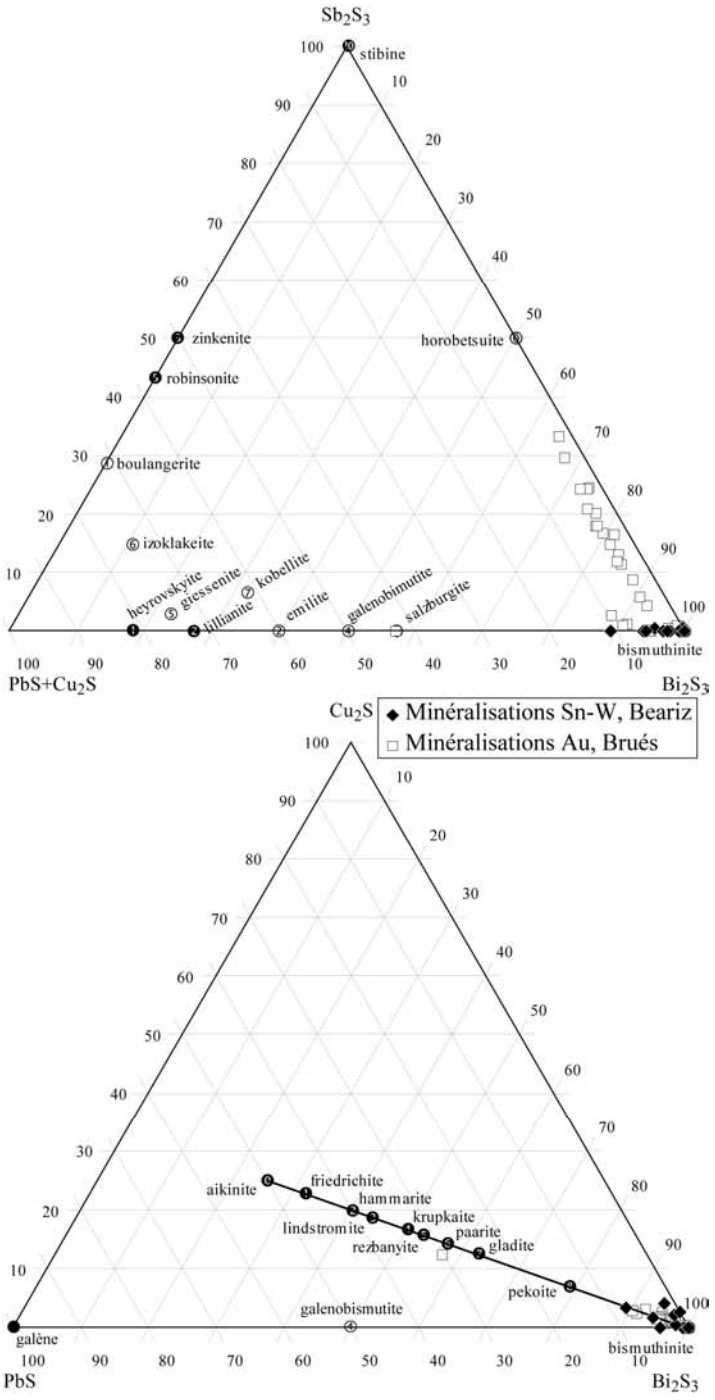


Figure V-32 : *Report des compositions des bismuthinites des filons Sn-W de Beariz dans les diagrammes ternaires ($PbS+Cu_2S$) – Sb_2S_3 – Bi_2S_3 et $PbS – Cu_2S – Bi_2S_3$. A titre de comparaison, les phases de type bismuthinite des minéralisations Au de Brués sont également indiquées.*

Géothermomètre bismuth natif

La bismuthinite et la galène contiennent localement d'assez nombreuses inclusions de bismuth natif (*Figure V-29-a & h*) dont la composition a été vérifiée au MEB. Il est donc possible d'utiliser le bismuth natif comme géothermomètre (Ramdohr, 1969). Les plages de bismuth natif se présentent sous une forme microcristalline ovoïde, ce qui indique une température de formation de la paragenèse supérieure ou égale à 271°C.

V-3.2.2 Les altérations hydrothermales et la composition des silicates associés

Les différents types d'altération hydrothermale et minéraux marqueurs

Les circulations de fluides hydrothermaux produisent une très forte altération des encaissants. Cette altération se marque par :

1. Une tourmalinitisation des micaschistes situés au contact des corps intrusifs G2 (sills, dykes, aplite-pegmatites, veines intermédiaires et veines quartz-feldspath). Cette altération des micaschistes conduit à une disparition de la biotite et du grenat et l'apparition d'un assemblage à tourmaline-muscovite-quartz sur quelques centimètres à plus d'un mètre de puissance localement (voir Chapitre IV). La formation de tourmaline en disséminations discrètes se poursuit en général au delà des zones transformées, sur environ un mètre à partir du corps intrusif ou de la veine intermédiaire à quartz-feldspath. Ces tourmalinites contiennent par ailleurs une importante quantité de magnétite, ilménite, apatite et rutile. Dans une moindre mesure, localement, on observe de l'arsénopyrite et de la pyrite disséminée. Nous n'avons pas observé de cassitérite ou de wolframite dans les tourmalinites, mais ces deux minéraux, constituant la minéralisation, ont néanmoins été décrits par Castroviejo (1975) comme présents sous forme disséminée dans les tourmalinites

2. Une greisenification des corps magmatiques transformés localement en un assemblage essentiellement à muscovite-quartz. Ce phénomène affecte majoritairement les corps magmatiques intrusifs, notamment les sills, dykes de leucogranite ainsi que les veines intermédiaires. Dans les micaschistes on observe surtout un développement de grandes muscovites ainsi qu'une silicification. Cette altération à quartz muscovite s'observe également sous la forme de fractures à quartz-muscovite recoupant les ensembles sills-tourmalinites. De même, le contact entre les encaissants et les filons est souvent marqué par une bande de muscovites perpendiculaires aux épontes (muscovites « en franges »).

3. Une altération sodique et potassique marquée par l'apparition locale d'albite ou de microcline dans les encaissants. Ces feldspaths apparaissent sous forme disséminée dans les

micaschistes hydrothermalisés. Les analyses microsonde de ces feldspaths sont présentées en annexe B-3.

4. Une chloritisation locale des métapélites à andalousite. Les métapélites à andalousite du Marcofán (contact Est du massif) montrent une transformation presque totale des andalousites en un assemblage de micromicas blanc (damourite) et l'apparition de grandes masses de chlorite en gerbes effaçant la schistosité S3. A proximité des zones minéralisées, les biotites du granite G1 et des micaschistes sont également chloritisées. Ces chlorites n'ont pas été analysées.

Les micas magmatiques à hydrothermaux : types, compositions et estimations thermométriques

Du fait des très importants liens spatiaux existant entre les intrusifs magmatiques (sills, dykes), magmatiques-hydrothermaux (veines intermédiaires) et les structures hydrothermales (filons, veines), des micas blancs provenant de l'ensemble de ces objets ont été étudiés. Les différents types suivant ont été distingués

- Micas blancs de sills de leucogranite G2 non hydrothermalisés, hors des zones minéralisées,
- micas blancs des faciès greisen des sills de leucogranite G2,
- micas blancs des tourmalinites,
- micas blancs des veines intermédiaires,
- micas blancs « en franges » d'épontes de filon (syn à anté Q1),
- micas dans les fractures du quartz Q1 des filons, syn-Q2a à syn-Q2b.

Ces différents micas ont été analysés à la microsonde électronique. Les analyses sont présentées en annexe B-6 et les moyennes en annexe B-7.

Le report de ces analyses dans le diagramme binaire R^{3+} *vs* Fe+Mg+Ti+(Si-3) (Guidotti, 1984, *Figure V-33-a*) montre que tous les types de micas sont des micas dioctaédriques de type muscovite. Ces micas s'alignent sur la droite de substitution phengitique, mais correspondent majoritairement à des muscovites *s.l.* Les muscovites magmatiques et les muscovites des sills greisenifiés sont celles qui se rapprochent le plus du pôle muscovite. Les muscovites « en franges » d'épontes de filons sont celles qui se rapprochent le plus de la phengite. Les muscovites des veines intermédiaires et des tourmalinites sont intermédiaires entre les muscovites magmatiques et hydrothermales. On remarque que les muscovites hydrothermales des filons montrent une très large gamme de substitution entre muscovites magmatiques *s.s.* et hydrothermales *s.s*.

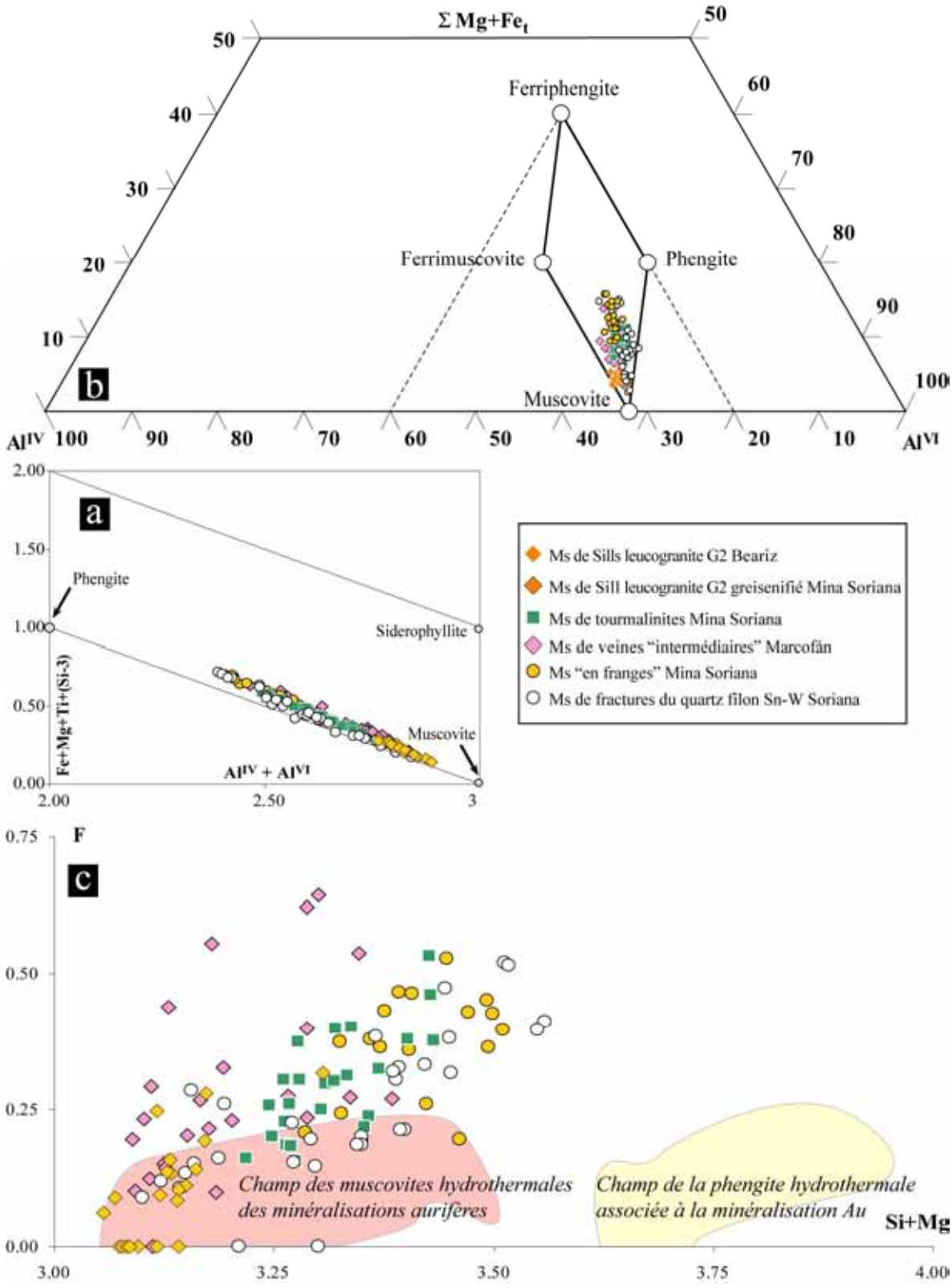


Figure V-33 : *Composition des micas magmatiques, magmatiques-hydrothermaux, hydrothermaux et d'altération hydrothermale des minéralisations stanno-wolframifères de Beariz. A titre de comparaison, les champs des micas hydrothermaux pré- et syn- minéralisation du sytème hydrothermal aurifère sont indiqués. Les valeurs sont en atomes par unité formulaire (a.p.u.f.).*

Dans le diagramme ternaire $Al^{IV} – \Sigma(Mg+Fe_t) – Al^{VI}$ (Guidotti, 1984, *Figure V-33-b*), l'ensemble des muscovites se dispose entre les joints muscovite-ferrimuscovite et muscovite-phengite. Trois tendances sont observées : i) les muscovites magmatiques et des greisens s'alignent préférentiellement sur le joint muscovite-ferrimuscovite ; ii) les muscovites hydrothermales des filons s'alignent préférentiellement sur le joint muscovite-phengite ; iii) les muscovites « en franges » des épontes et celles des tourmalinites se localisent exactement entre les deux joints. On constate que les muscovites des veines intermédiaires montrent les trois tendances à la fois, ce qui pourrait être cohérent avec un caractère transitionnel entre tardi-magmatique et hydrothermal pour ces veines.

Dans le diagramme F *versus* Si+Mg (*Figure V-33-c*) on observe une augmentation corrélée de ces deux paramètres avec en moyenne par ordre croissant : i) les sills de leucogranite G2 (0,07 a.p.u.f. F) ; ii) ces mêmes sills greisenifiés (0,14 a.p.u.f. F) ; iii) les muscovites disséminées dans les tourmalinites (0,30 a.p.u.f. F) et iv) les muscovites d'épontes de filon, « en franges » (0,36 a.p.u.f. F). Les muscovites des veines intermédiaires sont assez riches en fluor (moyenne 0,28 a.p.u.f.) mais montrent une grande dispersion chevauchant à la fois les valeurs des muscovites des sills - sills greisenifiés et des tourmalinites - muscovites en franges. Les muscovites des filons minéralisés sont également en moyenne riches en fluor (0,25 a.p.u.f. F) mais s'échelonnent entre les valeurs des muscovites des sills et des muscovites en franges. Des relations exactement identiques sont observées pour le magnésium et exactement inverses pour le sodium, avec des muscovites de sills ou de sill greisenifiés plus riches en sodium, les muscovites les plus riches en sodium étant celles des sills greisenifiés (0,12 a.p.u.f. Na). Enfin, il faut noter que l'ensemble des muscovites analysées apparaît comparativement beaucoup plus riche en fluor que pour celui des muscovites du système hydrothermal aurifère

Le géothermomètre de Monier & Robert (1986) a été appliqué à l'ensemble de ces types de muscovites. Les résultats sont présentés *Figure V-34*.

- Les muscovites magmatiques des sills de leucogranite situés en dehors des zones minéralisées indiquent des températures d'ordre magmatique, bien regroupées entre 600 et 650°C ;
- Les muscovites des sills greisenifiés indiquent des températures entre 600 et plus de 650°C. Ceci indique que l'altération de type greisen s'effectue à très haute température et est vraisemblablement synchrone de l'injection des sills dans les micaschistes ;

- Les muscovites disséminées dans les tourmalinites indiquent des températures regroupées entre 450 et 550°C ;
- Les muscovites des veines intermédiaires montrent une large dispersion des températures, entre 450 et 600°C. Les températures les plus importantes sont cependant compatibles avec des températures de cristallisations d'aplites-pegmatites enrichies en fluor (*e.g.* Pichavant & Manning, 1984). Les températures plus basses sont compatibles avec celles de fluides hydrothermaux *s.l.* de haute température ;
- Les muscovites « en franges » d'épontes de filons ainsi que celles situées dans les filons, syn-Q2a à Q2b indiquent une gamme de températures identique, entre 400 et 550°C, ce qui suppose que les températures de formation des filons sont relativement importantes.

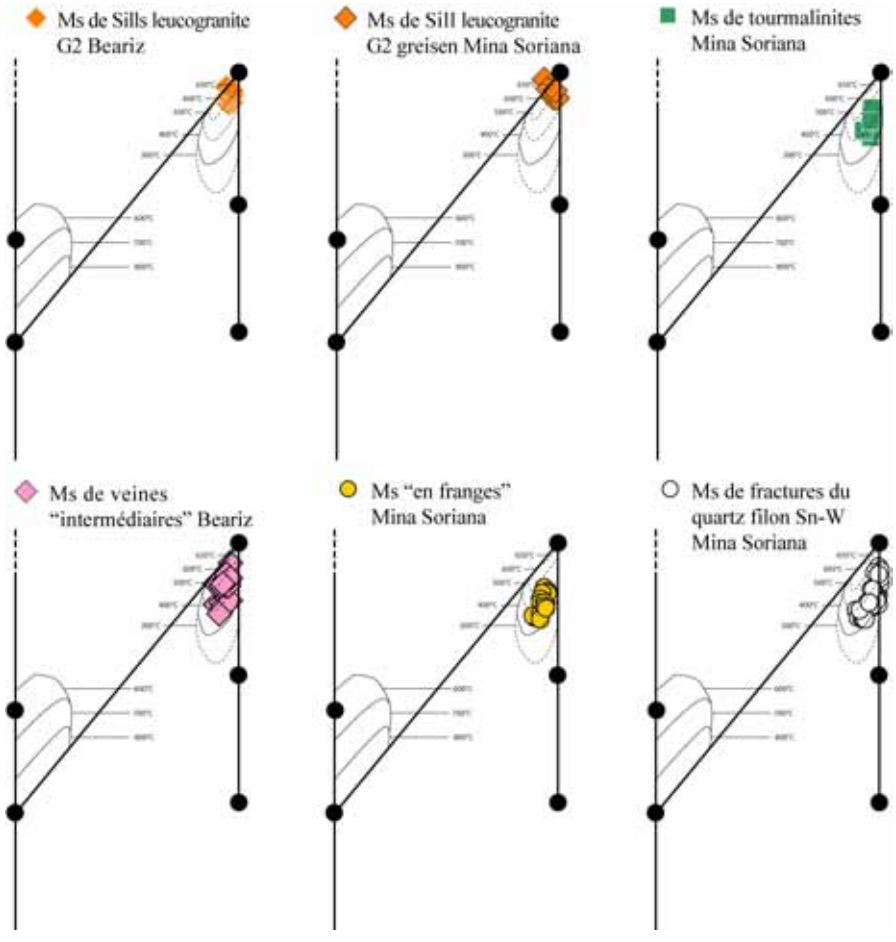


Figure V-34 : *Composition des micas dioctaédriques magmatiques à hydrothermaux dans le système* M^{2+} *-*Al_{total} *– Si avec les champs de température de formation des différentes compositions de Monier & Robert (***1986***).*

Les tourmalines : types, compositions et indications sur les relations fluides encaissants

Types

La tourmaline est un minéral très abondant sur l'ensemble du massif de Beariz. 6 principaux types de tourmalines ont été observés et ont fait l'objet d'analyses à la microsonde électronique. Les données microsonde sont présentées en annexe B-19 et les moyennes de chaque type en annexe B-20. Les types de tourmalines qui ont été définis et analysés sont les suivants :

-type 1 : tourmaline magmatique du leucogranite G2 de Beariz (*Figure V-35-a*). Il s'agit de tourmalines subautomorphes à xénomorphes présentes dans le quartz, les feldspaths ou les muscovites du leucogranite. Optiquement, il s'agit de tourmalines vertes à bleues ne montrant pas optiquement de claires zonalités.

-type 2 : tourmaline disséminée dans les micaschistes au contact immédiat (<1cm) de sills de leucogranite G2 (*Figure V-35-b*). Ces tourmalines de près d'un centimètre de longueur montrent peu de zonalité, on distingue essentiellement un domaine de cœur et un domaine de bordure.

-type 3 : tourmalines des tourmalinites de Mina Soriana. Il s'agit d'importantes concentrations de tourmalines formant des tourmalinites autour des sills de leucogranite G2. Ces tourmalines montrent optiquement une nette zonalité (*Figure V-35-c*), avec un minimum de trois domaines concentriques discernables. Les observations au MEB montrent que les zonalités internes de ces tourmalines peuvent êtres complexes, en secteurs plus ou moins géométriques avec une bordure constituée de très fines bandes de croissances (*Figure V-35-e*). D'autres cristaux montrent des zonalités plus simples constituées de très fines bandes de croissance concentriques (*Figure V-35-f*). Lors de la croissance de ces tourmalines, certains cristaux ont été englobés formant des amas complexes (*Figure V-35-d*). Les traverses réalisées à la microsonde électronique permettent cependant d'individualiser un domaine de cœur et un domaine de bordure sur la base des variations de chimie, notamment de l'aluminium et du titane (*Figure V-36*). L'ensemble des analyses de ces tourmalines a ainsi été subdivisé en deux populations, « cœurs » et « bordures ».

-type 4 : tourmalines des veines quartz-tourmaline recoupant les tourmalinites. Ces tourmalines incluses dans le quartz Q1 se présentent sous la forme de fines aiguilles, de cristaux trapus ou de petits cristaux isolés dans le quartz (*Figure V-35-g*). On distingue dans ces tourmalines une fine bordure différente du cœur, optiquement homogène. Un domaine de cœur et un domaine de bordure ont également été distingués.

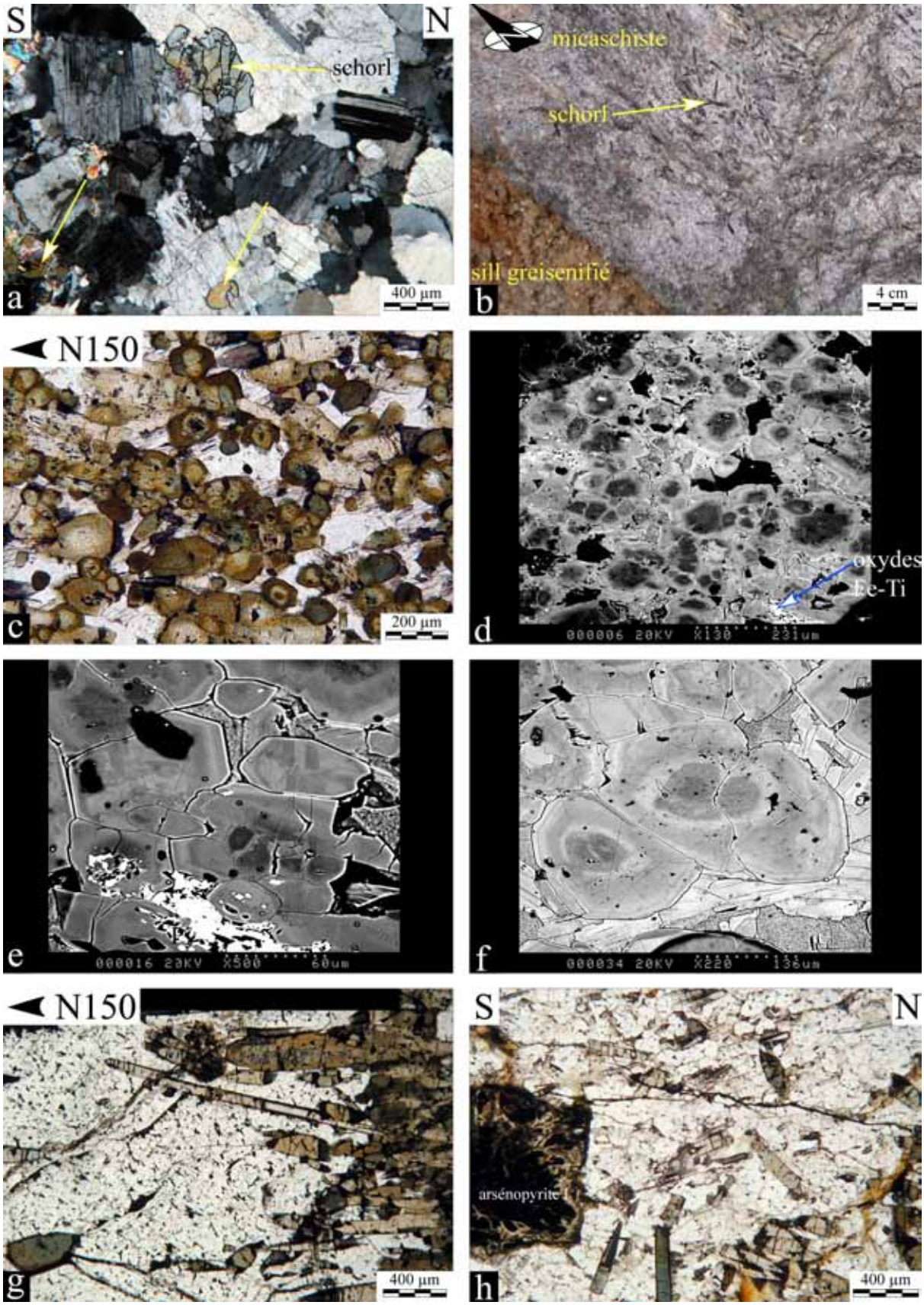


Figure V-35 : *Différents types de tourmalines d'origine magmatique et hydrothermale du massif de Beariz. a) tourmaline xénomorphe à subautomorphe du leucogranite G2 ; b) tourmalines centimétriques disséminées au contact d'un sill G2 partiellement greisenifié ; c) tourmalinites de Mina Soriana correspondant à un assemblage*

tourmaline-muscovite-quartz-oxydes Fe-Ti ; d) cliché MEB des tourmalinites de Mina Soriana ; e) vue de détail du cliché précédent montrant la zonation interne complexe de certaines tourmalines ; f) tourmalines à fines bandes de croissances concentriques dans les tourmalinites de Mina Soriana ; g) tourmalines des veines présentes au sein des tourmalinites ; h) zone à microtourmalines dans le quartz d'une veine à quartz-feldspath-arsénopyrite du stockwerk de Magros.

-type 5 : tourmalines disséminées dans les micaschistes à plus d'un mètre des sills de leucogranite. Ces tourmalines se présentent sous la forme de cristaux disséminés dans les micaschistes à grenat-plagioclase-muscovite-biotite situés à 1m – 50 cm des sills de leucogranites, c'est-à-dire à peu de distance des tourmalinites.

-type 6 : rares tourmalines des veines quartz – feldspath ± arsénopyrite du stockwerk de Magros. Ces tourmalines, observées sporadiquement se présentent dans le quartz des veines à quartz - feldspath ± arsénopyrite formant le stockwerk de Magros qui recoupe le leucogranite G2 sur le flanc Est du massif de Beariz. Il s'agit de microtourmalines bleues à vertes ne présentant pas optiquement de zonalités.

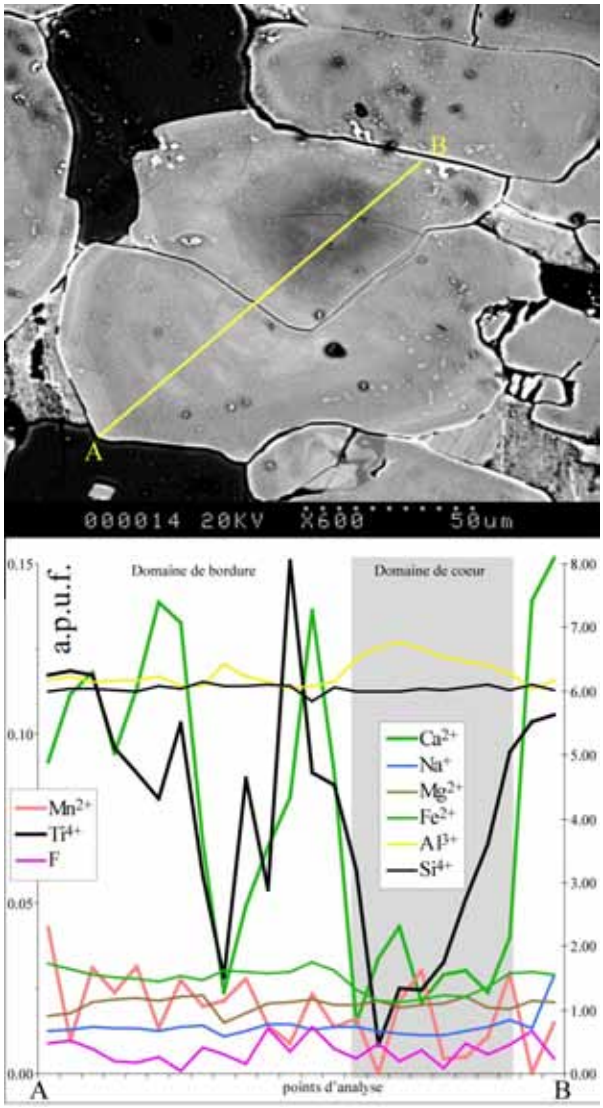


Figure V-36 : *Exemple de zonalité dans un cristal de tourmaline des tourmalinites de Mina Soriana. On distingue un domaine central (cœur) pauvre en Ti et riche en Al, et un domaine de bordure très variable à très fines bandes de croissance ou zonalités complexes.*

Composition des tourmalines

Dans le diagramme de nomenclature des tourmalines de Hawthorne & Henry (1999) (*Figure V-37*), on constate que l'essentiel des tourmalines de Beariz appartiennent au groupe des tourmalines alcalines. Seules quelques tourmalines des types 5 et quelques cœurs de tourmalines de type 4 appartiennent au groupe vacant. Le diagramme de classification du groupe alcalin montre que l'essentiel des tourmalines sont des tourmalines ferrifères (schorl). Les tourmalines localisées dans les micaschistes et situées le plus loin des sills de leucogranite sont majoritairement magnésiennes (dravites). Les cœurs

des tourmalines des tourmalinites (type 3) sont celles qui ont la composition la plus proche des tourmalines des micaschistes (type 5), certaines d'entre elles étant des dravites. Cette tendance magnésienne des tourmalines montre un contrôle des micaschistes sur la chimie des tourmalines. Ceci se vérifie dans le diagramme pétrogénétique de Henry & Guidotti (1985) (*Figure V-37*) où l'on observe en effet que ces tourmalines se situent dans les champs des métapélites coexistant ou ne coexistant pas avec une phase saturée en aluminium (micaschistes à andalousites damouritisées).

Les tourmalines magmatiques du leucogranite G2 de Beariz (type 1) correspondent à des schorls très ferrifères et alumineux. Leur origine magmatique est totalement en accord avec le diagramme pétrogénétique de Henry & Guidotti (1985), ces tourmalines se plaçant dans le champ des granitoïdes, pegmatites et aplites pauvres en lithium (*Figure V-37*). Les tourmalines de type 2 se localisent en disséminations dans le micaschiste, dans les tous premiers centimètres de micaschistes au contact de sills de leucogranite G2. On constate qu'il s'agit de schorls moins ferrifères et alumineux que ceux du type 1. Dans le diagramme pétrogénétique, ces tourmalines, pourtant situées dans les micaschistes, se localisent également dans le champ des granitoïdes pauvres en lithium. Ceci montre que le fluide à l'origine de ces tourmalines n'est pas majoritairement contrôlé par l'encaissant. Les cœurs des tourmalines de type 4, localisées dans le quartz Q1 sont également des schorls et se situent également dans le champ des granitoïdes pauvres en Li. La composition du fluide à l'origine de ces tourmalines n'est donc pas majoritairement contrôlée par les micaschistes encaissants. Les tourmalines des veines du stockwerk étant situées dans le leucogranite, cela suggère inversement que la composition du fluide est contrôlée par le leucogranite.

Les résultats précédents et l'évolution comparée cœur-bordure des tourmalines des tourmalinites (type 3) et des tourmalines des veines de quartz (type 4) présentes dans ces tourmalinites apporte des informations sur l'évolution des fluides. Les cœurs de ces 2 types sont différents. Les cœurs des types 2 sont clairement contrôlés par la chimie de l'encaissant alors que les cœurs des types 4 sont contrôlés par la chimie propre du fluide. On constate par contre que les bordures des deux types ont une composition très similaire, et que ces tourmalines se situent dans le champ des granitoïdes pauvres en lithium. Ceci indique les éléments suivants sur les fluides à l'origine de ces tourmalines : i) que les cœurs des types 3 et 4 soient ou non synchrones, le contrôle de l'encaissant se marque essentiellement au début du phénomène de tourmalinitisation ; ii) la composition des cœurs de type 4 montre une contribution des micaschistes encaissants (léger enrichissement en Mg par rapport au type 1)

mais un contrôle minoritaire, ce qui suppose un grand volume de fluides circulant dans les filons ;

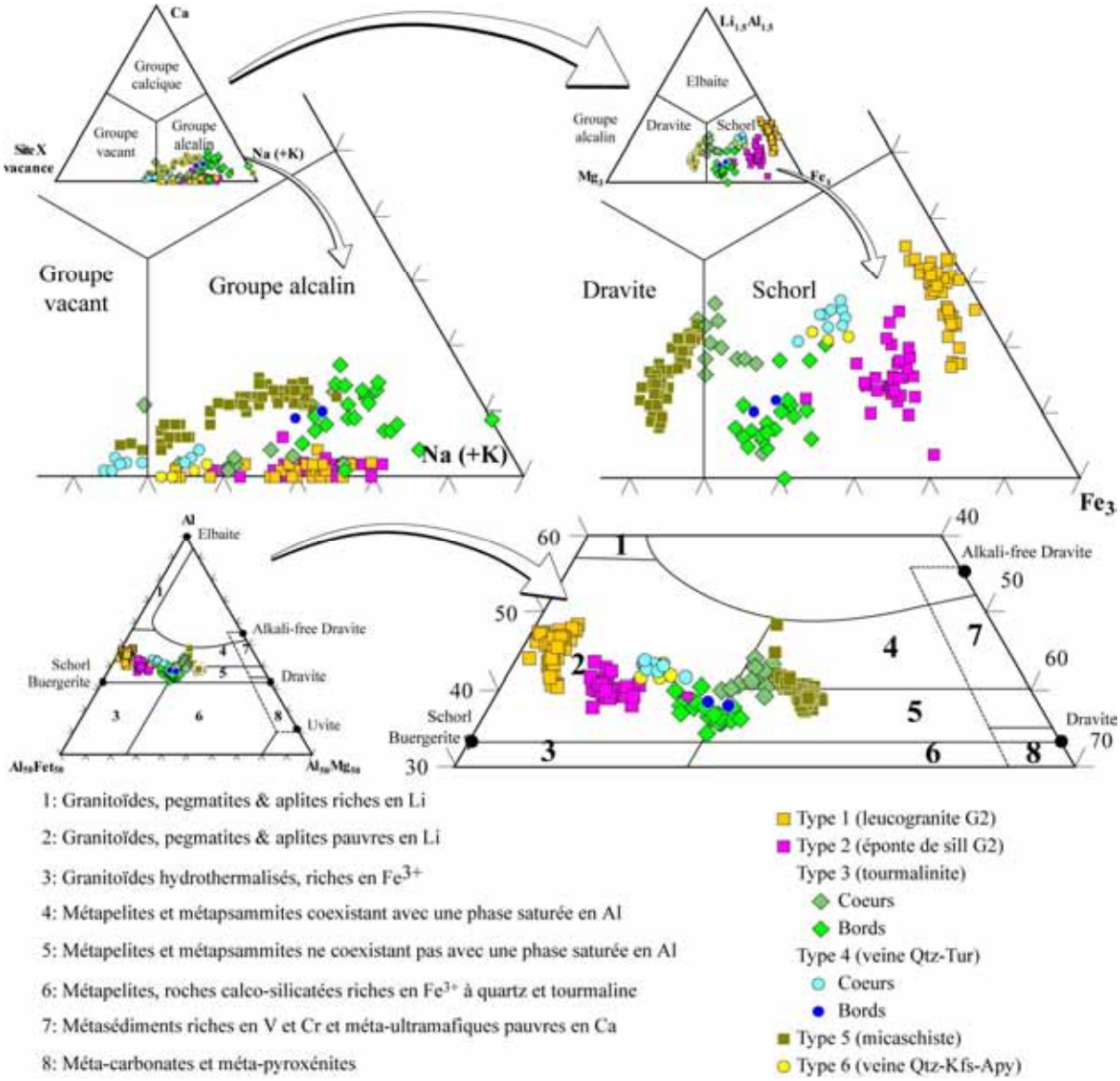


Figure V-37 : *Classification des tourmalines de Beariz dans la nomenclature des tourmalines et évolution de composition des différents types ainsi que de leurs cœurs et bordures. a) diagramme de classification des trois principaux groupes de tourmalines, basé sur l'occupation du site X (Hawthorne & Henry,* **1999***) ; b) diagramme de classification du sous groupe alcalin (Hawthorne & Henry,* **1999***). Bien qu'appartenant au groupe vacance quelques tourmalines de types 4 et 5 ont été placées dans ce diagramme, ce qui indique en réalité une composition de foitite ; c) diagramme $Al_{50}Fe_{50}$ – Al – $Al_{50}Mg_{50}$ (Henry & Guidotti,* **1985***) qui met en relation la composition de la tourmaline avec son environnement de croissance.*

iii) la composition identique des bordures des types 3 et 4 suppose qu'elles sont synchrones. Leur composition pourrait être soit contrôlée majoritairement par le fluide plutôt que par l'encaissant (bordures de type 3 dans le champ des granitoïdes pauvres en Li) ou résulter d'un équilibre relatif entre le volume de fluide contrôlé par le granite circulant dans les filons et un effet des micaschistes sur la composition de ce volume de fluide ; iv) la

composition des tourmalines de type 2 indique que lorsque les interactions entre le fluide et les micaschistes ne sont pas trop importantes (absence de tourmalinites, seulement tourmalines disséminées, et absence d'altération des biotites) la composition des tourmalines est très proche de celle de tourmalines magmatiques (type 1), ce qui suppose que le fluide hydrothermal a une composition dominée par le leucogranite.

Substitutions dans les tourmalines et teneur en fluor

Dans le diagramme $(Na+Ca)_{[X]} + (Fe+Mg+Mn)_{[Y]}$ *versus* $Al^{3+}_{total} + 1{,}33xTi^{4+}$ (London, 1999; London & Manning, 1995), les tourmalines magmatiques du leucogranite G2 (type 1) se situent entre les droites de substitution proton-déficience et alcalin-déficience (*Figure V-38-a*). Ceci suppose que le milieu de cristallisation (magma) de cette tourmaline était relativement pauvre en fer, notamment Fe^{3+}, et riche en aluminium. Ceci est compatible avec un granite peralumineux très évolué sans biotite et de type réduit.

Les cœurs des tourmalines de type 4 (veines Qtz-Tur) et les types 6 se situent au niveau de la droite alcalin-déficience ce qui suppose, au moment de la cristallisation de ces cœurs, un fluide pauvre en fer et en magnésium, ce qui serait compatible avec un fluide issu du leucogranite (fluide exsolvé du granite ou fluide lessivant le granite). Les autres types de tourmalines ainsi que les autres cœurs et bordures montrent une évolution vers le pôle schorl-dravite fonction de leur distance par rapport à un objet granitique et fonction du caractère, relativement, plus tardif de leur formation. Cette évolution est en partie comparable à ce qui est observé au niveau des minéralisations aurifères.

Les compositions des différents types de tourmalines reportés dans le diagramme Fe *versus* Mg (*Figure V-38-c*) montre également très bien l'évolution de composition vers le pôle dravite, plus les tourmalines sont distantes des corps granitiques, et l'évolution vers le pôle schorl au court du temps (cœurs *vs* bordures) des tourmalines situées dans le micaschiste. On observe ainsi pratiquement une droite entre les types 1 et 5, les plus extrêmes en termes de milieu de formation. Ceci suggère donc des compositions reflétant des interactions entre un fluide à chimie contrôlée par le granite et les micaschistes encaissants. Par ailleurs on observe une certaine tendance des tourmalines de type 5 vers une composition plus alumineuse. Cette tendance pourrait être liée à la mobilisation progressive d'aluminium par altération des andalousites lors de l'hydrothermalisme du micaschiste.

Dans le diagramme $F_{[W]}$ *versus* $Al^{3+}_{total} + 1{,}33xTi^{4+} + Si^{4+} - 6$ (London & Manning, 1995, *Figure V-38-b*), la richesse en fluor des tourmalines du leucogranite est très nette (moyenne 0,63 a.p.u.f. F). On constate que les tourmalines situées le long des sills dans les micaschistes très peu altérés (type 2) sont également très riches en fluor (0,42 a.p.u.f. F) Ceci

indique que très vraisemblablement le fluor provient du fluide contrôlé par le leucogranite et non pas du micaschiste. Ceci semble se confirmer par le fait que les tourmalines les plus pauvres en fluor sont essentiellement celles disséminées dans les micaschistes. On constate par ailleurs que la richesse en fluor des tourmalines des tourmalinites (type 3) reste très comparable entre la formation des cœurs et des bordures. Ceci est également compatible avec une hypothèse de fluor apporté par le fluide (l'essentiel du fluor serait allé dans les cœurs le cas échéant). La grande dispersion des données en fluor pour les types 4 et 6 rend toute interprétation difficile. Des données supplémentaires seraient nécessaires.

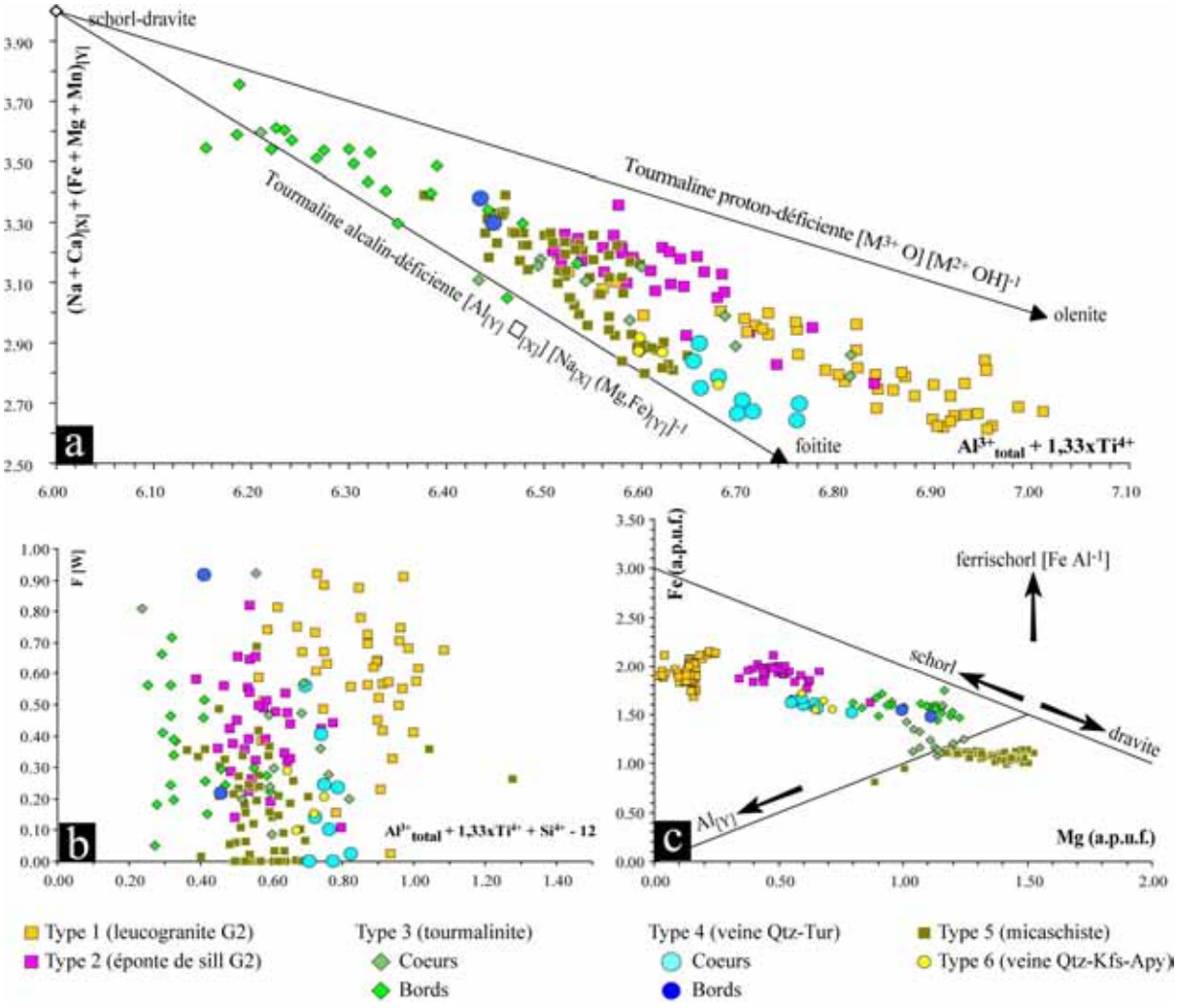


Figure V-38 : *Substitutions affectant les tourmalines de Beariz. a) diagramme $(Na+Ca)_{[X]}$ + $(Fe+Mg+Mn)_{[Y]}$ versus Al^{3+}_{total} + $1{,}33xTi^{4+}$,(London & Manning,* **1995***) représentant ici deux des trois substitutions les plus fréquemment observées dans les tourmalines ; b) diagramme F[W] versus Al^{3+}_{total} + $1{,}33xTi^{4+}$ + Si^{4+} - 6 ; c) diagramme Fe versus Mg (London & Manning,* **1995***).*

V-3.3 Pegmatites et aplites à minéralisation disséminée et filonienne

Un très grand nombre de minéralisations disséminées sont présentes dans le secteur d'étude sous la forme de vastes champs de pegmatites. Ces pegmatites et aplites ont

essentiellement été exploitées en mines artisanales pour l'étain. Une étude préliminaire microtexturale et minéralogique des pegmatites des mines de Couso a été réalisée par V. Bouchot et E. Le Goff (BRGM). Les principaux résultats de leur travail sont résumés ci-dessous

V-3.3.1 Pegmatites-aplites Sn-Ta-Nb de Couso – Résultats préliminaires

Les minéralisations de Couso se localisent dans les micaschistes du groupe de Paraño et font partie d'un vaste champ de pegmatites exploitées, observées tout le long du flanc Est du massif granitique G2 de La Estrada-Cerdedo. Ces minéralisations sont portées par :

- des filons de pegmatites, plissés et affectés par la S3 à l'échelle locale, qui sont disposés le long de la zone de cisaillement régionale senestre, orientée NNW-SSE et à pendage subvertical. La mise en place de ces pegmatites est pre-S3. La déformation D3 est marquée régionalement par un raccourcissement E-W, et une extension N-S, qui se traduit par le développement de grands plis N-S et le jeu senestre de la zone de cisaillement de Couso-Forcarei ;
- des veines de quartz à cassitérite, orientées sub-E-W et à pendage redressé.

Chronologie relative des événements et calage des minéralisations

La chronologie présentée a été réalisée à partir des observations de terrain et d'études microtexturales. Elles s'avèrent cependant limitées car le foudroyage récent des galeries et la remise en état partielle du site rendent les observations structurales difficiles et incomplètes.

Métamorphisme régional (D2)

Le premier pic de métamorphisme identifié dans l'encaissant des pegmatites est marqué par une paragenèse métamorphique à grenat, biotite 1, staurotide, rutile (P = 3 kbar, T= 550°C du faciès amphibolite, déterminées à partir d'estimation basée sur les grilles pétrogénétiques). On associe cette paragenèse métamorphique à la phase D2.

Magmatisme D3

Les pegmatites de Couso sont des pegmatites sodolithiques à quartz, albite, +- apatite, tourmaline, affectées par la D3 (pli et schistosité de crénulation S3). La mise en place de ces pegmatites et quartz pegmatitiques associés est contrôlée par la zone de cisaillement régionale senestre. On suggère que la mise en place des pegmatites marque les premiers incréments de la déformation D3, c'est pourquoi elles sont affectées par la déformation D3. Bien que décrit dans les pegmatites du secteur de Couso (Fuertes-Fuente, 1996; Fuertes-Fuente & Martín-Izard, 1998), le spodumène n'a pas été observé. D'après les travaux de Charoy *et al.* (2001), il

pourrait appartenir à la paragenèse magmatique précoce, ultérieurement remplacé en albite-muscovite.

Activité pneumatolitique en relation avec la déformation et le métamorphisme D3

Juste après la cristallisation des pegmatiques, la déformation D3 affecte de façon hétérogène les pegmatites et leur encaissant. Dans l'encaissant schisteux, la paragenèse est composée de muscovite, biotite 2, andalousite, cordiérite, chlorite (rare fibrolite de sillimanite). L'application du géothermomètre de Cathelineau (1988) modifié par Xie *et al.* (1997) sur les analyses des chlorites à la microsonde électronique (annexes B-12 & B-13) indiquent une température de 470 ± 7°C, qui est donc la température minimale du métamorphisme D3. Dans les pegmatites, la déformation, très hétérogène, est non-coaxiale ultramylonite et protomylonite). La mylonitisation se marque par un dispositif C/S bien individualisé. La schistosité S3 moule des porphyroclastes pegmatitiques composés de grands cristaux de quartz et d'albite, partiellement recristallisés. La schistosité S3 est soulignée par l'alignement de muscovite, albite et par la fabrique ductile des quartz pegmatitiques (texture lobée, persillée). La schistosité S3 est parfois jalonnée de cassitérite, tapiolite (oxyde de Ta-Nb) et triphylite. Les analyses à la microsonde électronique des muscovites des faciès aplitiques (annexes B-6 & B-7) indiquent des compositions très proches du pôle pur muscovite. L'application du géothermomètre de Monier & Robert (1986) sur les analyses de ces muscovites indique une plage de températures bien définie entre 550 et 650°C, ce qui est compatible avec des températures de cristallisation de pegmatites et d'aplites évoluées.

L'activité pneumatolitique se traduit par i) une paragenèse synschisteuse (S3) à muscovite, biotite 2, albite, cassitérite, tapiolite et triphylite. On en déduit que les fluides pneumatolitiques, imprégnant les pegmatites et leur encaissant, s'expriment majoritairement pendant le pic de la D3 et circulent de préférence le long des discontinuités S3 ; ii) des filonnets d'albite (avec rares quartz et cassitérites) dont la texture en microlattes enchevêtrées (20-40 μm) semble résulter d'un remplissage pneumatolitique plutôt que d'un processus d'altération par remplacement (Fuertes-Fuente, 1996). Ces filonnets d'albitite sont soit protégés de la déformation (albitite non déformée), soit rattrapés par la déformation D3. Leur mise en place est interprétée comme syn-tectonique D3.

Activité pneumatolitique à hydrothermale tardi D3

L'activité pneumatolitique se traduit ensuite par la mise en place de veines de quartz, disposées perpendiculairement à la S3 et dont l'histoire continue est biphasée : i) remplissage des veines sub- Est-Ouest par du quartz renfermant de grandes cassitérites subautomorphes, avec zonation complexe, triphylite (phosphate de Li), albite, tourmaline et arsénopyrite-

pyrite-chalcopyrite ; ii) Après le remplissage, le quartz est affecté par une déformation ductile discrète sous forme de plans de déformation jalonnés de quartz recristallisé et jalonnés de rares biotites, muscovites, tourmalines et rares cassitérites.

La mise en place des veines postérieurement au pic de la déformation D3 est interprétée comme le résultat d'une « rupture » des pegmatites foliées par étirement, avec ouverture et remplissage de fentes orthogonales à la linéation d'étirement. La présence de biotite-muscovite dans les zones déformées des veines de quartz suggère que la température demeure élevée à ce stade interprétable comme étant le stade tardi-D3.

V-3.3.2 Autres champs d'aplites-pegmatites du secteur d'étude

Les observations de terrain menées sur différents affleurements du secteur d'étude semblent indiquer la présence de plusieurs types de pegmatites. En effet, on observe i) des pegmatites et aplites à lits mal définis de tourmaline et grenat ; ii) des pegmatites-aplites dont les faciès aplitiques sont composés d'alternances très bien définies de lits de tourmaline et grenat contenant localement de la scheelite (repérage à la lampe de Wood) ; iii) des pegmatites plus ou moins litées à structure interne complexe avec présence probable de spodumène. Ces observations sont en accord avec les études de Fuertes-Fuente (1996); Fuertes-Fuente & Martín-Izard (1998) qui indiquent la présence dans le secteur d'étude de pegmatites de la classe à éléments rares (Černý *et al.*, 2005; Černý & Ercit, 2005a). Ils décrivent la présence d'au moins 5 sous-types (type à muscovite, type à béryl, type complexe à béryl – columbite – phosphate, type à albite – spodumène et type à albite) pouvant se corréler avec les différents types texturaux et minéralogiques observés. Nos observations du Chapitre III ont montré que les pegmatites boudinées étaient fréquemment recoupées par des veines de quartz N60 à N90. Ces veines paraissent compatibles avec les veines et filons à cassitérite recoupant les pegmatites à cassitérite disséminée.

V-3.4 Eléments sur la géochimie des minéralisations

V-3.4.1 Objectif

Des analyses « roche totale » partielles ont été réalisées sur les 3 types de minéralisations de la zone d'étude à savoir : i) les minéralisations filoniennes aurifères ; ii) les minéralisations filoniennes stanno-wolframifères ; iii) les minéralisations Sn-Ta-Nb disséminées des pegmatites. Le but de ces analyses est d'obtenir une signature, en éléments majeurs et traces, d'éléments typiques des 3 types de minéralisations et de les comparer avec

les résultats de l'étude métallogénique des minéralisations. Les résultats de ces analyses partielles sont présentés en annexe B-3.

V-3.4.2 Résultats

Minéralisations filoniennes aurifères

Les analyses ont été réalisées sur des échantillons de filons, veines et encaissant granitique hydrothermalisé. Les analyses de veines et filons montrent des teneurs très variables en bore (<2-122 ppm) néanmoins compatibles avec la présence de tourmaline dans le quartz Q2a. Ces teneurs sont du même ordre dans les encaissants granitiques (<2-198 ppm), suggérant la faible présence de tourmaline hydrothermale. La présence ponctuelle de faibles teneurs en tungstène dans les veines et les filons (2 analyses à 13 et 17 ppm) pourrait être en accord avec la présence locale de scheelite dans le quartz Q1. Les structures filoniennes contiennent des teneurs significatives en chrome (moyenne 26 ppm), cobalt (moyenne 42 ppm) et nickel (21 ppm) supérieures à celle de l'encaissant granitique qui est de l'ordre de 15 ppm. Ces teneurs confirment la présence de ces éléments détectés à la microsonde dans les arsénopyrites du stade II. Les teneurs en cuivre (moyenne 26 ppm) et zinc (11 ppm) dans les tructures filoniennes sont compatibles avec la présence des sulfures à métaux de base du stade III. Aucune analyse de veine ou filon ne fournit une valeur en étain au dessus du seuil de détection qui est de 10 ppm. Les teneurs en plomb (moyenne 68 ppm) et bismuth (87 ppm) des structures filoniennes sont compatibles avec la présence des nombreuses phases du stade III dans lesquels ces éléments ont été mesurés. La présence très significative de l'antimoine dans ces mêmes phases est confirmée par la teneur moyenne de 38 ppm. La teneur en or des minéralisations s'échelonne entre 0,12 et 24,5 g/t avec une moyenne de 6,61 g/t sur 13 analyses, en considérant structures filoniennes et encaissant granitique hydrothermalisé. Les corrélations Au-Bi, Au-Ag et Au-Sb (*Figure V-39*) sont en accord avec la présence de maldonite et d'électrum mais également avec l'association intime de phases à or et bismuth ± antimoine, ce qui est effectivement la caractéristique de la paragenèse du stade III. Les corrélations assez bonnes Au-Ni, Au-Co confirment simplement que la minéralisation se concentre préférentiellement dans l'arsénopyrite, porteuse de Co, Ni ± Sb.

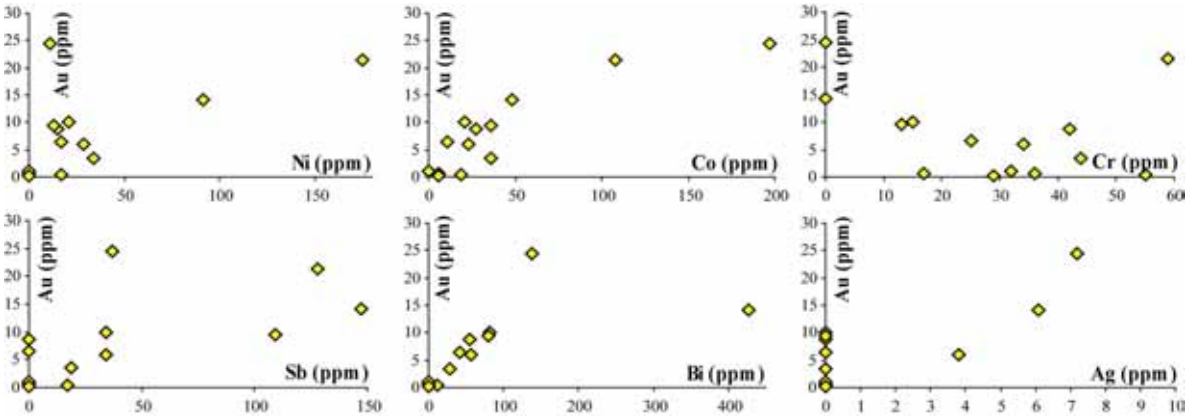


Figure V-39 : *Diagrammes binaires de corrélations des éléments métalliques dans les minéralisations aurifères.*

Minéralisations filoniennes stanno-wolframifère

Seules 2 analyses partielles ayant été réalisées sur un échantillon de filon minéralisé et un échantillon de sill greisenifié de Mina Soriana, les résultats ne peuvent être significatifs. Cependant ces analyses montrent que le lithium, le béryllium, l'étain et le niobium sont importants dans les sills greisenifiés (188, 545, 211 et 26 ppm) suggérant des micas contenant du lithium, la présence de béryl et la présence de cassitérite à niobium. Les teneurs en Cr, Ni, Co semblent faibles au niveau de la limite de détection (10 ppm). Les teneurs en métaux de base (13 à 40 ppm) ainsi qu'en bismuth (28 et 257 ppm) sont cohérentes avec la présence des sulfures à métaux de base et de bismuthinite-bismuth natif du stade III. En accord avec les analyses microsonde des phases du stade III, les teneurs sont faibles en antimoine (<10-19 ppm) et or (<0,02 à 0,27 ppm).

Minéralisation disséminées Sn-Ta-Nb des pegmatites-aplites de Couso

De même que pour les minéralisations précédentes, seules deux analyses partielles ont été réalisées sur un faciès albitique et un faciès aplitique. Ces analyses montrent de bonnes teneurs en étain (133 et 228 ppm) et niobium (63 et 110 ppm) compatibles avec des disséminations de cassitérite à niobium et/ou colombite/tantalite. De même les teneurs entre 10 et 20 ppm en Cu, Zn, Pb et Bi sont compatibles avec la présence de disséminations de sulfures à métaux de base et bismuth. Les teneurs en Cr, Co, Ni et Sb sont faibles, inférieures à 10 ppm

V-3.5 Evolution paragénétique comparée des minéralisations

L'étude des deux types de minéralisations filoniennes, dont les paragenèses et évolutions paragénétiques sont résumées dans la *Figure V-40*, montre les points communs suivant :

1) structures filoniennes polyphasées constituées de 4 générations de quartz d'habitus, de déformation et de relations avec les sulfures identiques

2) séquence de dépôt quartz – arsénopyrite – quartz – sulfures identique sur les 2 gisements

3) nombreuses phases communes dans le dernier stade de dépôt

4) types d'altérations similaires (tourmaline, muscovite, quartz, microcline, albite, chlorite)

5) forte interaction entre les fluides et les micaschistes encaissant lors du premier stade, formant l'essentiel des structures quartzeuses (composition des tourmalines).

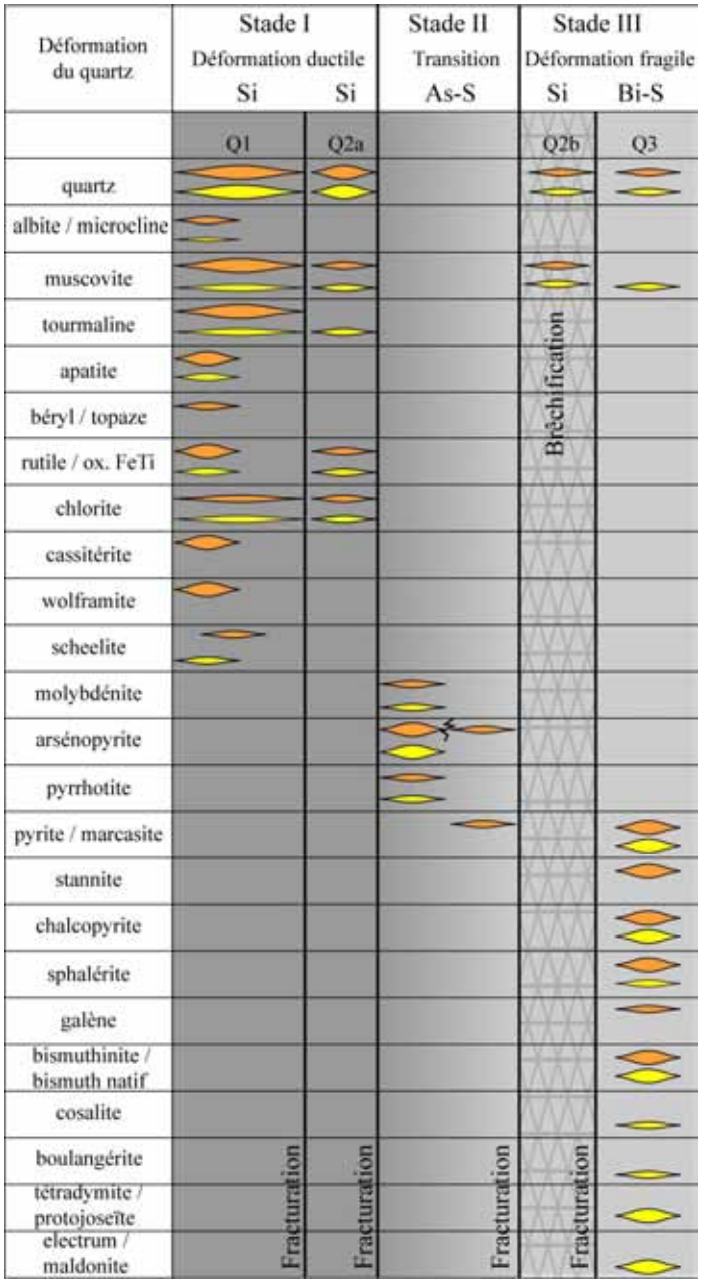


Figure V-40 : *Tableau comparatif des paragenèses des minéralisations filoniennes Sn-W (en orange) et Au (en jaune) et de leur évolution paragénétique*

6) muscovites hydrothermales indiquant des plages de hautes températures et similaires pour un même type de muscovite (*e.g.* 550-400°C pour les muscovites syn Q2b)

Les différences entre les deux types sont également nombreuses, elles portent sur les points suivants :

1) La place des évènements minéralisateurs est inverse (Beariz : stade I Q1-cassitérite-wolframite vs Brués : stade III Q3-or) et les éléments formant la minéralisation, abondant

dans un système, sont totalement absents dans l'autre et réciproquement (absence de Sn dans les minéralisations Au, absence d'Au dans les minéralisations Sn-W, les minéralisations étant encaissées dans des micaschistes similaires).

2) « signatures » en certain métaux différentes, marquées par i) la présence de Co, Ni dans les arsénopyrites des minéralisations Au ; ii) la présence de l'antimoine depuis le dépôt de l'arsénopyrite jusqu'au stade III ; iii) la présence de l'étain depuis le stade I jusqu'au stade III (stannite) dans les minéralisations Sn-W.

3) Intensité de l'altération hydrothermale qui se marque par la formation de tourmalinites et greisen incomparables entre les deux types de minéralisations

4) Importance du fluor dans les minéralisations Sn-W qui est très présent dans les tourmalines et micas magmatiques et hydrothermaux.

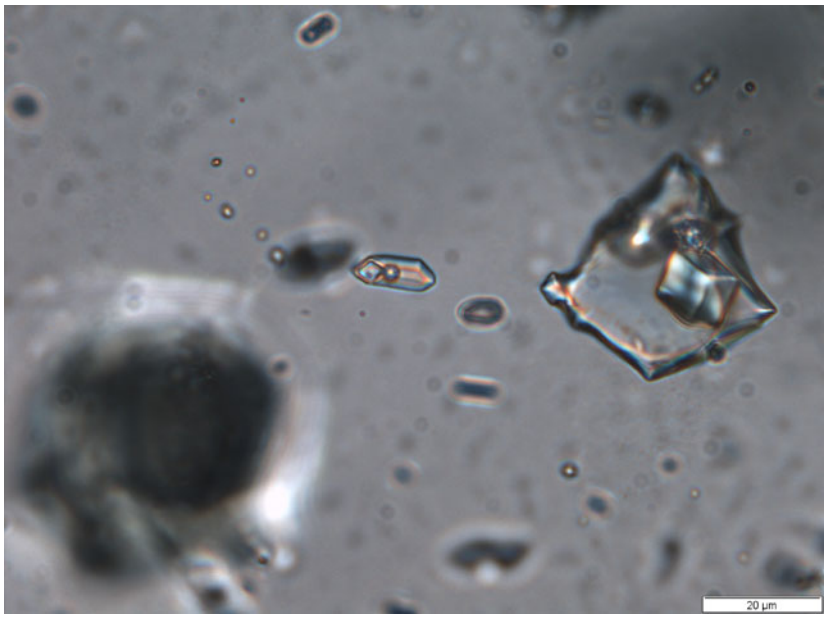
Les résultats préliminaires sur les aplites-pegmatites de Couso suggèrent une évolution similaire au système Sn-W avec : i) une minéralisation disséminée (cassitérite et minéraux Ta/Nb dans les aplites versus teneurs en Sn, Ta et Nb du leucogranite de Beariz) ; ii) une minéralisation sous forme de veines à cassitérite et sulfures à métaux de base recoupant les corps magmatiques.

* * * * *

Chapitre VI

ETUDE DES FLUIDES DES MINERALISATIONS FILONIENNES AURIFERES ET STANNO-WOLFRAMIFERES

APPORTS DES INCLUSIONS FLUIDES ET DES ISOTOPES STABLES



Inclusion fluide à cube de sel et carbonates – Mines d'or de Brués

VI-1 Objectif de cette étude

L'étude des inclusions fluides et des isotopes stables de l'oxygène et de l'hydrogène a été réalisée sur les deux types de minéralisations (mines de Brués et mina Soriana). L'objectif est de préciser la chimie des fluides, les conditions de pression-température de piégeage, de proposer un chemin P-T-X et de tracer l'origine des fluides pour les deux types de minéralisations filoniennes. L'étude des inclusions fluides a été réalisée en collaboration avec Marie-Christine Boiron (CNRS Nancy), Michel Cathelineau (CNRS Nancy) et Christian Marignac (CRPG Nancy), l'étude des isotopes stables a été réalisée en collaboration avec Catherine Lerouge (BRGM) et Serge Fourcade (Université de Rennes1).

VI-2 Etude des inclusions fluides

VI-2.1 Types d'inclusions fluides

Les inclusions fluides sont des cavités intracristallines correspondant à des défauts cristallins qui renferment un fluide piégé lors de la formation du minéral hôte ou ultérieurement, lors de sa déformation/recristallisation. L'étude de ces inclusions permet d'obtenir des informations sur le chimisme et les conditions de piégeage (P-T) de ce fluide. On distingue 3 types d'inclusions fluides (Roedder, 1984) :

i) **les inclusions fluides primaires** formées lors de la croissance cristalline du minéral hôte et qui soulignent par leur disposition les étapes de croissance du minéral. Parfois ces inclusions peuvent se présenter sous la forme d'inclusions de grande taille, isolées au cœur du cristal sans relation nette avec des étapes de croissance du minéral. Ces inclusions permettent d'accéder à la chimie et aux conditions P-T du fluide à l'origine de la croissance du minéral hôte.

ii) les inclusions fluides pseudo-secondaires résultent du piégeage du fluide dans des fractures qui sont cicatrisées lors de la croissance du minéral hôte

iii) les inclusions fluides secondaires formées lors de la cicatrisation de microfractures postérieurement à la formation du minéral hôte. Ces inclusions se présentent sous la forme de plans d'inclusions et permettent l'obtention d'information sur la chimie et les conditions P-T de fluides circulant après la formation du minéral hôte.

VI-2.2 Principe de la méthode

La microthermométrie consiste à mesurer les températures de transition de phase du fluide piégé dans les inclusions en deux étapes, en refroidissant l'inclusion et en chauffant l'inclusion. Ceci permet de mettre en évidence la présence de volatils comme par exemple CO_2 et CH_4, par l'observation de leur température de fusion. La température de fusion de la glace dans le cas des inclusions aqueuses permet une estimation de la salinité globale du fluide et la température d'homogénéisation globale de l'inclusion indique la température minimale de piégeage du fluide. La composition de la phase volatile est déterminée quantitativement par spectrométrie raman, les gaz présents étant déterminés et quantifiés grâce aux longueurs d'onde des vibrations des liaisons moléculaires obtenues sur les spectres (Dubessy *et al.*, 1989). Les données microthermométriques et les fractions molaires obtenues par spectrométrie raman permettent le calcul du volume molaire de la phase volatile. La détermination de la composition globale et de la densité globale de chaque type ou famille d'inclusions est calculée à l'aide des modèles des équilibres liquide-vapeur et de la stabilité des clathrates (Bakker, 1997; Bakker *et al.*, 1996; Soave, 1972; Thiéry *et al.*, 1994a; Thiéry *et al.*, 1994b). L'équation d'état de Bowers & Helgeson (1983) modifiée par Bakker (1999) est utilisée pour les calculs des isochores dans le système H_2O-CO_2-CH_4-N_2-NaCl. L'équation d'état de Zang & Frantz (1987) est utilisée pour le calcul des isochores des fluides aqueux. Ces isochores permettent d'estimer les conditions minimales de piégeage, sous réserve de la validité des hypothèses de départ. Ces hypothèses initiales sont que les inclusions du système n'ont pas varié en volume, composition et densité (système clos) depuis leur piégeage. Les fluides des inclusions, après leur piégeage, ont donc suivis une courbe isochore que l'on peut déterminer à partir des données mesurées et calculées.

VI-2.3 Protocole analytique

L'étude des inclusions fluides a été réalisée sur les générations de quartz Q1, Q2a, Q2b et Q3 caractérisées précédemment dans les structures filoniennes des deux types de minéralisations (Chapitre IV & Chapitre V). Les différentes générations de quartz étudiées proviennent d'échantillons de quartz massif minéralisé, de filons et fentes de tension ainsi que de quartz automorphes. Les mesures ont été réalisées sur des lames épaisses contenant les différentes générations de quartz provenant des différents échantillons.

Les mesures ont été réalisées sous deux microscopes optiques équipés chacun d'une platine microthermométrique Chaix-Méca (Poty *et al.*, 1976), l'un pour les mesures au froid

(objectif x80), l'autre pour les mesures au chaud (objectif x50), ceci afin de limiter au maximum les dérives analytiques. Ce type de platine microthermométrique permet un refroidissement des échantillons placés dans une cellule en laiton au moyen d'un flux d'azote liquide circulant dans la base de la cellule. La mesure de la température est réalisée par un thermocouple intégré à la cellule et placé au plus près de l'échantillon. Ce dispositif permet le refroidissement jusqu'à -180°C environ. Les mesures à chaud sont réalisées grâce à une résistance électrique intégrée à la cellule et permettant d'atteindre au maximum des températures de l'ordre de 600°C. Les deux platines ont été calibrées respectivement pour le froid à des températures de -56,6°C (IF Camperio CO_2 pur) et -0,4°C (IF synthétique H_2O-NaOH) et pour le chaud à des températures de 135°C (Merck 9735), 180°C (Merck), 306,8°C (Merck nitrate de sodium) et 398°C (Merck potassium dichromate). La précision des mesures entre -100 et +20°C est de ± 0,1°C, de ± 1°C entre 20 et 300°C et ± 2°C au-delà de 300°C.

VI-2.4 Signification et terminologie des changements de phase

Les différents changements de phases observés les différents types d'inclusions et leurs dénominations sont les suivants :

$TfCO_2$: température de fusion du CO_2 qui donne des indications sur le degré de pureté du CO_2. Lorsque la température est inférieure à -56,6°C, ce qui correspond au point triple du CO_2, cela indique la présence d'autres volatils dans la phase aqueuse (*e.g.* CH_4, N_2, H_2S, *etc*).

Tfg : température de fusion de la glace qui correspond à la disparition du dernier cristal de glace lors de la remontée en température. Cette température permet d'estimer une salinité (en % poids équivalent NaCl) à partir des données expérimentales (Bodnar, 1993) pour des inclusions ne contenant pas d'espèces volatiles et pour des Tfg inférieures à -21°C (eutectique). Si des gaz sont présents, la salinité peut être surestimée car les hydrates de gaz en absorbant une partie de l'eau augmentent la salinité de l'inclusion (*e.g.* Collins, 1979 ; Hedenquist & Henley, 1985).

Tfc : température de fusion des clathrates (hydrates) qui renseigne que le degré se pureté du CO_2. Cette température Tfc, ou conjointement avec la Tfg, est utilisée pour estimer la salinité (Bakker *et al.*, 1996) du fait de la surestimation de la salinité par la présence des clathrates.

Th CO_2 : température d'homogénéisation du CO_2. Elle correspond à l'homogénéisation des phases carbonées liquide et vapeur en une phase unique, ce qui apporte des informations sur la densité de la phase volatile de l'inclusion fluide.

Th : température d'homogénéisation des phases liquides et vapeur en une phase unique, liquide, vapeur ou critique. Cette température correspond à la température minimale de piégeage du fluide. Elle permet également de déterminer la densité du fluide dans le sytème H_2O-NaCl à partir des données expérimentales.

Tfh : température de fusion du cube de sel. Elle donne une information sur la salinité des inclusions très salées (Bodnar, 1993).

Tfhh : température de fusion de l'hydrohalite (hydrate de sel) qui apporte une information nécessaire à l'estimation de la salinité en équivalent NaCl et $CaCl_2$.

VI-2.5 Inclusions fluides des minéralisations aurifères des mines de Brués

VI-2.5.1 Typologie des inclusions fluides

La terminologie utilisée pour nommer les inclusions est celle de Boiron *et al*. (1992, 1996 & 2003). Les inclusions qui ont une homogénéisation globale en phase vapeur sont précédées de la lettre V, inversement elles sont précédées de la lettre L si elles s'homogénéisent en phase liquide. La présence respective de CO_2, H_2O, CH_4, solide de type silicate ou halite est respectivement indiquée par la lettre c, w, m, s et h. Ces lettres sont placées par ordre d'importance décroissante de ces éléments dans l'inclusion.

Quatre grandes familles d'inclusions fluides ont été observées dans les quartz des minéralisations aurifères et dans les épontes granitiques : i) des inclusions carboniques (Lc) à moins de 5% de phase vapeur, se disposant en nuages autour d'importantes inclusions décrépitées, en plans ou localement isolées ; ii) des inclusions aquo-carboniques triphasées (Lc-w ou Vc-w) contenant 60 à 80% de CO_2 (L+V) se disposant généralement en plans, mais parfois isolées ; iii) des inclusions aquo-carboniques biphasées (Lw-c ou Vw-c) à 30% en moyenne de phase vapeur disposées en plans ou isolées; iv) des inclusions aqueuses biphasées Lw à moins de 20% de phase vapeur organisées en plans; v) des inclusions complexes à cube de sel et carbonates soit de type Lw-h ou contenant des proportions très variables de CO_2 jusqu'à des inclusions triphasées à cube de sel et carbonates Lc-w-h. Ces inclusions ont toujours été observées isolées ou en groupes de 2 à 3 inclusions mais jamais sous la forme de plans.

Répartition dans les générations de quartz

Quartz Q1

Le quartz Q1 qui constitue l'essentiel des structures filoniennes contient tous les types d'inclusions, très majoritairement sous la forme de plans ainsi que de très nombreuses zones d'inclusions décrépitées. Ces différents types d'inclusions sont présentés *Figure VI-1* et *Figure VI-2*. Une première particularité de ce quartz est de contenir assez fréquemment des inclusions aquo-carboniques à solides. Quelques solides de ces inclusions ont été analysés par spectrométrie raman. La majorité des solides analysés sont des muscovites. Cependant d'autres solides, plus rares et non analysés, car de trop petite taille, pourraient être des tourmalines. La seconde particularité de ce quartz est de contenir de façon sporadique et dispersée des inclusions à cube de sel et solides. Les solides de ces inclusions, analysés par spectrométrie raman, sont systématiquement des carbonates. Ces inclusions à cube de sel et carbonates s'avèrent complexes. En général il s'agit d'inclusions à 5-10% de phase vapeur, mais des inclusions triphasées à proportion variable de CO_2 sont parfois observées. Les inclusions à cubes de sel et carbonates ont été observées dans des quartz Q1 automorphes provenant de veines et fentes de tension géodiques. Ces inclusions n'ont pas été observées dans le quartz Q1 des filons qui est systématiquement déformé.

Quartz Q2a

Ce quartz contient principalement des inclusions aquo-carboniques à homogénéisation en phase liquide (Lc-w et Lw-c) et phase vapeur (Vc-w et Vw-c) majoritairement sous la forme de plans ainsi que des plans d'inclusions aqueuses Lw. Les morphologies et l'organisation de ces inclusions majoritairement en plan, sont similaires à celles incluses dans le quartz Q1 (cf. *Figure VI-1*)

Quartz Q2b

Ce quartz fréquemment microcristallin (aspect en « grain de riz ») n'a pas montré d'inclusions de taille suffisamment importante pour en permettre l'analyse.

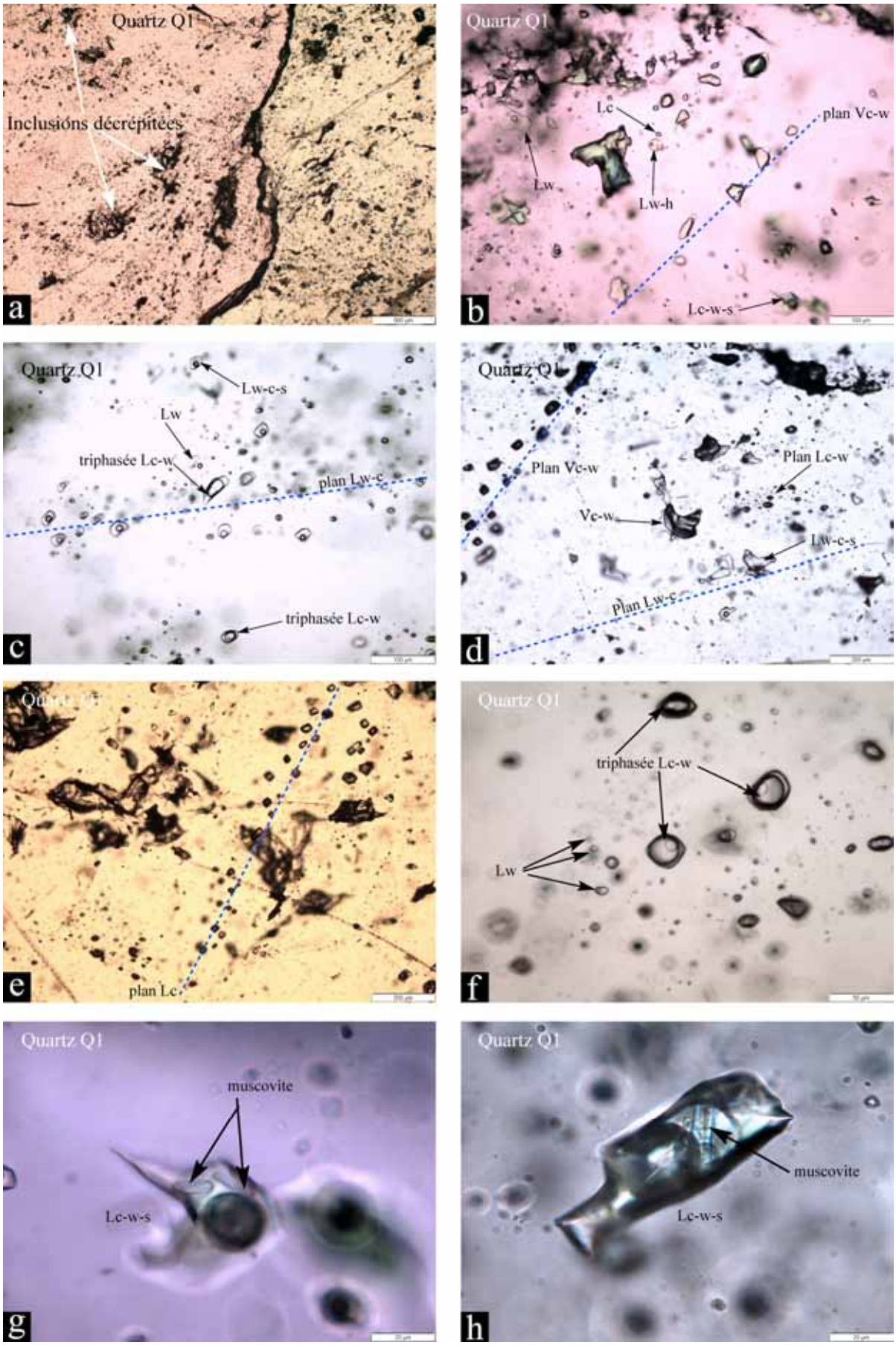

Quartz Q1
Inclusions décrépitées
a
Quartz Q1
Lc
plan Vc-w
Lw
Lw-h
Lc-w-s
b
Quartz Q1
Lw-c-s
Lw
triphasée Lc-w
plan Lw-c
triphasée Lc-w
c
Quartz Q1
Plan Vc-w
Plan Lc-w
Vc-w
Lw-c-s
Plan Lw-c
d
e
plan Lc
Quartz Q1
triphasée Lc-w
Lw
f
Quartz Q1
muscovite
Lc-w-s
g
Quartz Q1
muscovite
Lc-w-s
h

Figure VI-1 : *Inclusions fluides des minéralisations aurifères de Brués. a) nombreux halos d'inclusions décrépitées dans le quartz Q1 ; b) inclusions Lw-h et Lc isolées près d'un plan Vc-w. Inclusion Lw-c-s à muscovite en bas du cliché ; c) inclusions triphasées dispersées Lc-w et plan Lw-c ; d) plans d'inclusions Vc-w, Lw-c et Lc-w d'orientations différentes ; e) plan d'inclusions Lc. On note la présence d'inclusions décrépitées à côté de ce plan ; f) 2 plans d'inclusions triphasées Lc-w et inclusions biphasées Lw subparallèles au plan de la lame ; g) & h) inclusion Lc-w-s dont les solides sont des muscovites (analyses raman).*

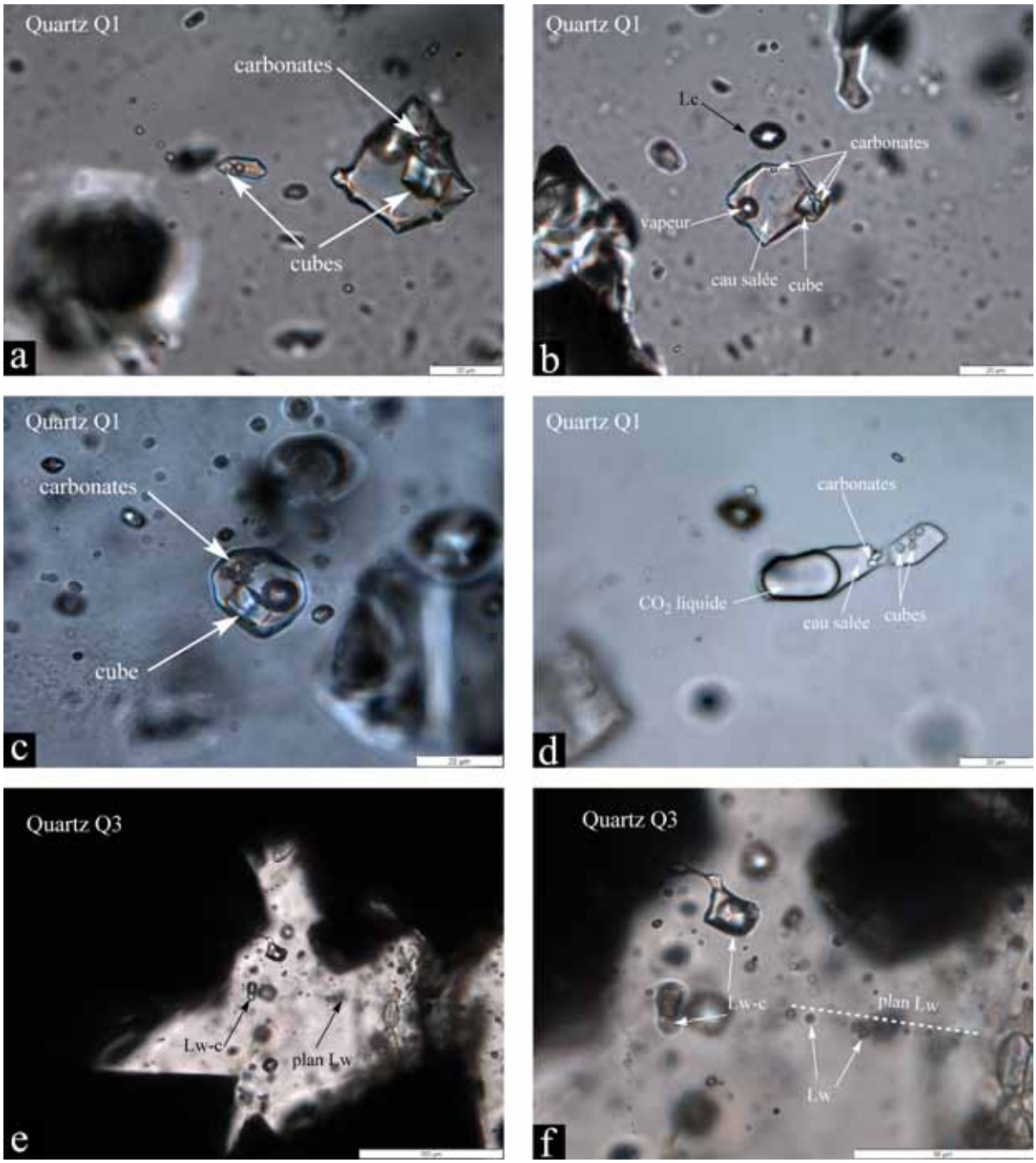


Figure VI-2 : *Saumures des quartz automorphes Q1 et inclusions dans le quartz Q3 des minéralisations aurifères de Brués. a-c) 3 exemples de saumures dans le quartz Q1. On note systématiquement la présence de cubes et de carbonates ; d) inclusion triphasée (mais sur ce cliché biphasée car inclusion à 30°C) montrant un important volume de CO2 liquide et la présence de cubes et carbonates. Plusieurs cubes ont germés lors des*

cycles de refroidissement ; e) quartz Q3 à inclusions Lw-c et plans d'inclusion microscopiques Lw ; f) détail du cliché précédent.

Quartz Q3

Ce quartz contient beaucoup moins de types d'inclusions, essentiellement aquo-carboniques Lw-c ainsi que des inclusions aqueuses Lw en plans ou isolées (*Figure VI-2-e & f*).

VI-2.5.2 Caractéristiques physico-chimiques des fluides

Résultats microthermométriques

Les gammes de variations des paramètres microthermométriques des différents types d'inclusions vont être succinctement indiquées ci-dessous. La répartition par type d'inclusions ordonnée par type de quartz pour les températures de fusion de la glace et d'homogénéisation est présentée *Figure VI-3*. Les inclusions mesurées sont très largement des inclusions secondaires. Cependant certaines inclusions pourraient être primaires, lorsqu'elles sont isolées. Le caractère primaire des inclusions de tous types reste particulièrement difficile à établir sur les quartz massifs xénomorphes et toujours déformés des filons. Cela l'est moins sur les quartz automorphes.

La synthèse des résultats microthermométriques est présentée dans le *Tableau VI-1*.

Inclusions carboniques

Les inclusions Lc ne sont pas majoritaires. Les mesures ont été effectuées sur des inclusions groupées autour d'inclusions décrépitées et sur des plans d'inclusions. Certaines, isolées, pourraient être primaires. Ces inclusions des quartz Q1 et Q2a ont des Tf CO_2 de -61,9 à -57,0°C avec un mode à -58°C et des températures d'homogénéisation de -4,6 à 26,0°C. L'homogénéisation s'effectue toujours en phase liquide.

Inclusions aquo-carboniques triphasées

Les inclusions fluides aquo-carboniques sont les inclusions très largement dominantes, tous types de quartz confondus. Les inclusions aquo-carboniques tri-phasées Lc-w ou Vc-w ont une température de fusion du CO_2 variant entre -67,2°C et -57,9°C dans les quartz Q1 et Q2a. Les températures de fusion de la glace s'échelonnent entre -14,5°C et -0.2°C. Ainsi que le montre la *Figure VI-3*, les températures de fusion de la glace des inclusions Lc-w du quartz Q2a sont légèrement plus importantes que les autres inclusions L ou Vc-w. Les températures de fusion du clathrate s'échelonnent entre 7,2°C et 16,6°C. Les températures d'homogénéisation du CO_2 sont en général entre 12,8°C et 29,8°C sauf pour un groupe d'inclusions Lc-w du quartz Q2a dont les températures d'homogénéisation du CO_2 sont entre

-20,8 et -14,6°C, traduisant une densité importante. Les températures d'homogénéisation globales sont assez importantes et s'échelonnent entre 219°C et 375°C. Ainsi que le montre la *Figure VI-3*, on observe un grand étalement des températures d'homogénéisation avec plusieurs regroupements vers 225°C, 275°C et une concentration principale entre 300°C et 350°C.

Inclusions aquo-carboniques biphasées

Les inclusions aquo-carboniques biphasées Lw-c sont plus abondantes que les inclusions Vw-c. Les Tf CO_2 s'échelonnent entre -69,6°C et -56,7°C. Les températures de fusion de la glace montrent une dispersion similaire à celle des inclusions triphasées, entre -14,6°C et -0,2°C (*Figure VI-3*). Les températures de fusion du clathrate sont légèrement plus restreintes, entre 8,5°C et 13,5°C. Ces inclusions montrent des températures d'homogénéisation globales très similaires à la gamme principale 300-350°C des inclusions triphasées. On remarque cependant que les inclusions du quartz Q2a possèdent des températures d'homogénéisation sensiblement plus élevées que celles du quartz Q1 (*Figure VI-3*).

Les inclusions carboniques et aquo-carboniques montrent en général une Tf CO_2 différente de celle du CO_2 pur (-56,6°C), ce qui montre la présence de volatils autres que le CO_2 (Swananberg, 1979).

Type	Tf CO_2	Tf g	Tf cl	Tf hh	Th CO_2	Th	Tf h
Q1 Lc	-61,9 ; -57,9	-	-	-	-4,6 ; 25,2	-	-
Q2a Lc	-58,0 ; -57,0	-	-	-	19,5 ; 26,0	-	-
Q1 Lc-w	-65,4 ; -57,9	-10,8 ; -1,2	7,3 ; 10,4	-	16,4 ; 29,8	258 ; 345	-
Q2a Lc-w	-67,2 ; -60,7	-14,5 ; -0,2	9,5 ; 16,6	-	-20,8 ; 29,6	329 ; 375	-
Q1 Vc-w	-61,4 ; -58,4	-10,3 ; -0,3	7,2 ; 10,5	-	12,8 ; 27,4	219 ; 346	-
Q2a Vc-w	-59,6 ; -59,4	-5,3 ; -5,1	9,8 ; 12,0	-	22,8 ; 23,7	nd	-
Q1 Lw-c	-64,1 ; -56,7	-9,8 ; -0,2	8,5 ; 10,5	-	-	276 ; 348	-
Q2a Lw-c	-69,6 ; -58,1	-14,6 ; -2,2	8,4 ; 12,8	-	-	268 ; 385	-
Q3 Lw-c	-66,9 ; -62,1	-9,8 ; -4,3	9,5 ; 13,8	-	-	277 ; 333	-
Q1 Vw-c	-59,0	-6,9	10,2	-	-	346	-
Q2a Vw-c	-67,2 ; -64,2	-6,9 ; -2,6	13,1 ; 13,7	-	-	372	-
Q1 Lw-h	-	-27,2 ; -24,4	-	10,5 ; 13,3[a]	-	210 ; 294	281 ; 322
Q1 Lc-w-h	-59,6	-25,33	-9,7	12,1[a]	16,9	333	167*
Q1 Lw	-	-11,6 ; -3,3	-	-	-	140 ; 353	-
Q2a Lw	-	-1,0 ; -0,1	-	-	-	111 ; 191	-

nd : non déterminé; *: température de décrépitation lors d'un second chauffage ; [a] : métastable

Tableau VI-1 : *Synthèse des données microthermométriques pour les différents groupes d'inclusions fluides provenant de 3 générations de quartz.*

Inclusions aqueuses

Les inclusions aqueuses biphasées ont été mesurées dans les quartz Q1 et Q2a où elles se présentent majoritairement sous la forme de plans. Certaines inclusions isolées dans le quartz Q1 pourraient être primaires. Ces inclusions n'ont pas pu être analysées dans le quartz Q3 où elles sont de très petite taille (*Figure VI-2-f*). Dans le quartz Q1 les Tfg s'échelonnent entre -11,6°C et -3,3°C et les températures d'homogénéisation sont très variables entre 140°C et 353°C. La *Figure VI-3* permet de voir deux groupes d'inclusions. Un premier groupe de faibles températures d'homogénéisation entre 140°C et 175°C avec une Tfg de -5°C à -12°C et un second groupe plus hétérogène esquissant un alignement depuis des températures d'homogénéisation de l'ordre de 210-235°C à Tfg de -3,3°C à -6°C vers des températures d'homogénéisation de 353°C et Tfg de -11,6°C. Dans le quartz Q2a, les inclusions Lw mesurées sont différentes, à faibles Th (111-191°C) et très faibles Tfg (-1,0 à -0,1°C)

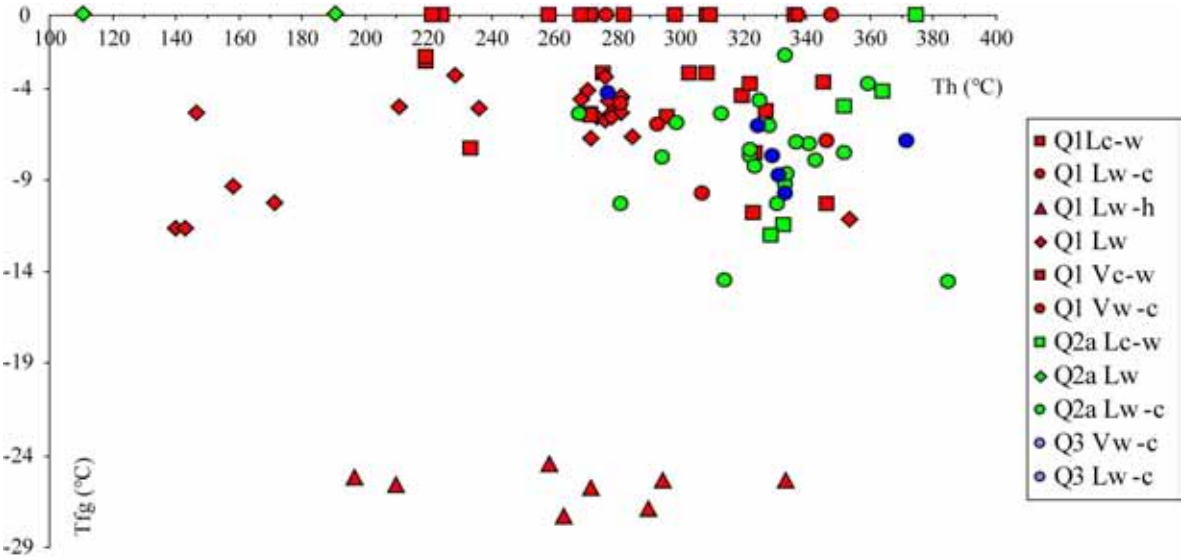


Figure VI-3 : *Diagramme Tfg versus Th (°C) pour les différents types d'inclusions aquo-carboniques et aqueuses ordonnées suivant le quartz hôte.*

Inclusions à cube de sel

Ces inclusions se présentent isolées ou en groupes de 2 à 3 inclusions au maximum dispersées dans des quartz Q1 (*Figure VI-2-a à d*) automorphes de fentes de tension et veines non déformées à texture géodique. Deux types très différents d'inclusions à cube de sel sont observés : i) des inclusions de type aqueuses à 10% de vapeur, cube de sel et solides (*Figure VI-2-a à c*) ; ii) des inclusions aquo-carboniques (triphasées à 15°C) à cube de sel et solides (*Figure VI-2-d*). Le premier type est très largement majoritaire. Les solides de ces inclusions ont été analysés par spectrométrie raman et sont systématiquement des carbonates de type calcite (*Figure VI-4-a*). Les températures de fusion de la glace des inclusions Lw-h s'échelonnent entre -27,3°C et -24,4°C avec un mode à -25,6°C.

Ceci est très cohérent avec la présence d'eau salée démontrée par spectrométrie raman sur une inclusion à -25,6°C (*Figure VI-4-c*). La Tfg des inclusions Lc-w-h semble très similaire (une mesure à -25,35°C). La température de fusion du clathrate sur cette même inclusion à été mesurée à -9,7°C. Les températures de fusion de l'hydrohalite, dont la présence a été confirmée au raman (*Figure VI-4-b*), est très largement dans un domaine de températures positives, s'échelonnant entre 10,5°C et 13,3°C pour les deux types. La fusion de l'hydrohalite au dessus de 0,1°C indique très clairement qu'elle est métastable. D'après Zwart & Touret (1994) cette métastabilité pourrait être liée à la présence de gaz comme H_2S ou CO_2, ce qui est très compatible avec la présence d'inclusions complexes Lc-w-h. Par ailleurs, une mesure réalisée sur les inclusions Lc-w-h indique une Tf CO_2 de -59,6°C, ce qui est également compatible avec la présence de gaz autres que CO_2. Une température d'homogénéisation du CO_2 a été mesurée à 16,9°C en phase liquide. Les températures d'homogénéisation des inclusions sont inférieures aux températures de fusion du cube de sel pour les inclusions Lw-h. Ces températures d'homogénéisation en phase liquide s'échelonnent entre 197°C et 294°C pour les Lw-h et une mesure sur une inclusion Lc-w-h indique une température de fusion supérieure à 336°C (température de décrépitation). Les températures de fusion du cube de sel s'échelonnent entre 281°C et 322°C. Une inclusion Lc-w-h à montré une fusion du cube de sel à 167°C mais les températures d'homogénéisation sont plus importantes (>336°C).

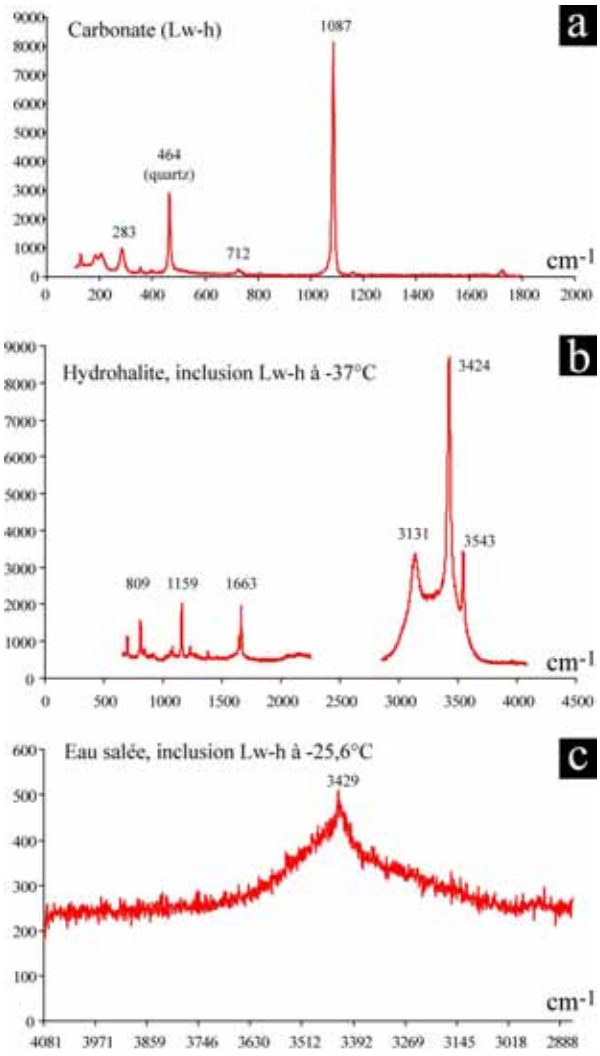


Figure VI-4 : *Exemples de spectres raman sur des inclusions Lw-h. a) spectre montrant la présence de carbonates de type calcite (tous les solides analysés dans ces inclusions ont montré un spectre identique) ; b) spectre montrant la présence d'hydrohalite, ici à -37°C ; c) spectre montrant la présence d'eau salée à -25,6°C.*

L'ensemble de ces données indique donc qu'il s'agit de saumures de haute température estimées à environ 35 - 40 pds % eq. NaCl, suivant la température maximale de fusion du cube de sel d'après l'équation de Bodnar (1993).

Résultats d'analyses raman de la phase volatile et compositions globales

L'ensemble des types d'inclusions observées ont fait l'objet d'analyses par spectrométrie raman afin de déterminer la composition de la phase volatile et de calculer les compositions globales (certaines compositions n'ont pas encore pu être calculées, du fait de compositions complexes. Les résultats sont synthétisés dans le *Tableau VI-2*).

Phase volatile

Dans le diagramme ternaire CO_2-CH_4-N_2 (*Figure VI-5-a*), la phase volatile des inclusions aquo-carboniques du quartz Q1 est essentiellement carbonique, mais contient de CH_4 et N_2, ce qui confirme les Tf CO_2 inférieures à -56,6°C. Les inclusions aqueuses du quartz Q1 ont une phase volatile très nettement enrichie en N_2. Ainsi, même les inclusions Lw-h montrent une évolution entre un pôle carbonique à traces de N_2 et CH_4 et un « pôle » 50% CH_4 – 50% N_2. On note qu'une inclusion aqueuse se situe sur cette droite d'évolution. On observe donc 3 tendances de compositions différentes de la phase volatile des inclusions du quartz Q1 avec : i) les inclusions aquo-carboniques ; ii) les inclusions aqueuses ; iii) les saumures. Les inclusions aquo-carboniques et aqueuses du quartz Q2a montrent une phase volatile pauvre en N_2 avec une grande dispersion de composition entre le pôle CO_2 et CH_4.

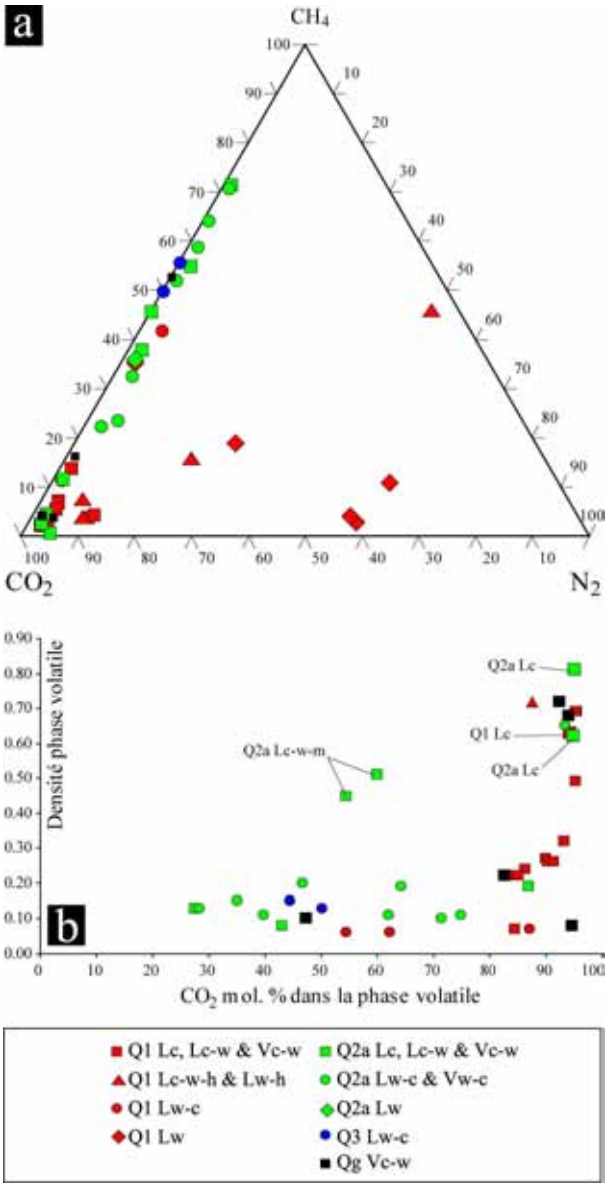


Figure VI-5 : *Composition des inclusions d'après analyses par spectrométrie raman. a) diagramme ternaire CO_2-CH_4-N_2 de composition de la phase volatile ; b) diagramme binaire de densité de la phase volatile versus le pourcentage molaire de CO_2 de la phase volatile. Lorsque les compositions sont riches en CH_4, les inclusions Lc-w sont renommées Lc-w-m.*

Quartz	Inclusion	Type	Microthermométrie									Données Raman			Composition globale						
			Tf CO_2	Tfg	Tfc	Tf hh	Th CO_2	mode	Tfc	Th	mode	PIF	CO_2	CH_4	N_2	H_2O	CO_2	CH_4	N_2	NaCl	NaCl (wt %)	Densité volatile	Densité globale
Q1	8.14.F1.Z1.7	Lc-w	-60.0	-1.2	8.7	n.o.	22.3	V	n.o.	296*	L		89.90	7.30	2.80	84.60	10.10	0.70	0.30	4.30	14.30	0.27	0.70
Q1	8.14.F2.Z1.5	Lc	-58.0	n.o.	n.o.	n.o.	25.2	L	n.o.	n.o.	-		94.20	2.60	3.20		94.23	2.55	3.21			0.63	0.63
Q1	8.14.F2.Z1.2	Lc-w	-58.4	n.o.	9.3	n.o.	34.1	V	n.o.	309	L		93.20	4.00	2.70	87.30	9.20	0.30	0.20	3.00	10.00	0.32	0.79
Q1	8.14.F2.Z1.11	Lc-w	-59.1	-3.2	9.2	n.o.	21.8	V	n.o.	303	L		90.40	6.70	2.90	88.40	6.80	0.40	0.10	4.30	13.60	0.26	0.82
Q1	8.14.F2.Z1.12	Lc-w	-60.6	-5.3	9.7	n.o.	16.4	V	n.o.	327	L		84.50	13.70	1.80	87.20	8.00	0.90	1.00	3.80	12.30	0.22	0.72
Q1	8.14.F1.Z1.9	Lc-w	-60.2	-3.5	9.5	n.o.	22.9	V	n.o.	290*	L		84.50	13.70	1.80	96.00	2.80	0.10	traces	1.10	3.40	0.07	0.83
Q1	8.14.F1.Z1.18	Lc-w	-58.2	-5.6	9.5	n.o.	22.0	V	n.o.	296	L		91.40	5.50	3.20	90.90	4.70	0.10	0.10	4.20	13.10	0.26	0.91
Q1	2.2A.F2.Z1.2	Lc-w	-58.0	n.o.	9.7	n.o.	27.9	L	n.o.	309	V	O	95.40	2.30	2.10	78.80	19.20	0.40	0.40	1.20		0.49	
Q1	2.2A.F2.Z1.10	Lc-w	-57.9	n.o.	10.3	n.o.	26.6	L	n.o.	271	V	O	95.50	2.20	2.20	65.90	31.70	0.70	0.70	1.00		0.69	
Q1	2.2A.F2.Z1.11	Lc-w-s	-58.1	n.o.	9.8	n.o.	25.8	L	n.o.	258	V	O	95.30	2.30	2.20	55.70	41.30	1.00	1.00	1 *		0.69	
Q1	2.2A.F1.Z1.7	Lw	n.o.	-5.7	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	276	L	O	39.60	2.90	57.50								
Q1	2.2A.F1.Z2.8	Lw	n.o.	-5.3	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	147	L	O	29.70	10.80	59.50								
Q1	2.2A.F2.Z1.12	Lw	n.o.	-4.1	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	271	L	O	40.10	4.00	55.80								
Q1	2.2A.F2.Z1.14	Lw-s	n.o.	-10.3	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	171	L	O	53.00	18.80	28.20								
Q1	8.14.F2.Z1.6	Lw-c	-56.7	-4.2	9.5	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	268*	L		87.20	11.50	1.30	95.60	3.00	0.10	traces	1.30	4.30	0.07	0.83
Q1	8.14.F1.Z1.1	Lw-c	-64.1	-0.2	10.3	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	272*	L		54.50	41.80	3.70	97.70	1.90	0.30	0.05	0.05	0.01	0.06	0.85
Q1	8.14.F1.Z1.3	Lw-c	-63.6	n.o.	10.2	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	348	L		62.30	35.20	2.50	97.50	2.20	0.30	traces			0.06	0.81
Q1	2.2A.F1.Z1.3	Lc-w-h	-59.6	-25.3	-9.7	12.1	16.9	L	167	333*	L	N	87.50	3.30	9.20	85.10	13.00	0.40	1.10	0.4*		0.72	
Q1	2.2A.F1.Z1.5	Lw-h	n.o.	-25.8	n.o.	12.0	n.o.	n.o.	n.o.	272*	L	N	62.50	15.30	22.30								
Q1	2.2A.F1.Z4.1	Lw-h	n.o.	-27.3	n.o.	12.4	n.o.	n.o.	284[a]	263*	L	N	5.10	45.30	49.50								
Q1	2.2A.F1.Z6.1	Lw-h	n.o.	-25.3	n.o.	10.5	n.o.	n.o.	322	294	L	N	85.70	7.10	7.20								
Q1	2.2A.F2.Z1.4	Vc-w	-58.5	n.o.	9.9	n.o.	20.0	V	n.o.	224	V	O	86.30	3.90	9.70	47.10	44.30	1.90	4.80	1.40		0.24	
Q1	2.2A.F2.Z1.7	Vc-w	-58.4	n.o.	10.4	n.o.	20.4	V	n.o.	221	V	O	85.10	4.40	10.50	48.70	42.60	2.20	5.10	1.40		0.22	
Q2a	8.14.F5.Z1.3	Lc	-58.0	n.o.	n.o.	n.o.	26.0	L	n.o.	n.o.	-		94.80	0.80	4.40		94.83	0.75	4.41			0.62	0.62
Q2a	8.2.F2.Z1.1	Lc	-57.0	n.o.	n.o.	n.o.	19.4	L	n.o.	n.o.	-		95.20	2.70	2.10		95.21	2.65	2.14			0.81	0.81
Q2a	8.14.F2.Z2.24	Lc-w	-67.2	-0.2	12.9	n.o.	23.8	V	n.o.	271*	L		43.00	54.80	2.20	91.50	4.40	3.90	0.20	trace	0.04	0.08	0.44
Q2a	8.14.F2.Z2.8	Lc-w	-60.7	-11.4	9.5	n.o.	15.2	V	n.o.	332	L		87.00	11.70	1.30	88.60	7.30	0.70	0.10	3.30	10.80	0.19	0.70
Q2a	8.14.F3.Z1.10	Lc-w-m	-66.0	n.o.	13.5	n.o.	-20.8	L	n.o.	*			54.40	45.60	0.00	44.50	29.10	23.80	0.00	2.60	16.20	0.45	0.57
Q2a	8.14.F3.Z1.12	Lc-w-m	-66.5	0.2	13.6	n.o.	-14.6	L	n.o.	375	L		59.90	37.80	2.20	59.80	22.30	13.50	0.80	3.60	16.20	0.51	0.71
Q2a	8.2.F2.Z1.3	Lc-w-m	-61.0	-4.2	16.6	n.o.	29.6	V	n.o.	364	L		27.50	71.40	1.10	85.50	4.60	9.60	0.10	0.20	0.75	0.13	0.48
Q2a	8.14.F2.Z2.3	Lw-c	-62.2	-10.3	9.3	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	331*	L		74.90	22.40	2.60	92.00	4.00	0.50	0.10	3.40	10.70	0.11	0.76
Q2a	8.14.F2.Z2.13	Lw-c	-63.5	-14.3	11.5	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	*	L		64.30	32.60	3.10	90.00	4.60	1.40	0.10	3.80	12.20	0.19	0.79
Q2a	8.14.F3.Z1.5	Vc-w	-59.6	-5.1	12.0	n.o.	23.7	L	n.o.	*			93.40	4.70	1.90	66.10	30.30	1.50	0.60	1.50	7.00	0.65	0.80
Q2a	8.14.F3.Z1.2	Vw-c-m	-67.2	-6.9	13.7	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	372*	V		39.70	58.80	1.50	87.80	5.20	5.80	0.20	1.00	3.60	0.11	0.47
Q2a	8.2.F2.Z2.2	Lw-c-m	-69.6	-8.7	15.6	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	334	L		35.20	64.00	0.80	87.90	4.60	6.20	0.10	1.20	4.40	0.15	0.59
Q2a	8.2.F2.Z2.1	Lw-c-m	-68.1	-6.1	16.1	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	328*	L		28.30	70.60	1.10	85.90	4.50	9.00	0.10	0.40	1.60	0.13	0.48
Q2a	8.14.F3.Z1.4	Lw-c	-60.2	-7.3	12.0	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	*			62.00	36.00	2.00	90.60	5.40	2.10	0.10	1.80	6.00	0.11	0.57
Q2a	8.14.F5.Z2.2	Lw-c	-62.9	-5.9	11.0	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	299	L		71.40	23.50	5.10	93.80	3.70	0.50	0.10	1.90	6.20	0.10	0.75
Q2a	8.2.F2.Z2.3	Lw-c	-67.9	-7.6	16.7	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	352	L		46.80	52.00	1.20	89.10	5.20	4.30	0.10	1.30	4.70	0.20	0.70
Q3	8.14.F6.Z1.1	Lw-c	-62.1	-9.7	12.7	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	333	L		44.50	55.50	0.00	91.60	3.20	2.30	0.00	2.90	9.40	0.15	0.77
Q3	8.14.F6.Z1.4	Lw-c	-66.9	-6.1	13.8	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	324	L		50.30	49.70	0.00	91.60	4.20	2.60	0.00	1.60	5.40	0.13	0.67
Qg	VI4C.F2.Z2.2	Vc-w	-58.1	-0.4	9.1	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	300*	V	O	94.60	4.10	1.40	95.30	4.60	0.10	0.03	0.01		0.08	
Qg	VI4C.F2.Z1.1	Vc-w	-58.2	-2.2	9.1	n.o.	20.1	L	n.o.	341	V	O	92.50	3.90	3.60	62.90	32.10	1.30	1.20	2.50		0.72	
Qg	VI4C.F2.Z1.4	Vc-w	-59.8	-1.8	10.8	n.o.	16.1	V	n.o.	338	V	N?	82.60	16.20	1.30	84.10	13.40	2.20	0.20	0.05		0.22	
Qg	VI4C.F2.Z2.3	Vc-w	-58.0	-1.5	9.8	n.o.	25.6	L	n.o.	332	V	O	94.10	4.40	1.40	65.20	31.30	1.40	0.40	1.70		0.68	
Qg	VI4C.F2.Z1.2	Vc-w-m	-64.1	-3.0	11.7	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	339	V	N?	47.30	52.70	0.00	85.60	7.40	6.80		0.20		0.10	

Tableau VI-2 : *Synthèse des caractéristiques microthermométriques et des compositions des inclusions fluides des quartz Q1, Q2a et Q3 des minéralisations aurifères de Brués (Qg : quartz d'épontes granitiques hydrothermalisées). En fin de tableau, données de quelques inclusions dans le quartz d'épontes granitiques de filons. Les calculs de compositions ont été réalisés par M.-C. Boiron.*

La phase volatile des inclusions aquo-carboniques des quartz Q3 est également pauvre en N_2 et à 50-60% CH_4. Ces compositions de la phase volatile sont assez similaires à certaines des compositions des inclusions des quartz Q2a. Malgré l'absence des densités de la phase volatile des inclusions Lw et Lw-h (non calculées), on observe le même type d'évolution dans le diagramme de densité *versus* pourcentage molaire en CO_2, pour la phase volatile (*Figure VI-5-b*). Ainsi, la principale différence entre les inclusions aquo-carboniques des quartz Q1, Q2a et Q3, est que à densité équivalente, la phase volatile des inclusions des quartz Q2a et Q3 est moins riche en CO_2 que ces mêmes inclusions mesurées dans le quartz Q3.

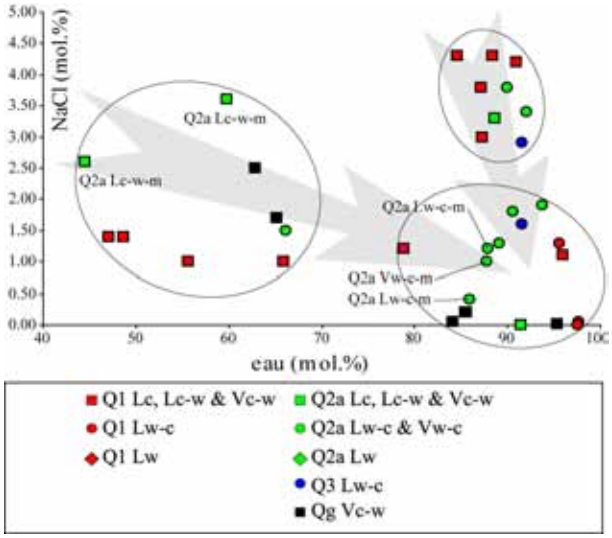


Figure VI-6 : *Diagramme binaire de composition globale NaCl versus H_2O (en pourcentage molaire). N'inclut pas les compositions globales des inclusions Lw et Lw-h non calculées. Qg : inclusions dans le quartz d'épontes granitiques hydrothermalisées de filons.*

Composition globale

Le pourcentage molaire en NaCl en fonction du pourcentage molaire en eau est reporté – pour les données disponibles (*Tableau VI-2*) – dans un diagramme NaCl *versus* eau, *Figure VI-6*. Sur ce diagramme on distingue 3 populations d'inclusions aquo-carboniques (cercles). Une première population montre des compositions globales, relativement, riches en NaCl mais pauvres en eau, du fait de leur richesse relative en CO_2, CH_4 et N_2. Une seconde population montre des compositions globales riches en eau, sel et dans une certaine mesure riche en CO_2 (3 à 10 mol. %). La troisième population est assez similaire à la précédente mais s'en démarque par sa plus basse salinité. Les compositions globales des inclusions aqueuses et des saumures (non calculées) se disposent nécessairement sur l'alignement des inclusions riches en eau et riches à pauvres en NaCl. Cependant elles pourraient également montrer un début d'alignement avec les inclusions pauvres en eau et riches en volatils du fait de la présence de ces volatils et surtout de l'existence d'inclusions complexes aquo-carboniques triphasées à cube de sel et carbonates. On remarque que les inclusions provenant des quartz Q1 et Q2a se disposent dans ces 3 champs et que les inclusions des quartz Q3 sont dans les champs des inclusions riches en eau.

VI-2.5.3 Interprétations

Fluides en présence et évolution

Les différents résultats présentés précédemment apportent les éléments suivants :

- La présence d'inclusions fluides à cube de sel et carbonates montre la présence de saumures dans le système hydrothermal. Les températures de ces saumures sont élevées (Lw-h de Tf hh maximale à 322°C et Th Lc-w-h à 333°C). Du fait de ces températures élevées et du contexte géologique, il ne peut pas s'agir de saumures de bassin tardives. Du fait de la proximité immédiate du granite G3 de Boborás, postérieur au magmatisme G2, et des recoupements et localisation des structures filoniennes dans le granite G3, ces saumures apparaissent totalement compatibles avec des saumures magmatiques issues du granite G3 de Boborás lors de sa cristallisation.

- Ces saumures ont été préservées de la déformation grâce à leur localisation dans des quartz automorphes Q1 de fentes de tension, au contraire des filons où la forte déformation a probablement conduit à la destruction de la majorité des plus grandes inclusions primaires.

- La rareté de ces inclusions (par rapport aux inclusions aquo-carboniques), leur disposition dispersée dans le quartz Q1 et leurs dimensions font qu'elles peuvent être interprétées comme des inclusions primaires, synchrones de la formation du quartz Q1. Ceci implique une température minimale de piégeage de l'ordre de 322-333°C, ce qui est donc la température minimale de formation du quartz Q1. Cette température **minimale** du fluide du **stade I** est compatible avec l'ensemble des températures obtenues sur les différents géothermomètres (chapitre V).

- La présence significative de CO_2, CH_4, N_2 dans la phase vapeur des inclusions Lw-h et l'existence d'inclusions complexes aquo-carboniques triphasées à cube de sel est compatible avec un mélange entre des saumures magmatiques et un fluide dense, chaud, comparativement pauvre en eau, riche en CO_2 et contenant des traces significatives de CH_4 et N_2 (inclusions aquo-carboniques du quartz Q1, *Figure VI-5*).

- Une entrée dans le système hydrothermal de fluides métamorphiques *s.l.* pourrait être marquée par la grande dispersion (mélange ?) des teneurs en CH_4 des inclusions aquo-carboniques du quartz Q2a.

- Des inclusions fluides aqueuses sont présentes en plan dans les quartz Q1 à Q3. Elles comportent un faible pourcentage de phase vapeur (5 à 20%), une faible densité (*Figure VI-5-b*) et beaucoup d'entre elles possèdent une faible température d'homogénéisation (140-175°C ; 210-235°C, *Figure VI-3*). Par ailleurs on observe de nombreuses évolutions

progressives entre des inclusions aqueuses de basse température vers des inclusions de plus haute température, plus salées. Ces éléments sont compatibles avec une arrivée de fluides aqueux comparativement froids se mélangeant de façon hétérogène avec les saumures, les fluides carboniques±CH_4±N_2 et/ou un mélange de ces deux fluides. En effet, les répartitions des inclusions dans le diagramme de composition globale NaCl *versus* eau (*Figure VI-6*) sont compatibles avec un phénomène de dilution d'un mélange hétérogène de fluides salés et carboniques auxquels se sont joints des fluides métamorphiques (CO_2, CH_4, N_2) par des fluides externes froids et aqueux. Il est à noter que les inclusions aquo-carboniques, considérées dans leur ensemble, ne sont pas à faible salinité (*i.e.* <5 % eq. Pds. NaCl). Il s'agit de fluides aquo-carboniques à salinité modérée (majoritairement de nombreuses inclusions à 10 -16,2 % eq. Pds. NaCl et dans une moindre mesure à 6 – 10 % eq. Pds. NaCl, cf. *Tableau VI-4*)

Chemin Pression-Température

La reconstruction du chemin pression-température des veines et des filons est basée sur le calcul d'isochores pour des familles d'inclusions fluides, auquel sont ajoutées toutes les contraintes possibles (minéralogiques, paragénétiques, géothermométrie, *etc.*). Une proposition de chemin pression-température partiel, suivi par les veines, est présentée *Figure VI-7*. L'intersection de l'isochore située le plus haut avec la température minimale du stade II permet une estimation de la pression minimale de formation des veines. Cette pression minimale est une pression lithostatique de 247 MPa, soit environ une profondeur minimale de 9,3 km.

Ce chemin pression-température est **une solution possible** et requiert une discussion :

- les conditions de pression et température des veines sont soumises à de nombreuses variables, comme la pression lithostatique, la pression du fluide, la température du fluide et de l'encaissant, ainsi que de l'extension verticale des filons (il s'agit avant tout de zones faillées à fort pendage, ce qui implique l'existence de gradients de pression). Ainsi la pression et température des veines peuvent être particulièrement difficile à corréler avec celles qui règnent sur l'ensemble de la zone. Pour vérifier une corrélation entre le chemin P-T des veines et celui du bâti, un calcul thermo-barométrique sur la paragenèse métamorphique D3 du bâti (*e.g.* thermocalc) serait à entreprendre.

- Ainsi qu'il a été vu précédemment, des saumures magmatiques sont présentes dans le stade I du système hydrothermal. Ceci implique une température anormale et importante au contact du massif de Boborás (température de cristallisation, métamorphisme de contact). Ce

type de température est compatible avec les températures du géothermomètre muscovite-phengite des muscovites syn-Q1 et syn-Q2 qui indiquent des températures maximales de 650 à 550°C (chapitre V). Les températures d'homogénéisation ne montrent pas de telles températures. Cependant : i) il s'agit de températures **minimales** de piégeage ; ii) il existe de nombreuses inclusions décrépitées qui pourraient refléter des températures bien plus élevées et au moins la majorité des inclusions étudiées ne sont pas des inclusions primaires.

- Les isochores présentées *Figure VI-7* indiquent la coexistence au sein de quartz identiques d'inclusions avec des différences de pression très importante. Ce phénomène peut être interprété au minimum comme deux chemins P-T évoluant de deux manières très différentes : i) il s'agit d'un piégeage de fluide lors d'une décompression isotherme qui échantillonne l'ensemble de la chute de pression, phénomène pouvant être relié à une remontée du substratum sous l'effet d'une tectonique extensive ; ii) il s'agit d'un échantillonnage des variations de pression liées à l'ouverture-fermeture des veines et filons sous l'effet de la pression de fluide à laquelle peut s'ajouter un effet du contrôle structural régional (extension localisée). C'est-à-dire un mécanisme présentant des similitudes avec les veines horizontales à alternance quartz-tourmaline d'Abitibi formées par des surpressions de fluides (*e.g.* Sibson *et al.,* 1988) ; Ce mécanisme n'est en général pas invoqué car il ne s'agit pas de veines horizontales et il n'y a pas de marque de cyclicité (*i.e.* bandes à qtz-Tur avec cyclicité de pression dans les inclusions fluides des différentes bandes). Dans ce cas la pression du filon alterne entre une pression lithostatique et une pression intermédiaire entre lithostatique et hydrostatique.

Ces différents commentaires expliquent ainsi pourquoi seule la partie finale du possible chemin P-T **suivi par les veines et filons** est figurée (ligne rouge). Le chemin P-T suivi par les filons pourrait être celui présenté *Figure VI-7*. Il indiquerait un refroidissement suivant un gradient de pression hydrostatique, moment ou interviendrait le dépôt de la minéralisation. La présence de fluides aqueux froids marqués par les plans d'inclusions aqueuses est compatible avec cette hypothèse. Ces fluides aqueux froids pourraient correspondre à une arrivée de fluides météoriques (*i.e.* donc une connexion entre le système hydrothermal et la surface). Cependant une nouvelle fois ces conditions P-T correspondent à celles des structures filoniennes et pas obligatoirement à celles de l'ensemble du bâti. En effet, il a été démontré que des infiltrations de fluides de surface dans des zones de détachement étaient capables de descendre au-delà de la transition fragile-ductile par des mécanismes de pompage dynamique et valve sismique (Famin, 2003; Famin *et al.*, 2005;

Famin *et al.*, 2004). Ainsi, la présence de fluides météoriques n'implique pas que l'ensemble de la zone encaissante soit situé dans un environnement proche de la surface.

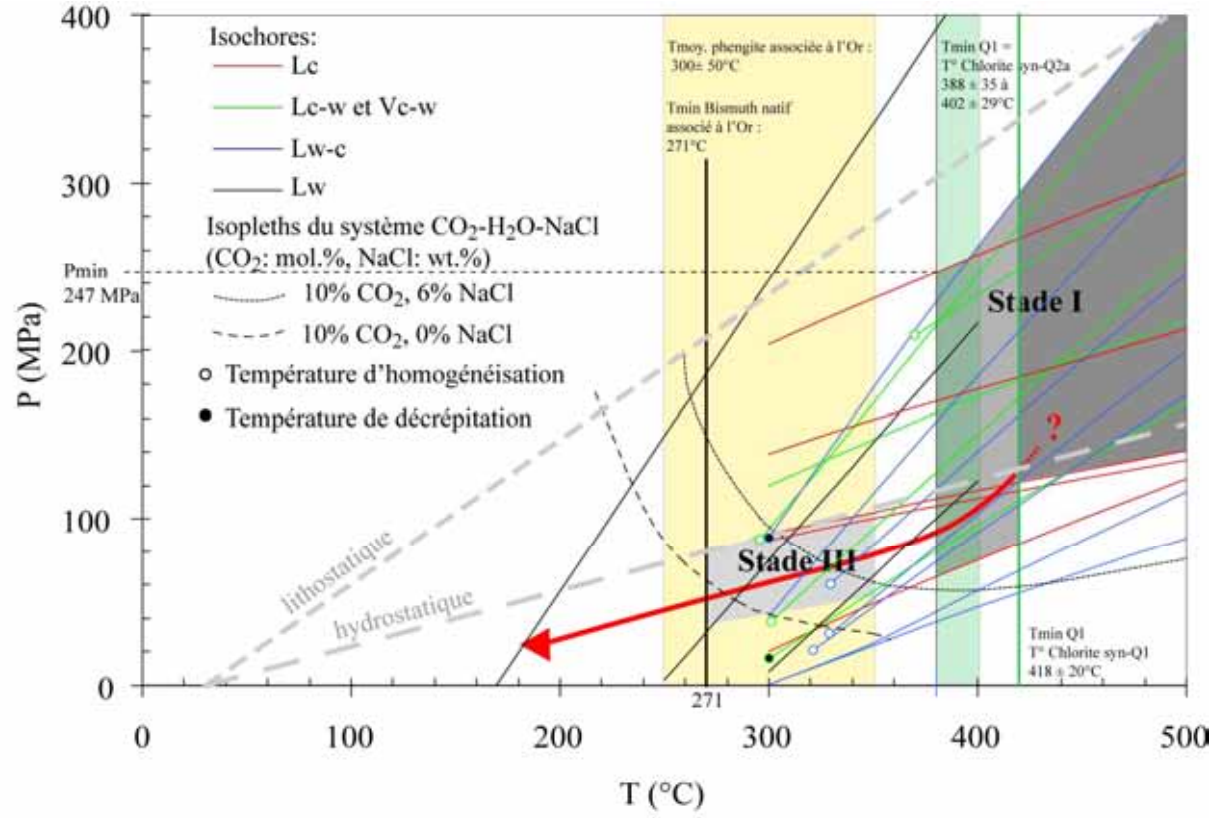


Figure VI-7 : *Diagramme représentant un* ***possible*** *chemin pression-température de l'évolution finale des veines et filons hydrothermaux des minéralisations aurifères de Brués. Ce diagramme comprend des isochores issue de l'étude de Pourraz (2002) Les températures minimales du stade I sont contraintes par la température minimale de la chlorite syn-Q1 et de la chlorite syn-Q2a (chapitre V). Les températures maximales du stade I (non figurées) sont contraintes par les températures du géothermomètre muscovite-phengite à 550-600°C (syn-Q2a) et 650°C (syn-Q1). Les températures maximales et minimales du stade III sont contraintes par la température maximale de la phengite (350°C) et la température minimale du géothermomètre bismuth natif (271°C). Les gradients lithostatique et hydrostatique figurés correspondent à un gradient thermique de 30°C/Km. Les zones grisées correspondent aux domaines pression-température de formation des stades I et III au sein des veines et filons.*

VI-2.6 Inclusions fluides des minéralisations stanno-wolframifères de Beariz

VI-2.6.1 Typologie des inclusions fluides

Cette étude des inclusions fluides a été réalisée sur les échantillons de la Mina Soriana. Les inclusions fluides ont été mesurées et analysées dans les différentes générations de quartz caractérisées Q1, Q2a, Q2b et Q3 dans les filons, ainsi que dans le quartz Q1 à tourmaline des tourmalinites, et quelques inclusions localisées dans des cassitérites syn-Q1. 3 grands types

d'inclusions fluides ont été observées : i) des inclusions carboniques (L et V) ; ii) des inclusions aquo-carboniques à dominante aqueuse w-c (L et V) ; iii) des inclusions aqueuses.

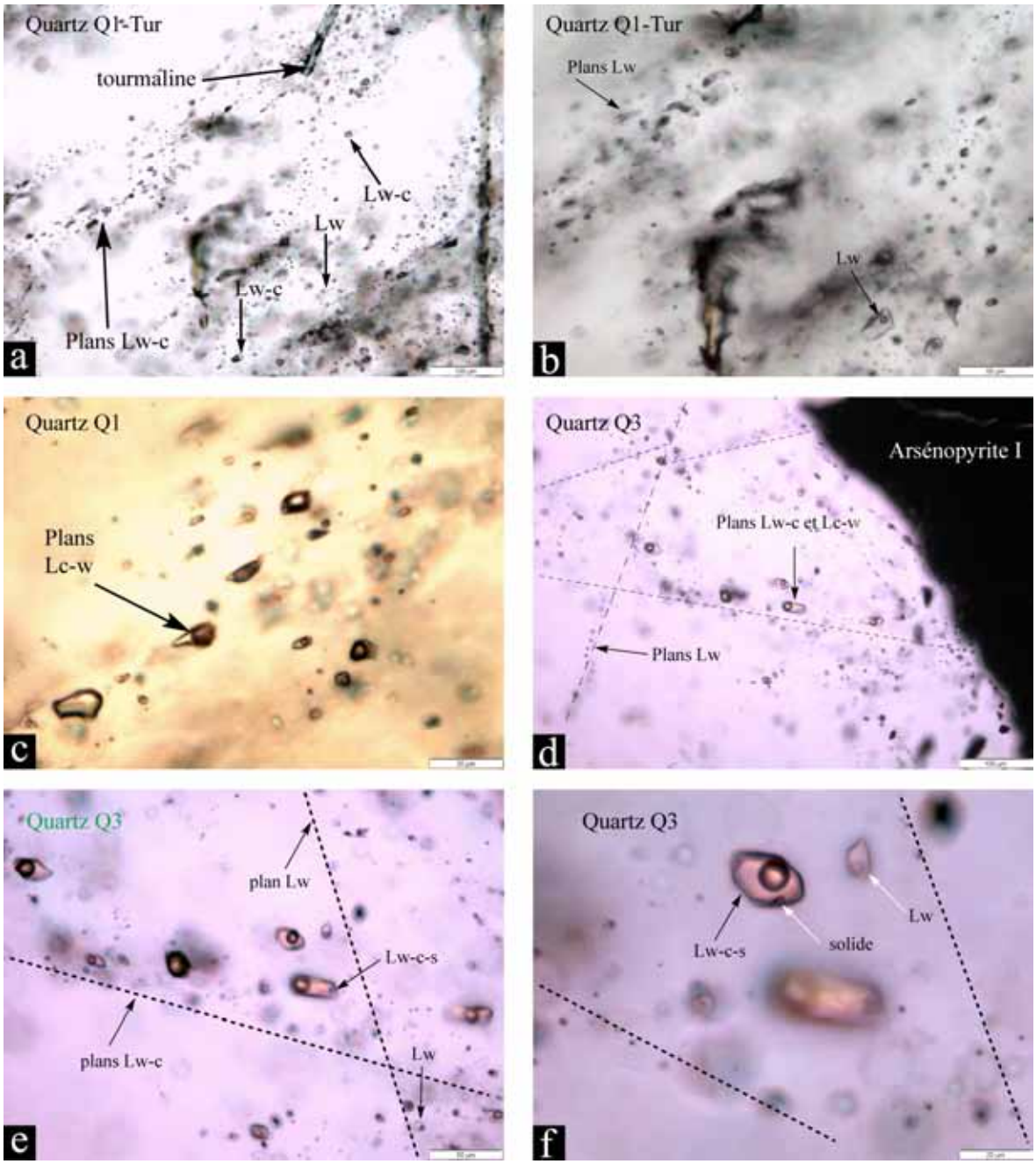


Figure VI-8 : *Inclusions fluides des minéralisations stanno-wolframifères de Mina Soriana (Beariz). a) très nombreux plans d'inclusions Lw et Lw-c parallèles aux épontes dans le quartz Q1 des veines à quartz-tourmaline des tourmalinites ; b) détail de la vue précédente où il est possible d'observer des inclusions aqueuses à très petit volume de phase vapeur et diposées en plans, parallèles à d'autres plans d'inclusions aquo-carboniques ; c) plans d'inclusions aquo-carboniques Lc-w dans le quartz Q1 des filons ; d) quartz Q3 au sein de l'arsénopyrite, dans lequel s'observent de nombreux plans de petites inclusions aqueuses et d'inclusions aquo-carboniques (Lc-w et Lw-c) ; e) Détail de la vue précédente avec les inclusions des différents plans ; f) détail de la vue précédente montrant la présence de solides de nature indéterminée (silicates ?) dans les inclusions Lw-c du quartz Q3 des filons.*

Ces inclusions ont été observées essentiellement sous la forme de plans d'inclusions, mais certaines inclusions isolées pourraient être primaires (*e.g.* rares inclusions localisées dans la cassitérite). Aucune inclusion à cube de sel n'a été observée, mais il faut noter qu'aucune observation n'a été réalisée sur des quartz automorphes. Par ailleurs, il faut noter la présence de nombreuses inclusions décrépitées.

Quartz Q1 des veines à quartz-tourmaline des tourmalinites

Dans ces veines parallèles aux filons minéralisés, les tourmalines incluses dans le quartz Q1 sont normales aux épontes. De très nombreux plans d'inclusions de petites tailles sont parallèles aux épontes des veines (*Figure VI-8-a & b*). Les plans d'inclusions observés sont constitués d'inclusions carboniques Lc, aquo-carboniques triphasées c-w (L et V) plus fréquentes que dans les filons, aquo-carboniques biphasées Vw-c et aqueuses Lw.

Quartz Q1 à cassitérite & Q2a des filons

Dans les veines et filons, les quartz Q1 et Q2a ne sont jamais observés non déformés et les inclusions sont en général de petites dimensions (20 - 30 µm pour les plus importantes). Les inclusions s'observent essentiellement sous la forme de plans d'inclusion carboniques Lc, aquo-carboniques triphasées c-w et biphasées w-c, ainsi que de plans d'inclusions aqueuses fréquemment transverses sur les autres plans d'inclusions. Quelques inclusions Lc-w ont localement pu être mesurées dans des cassitérites. Les inclusions, très isolées, sont en général rares. Ces inclusions n'apparaissent pas sous la forme de plan. Elles pourraient être primaires.

Quartz Q2b

Ce quartz se trouve en remplissage des fractures des arsénopyrites. Les plans d'inclusions sont systématiquement normaux aux fractures et constitués d'inclusions carboniques, aquo-carboniques à dominante aqueuse (w-c) et aqueuses.

Quartz Q3

Des plans d'inclusions carboniques exclusivement Vc sont observés et sont en général d'orientations similaires à des plans d'inclusions aquo-carboniques c-w et w-c. Les plans d'inclusions aqueuses sont fréquemment transverses par rapport aux plans précédents (*Figure VI-8-d & e*). Dans ce quartz on observe assez fréquemment des solides de très petites dimensions dans les inclusions aquo-carboniques. Il n'a pas été possible de les analyser correctement, mais les observations microscopiques suggèrent des silicates de type micas dioctaédrique. Sporadiquement, ces solides peuvent également être observés dans les inclusions aquo-carboniques des autres générations de quartz.

VI-2.6.2 Caractéristiques physico-chimiques des fluides

Résultats microthermométriques

La synthèse des résultats microthermométriques est présentée *Tableau VI-3*.

Inclusions carboniques

L'ensemble des inclusions carboniques Lc et Vc montre systématiquement une température de fusion de glace carbonique inférieure à -56,6°C, ce qui suppose la présence de volatils autres que CO_2, notamment la présence de méthane. Les valeurs les plus négatives sont observées pour les inclusions du quartz Q1 des veines quartz-tourmaline ainsi que pour les inclusions du quartz Q2b. On observe nettement une augmentation de la température d'homogénéisation du CO_2 liquide et gazeux en fonction de la génération de quartz. Plus le quartz est tardif, plus cette température est élevée. Ceci suppose une diminution de densité.

Type	Tf CO_2	Tf g	Tf cl	Th CO_2	Th
Q1-Tur Lc	-61	-	-	3.9	-
Q1 Lc	-59.8 ; -59.0	-	-	10.3 ; 12.2	-
Q2b Lc	-62.2 ; -59.0	-	-	13.0 ; 17.4	-
Q3 Vc	-59.2	-	-	15.8	-
Cassitérite Lc-w	-64.9 ;-63.3	-4.8 ; -1.3	8.9 ; 11.2	16.8 ; 17.9	269 ; 317
Q1-Tur Lc-w	-62.7	-	11.1	5.3	360
Q1 Vc-w	-61.7 ; -58.2	-4.4 ; -0.3	9.8 ; 12.4	18.3 ; 22.3	324 ; 362
Q3 Lc-w	-58.3	-2.9	10.2	24.9	305
Q1-Tur Vc-w	-63.0 ; -62.6	-	11.5 ; 11.6	-4.2 ; -0.6	212 ; 356
Q3 Vc-w	-59.4 ; -58.7	-2.6 ; -1.9	8.9 ; 10.8	14.8 ; 21.9	328 ; 351
Q1 Lw-c	-59.6 ; -57.2	-3.4 ; -1.7	7.4 ; 10.3	-	172 ; 307
Q2a Lw-c	-63.9 ; -62.5	-2.7; -1.8	12.5 ; 12.9	-	292 ; 328
Q2b Lw-c	-64 ; -63.2	-4.0 ; -3.6	8.1 ; 12.7	-	295 ; 328
Q3 Lw-c	-62.3 ; -60.3	-4.2 ; -2.9	9.2 ; 12.5	-	307 ; 311
Q1-Tur Vw-c	-65.9 ; -61.1	-2.2 ; -0.2	10.8 ; 11.6	-	345 ; 418
Q1 Vw-c	-61.7 ; -60.6	-4.0 ; -1.9	10.8 ; 12.4	-	342 ; 362
Q2a Vw-c	-62.1 ; -60.8	-3.6 ; -0.3	7.8 ; 10.7	-	345 ; 353
Q2b Vw-c	-63.6 ; -63.3	-11.0 ; -3.9	12.7 ; 13.3	-	238 ; 345
Q3 Vw-c	-59.6	-0.4	14.5	-	319
Q1-Tur Lw	-	-3.2 ; -1.2	-	-	162 ; 333
Q1 Lw	-	-1.5 ; -0.4	-	-	293 ; 297
Q2a Lw	-	-1.5 ; 0	-	-	125 ; 229
Q2b Lw	-	-3.3 ; -0.8	-	-	135 ; 241
Q3 Lw	-	-3.2 ; -1.6	-	-	187 ; 304

Tableau VI-3 : *Synthèse des données microthermométriques pour les différents groupes d'inclusions fluides provenant des 4 générations de quartz ainsi que de la cassitérite (syn Q1).*

Inclusions aquo-carboniques triphasées

Les inclusions aquo-carboniques triphasées apparaissent prépondérantes dans les quartz les plus précoces et les plus tardifs. Les températures de fusion de la glace carbonique sont les plus négatives pour les quartz précoces (Q1-Tur, Q1 filons) et la cassitérite (syn-Q1) par comparaison avec le quartz Q3, le plus tardif. Les valeurs très négatives mesurées (jusqu'à -64,9°C, cf. *Tableau VI-4*) indiquent la présence notable d'autres volatils que CO_2 dans les inclusions. Les températures de fusion de la glace s'échelonnent entre -4,8 et -0,3°C ce qui suppose de faibles salinités (*Figure VI-9*). Les températures de fusion du clathrate s'échelonnent entre 8,9 et 12,4°C.

Les températures d'homogénéisation du CO_2 sont entre -4,2 et 5,3°C pour les inclusions du quartz Q1 (Q1 veines Qtz-Tur et Q1 filons), ce qui diffère très nettement des températures pour ce même type d'inclusions dans les autres quartz et la cassitérite, températures comprises entre 14,8 et 22,3°C. Ceci suppose une densité plus importante pour les inclusions du quartz Q1. On remarque d'ailleurs une différence très significative dans ces résultats entre les inclusions du quartz Q1 et, pour ce même type d'inclusions, dans la cassitérite syn-Q1. Les températures d'homogénéisation globale montrent toutes une gamme de températures assez élevée, entre 212 et 362°C avec un bon regroupement entre 270 et 350°C. On remarque que les températures d'homogénéisation maximales de ces inclusions, toutes générations de quartz confondues, sont entre 305 et 362°C avec des températures d'homogénéisation maximales dans le quartz Q3 (351°C) qui sont similaires à celles du quartz Q1 (360°C).

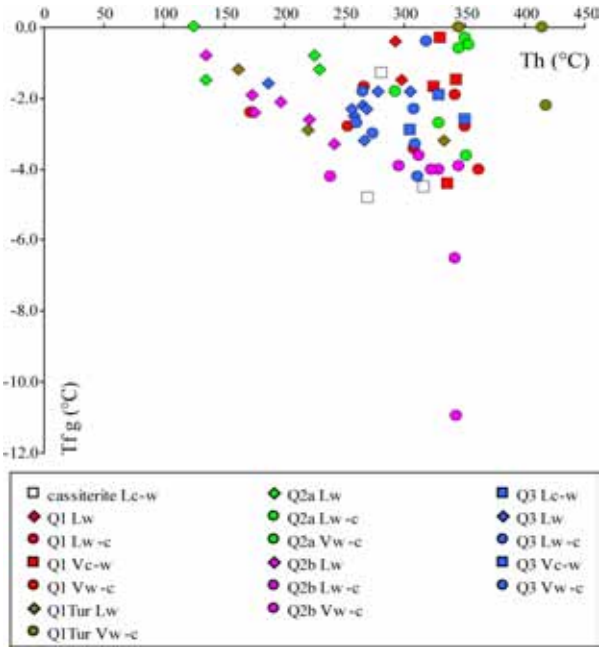


Figure VI-9 : *Diagramme Tfg versus Th (°C) pour les différents types d'inclusions aquo-carboniques et aqueuses ordonnées suivant le minéral ou quartz hôte.*

Inclusions aquo-carboniques biphasées

Ces inclusions constituent le type majoritaire d'inclusions observées, toutes générations de quartz confondues. Les températures de fusions de la glace carbonique sont toutes inférieures à -56,6°C en cohérence avec les résultats de Tf CO_2 des inclusions triphasées et carboniques. Ceci indique également pour les inclusions aquo-carboniques biphasées la présence de volatils autres que CO_2. Les résultats (cf. *Tableau VI-4*) indiquent que ces volatils (CH_4, N_2, etc.) sont présents en quantités moins importantes dans les inclusions des quartz Q1 des filons, en comparaison avec les quartz Q1 à tourmaline et Q2a, Q2b et Q3. Les températures de fusion de la glace sont assez homogènes, entre -4 et 0°C hormis pour les inclusions w-c (L et V) du quartz Q2b qui sont les plus négatives et les plus dispersées (*Tableau VI-4* et *Figure VI-9*). Les températures de fusion des clathrates s'échelonnent entre 7,4 et 14,5°C et il n'y a pas de corrélation évidente entre les températures de fusion et le quartz hôte. Les températures maximales d'homogénéisation globale s'échelonnent entre 307 et 418°C. Si on considère ces températures en fonction du quartz hôte on observe une décroissance de la température minimale de piégeage avec les générations

successives : Q1-Tur (418), Q1-filons (307-362), Q2a (328-353), Q2b (328-345) et Q3 (311-319). Ces températures sont supérieures à 271°C, et sont donc cohérentes avec la température minimale du stade III indiquée par le géothermomètre bismuth natif (cf. Chapitre V).

Inclusions aqueuses

Les températures de fusion de la glace dans les inclusions aqueuses s'échelonnent entre -3,3 et 0°C. Les températures d'homogénéisation globale maximales sont assez variables entre 241 et 333°C et ne montrent pas véritablement de décroissance avec les générations de quartz. Les températures d'homogénéisation minimales sont globalement assez basses et s'échelonnent entre 125 et 187°C, hormis pour les inclusions du Q1 des veines quartz-tourmaline (293°C). Dans le graphique Tf g *versus* Th (*Figure VI-9*), on observe une corrélation entre la température d'homogénéisation globale et la température de fusion de la glace. Cette corrélation est la mieux définie pour les inclusions Lw du quartz Q2b. Des inclusions Lw du quartz Q3 participent également à cet alignement.

Résultats d'analyses raman de la phase volatile et compositions globales

La majorité des types d'inclusions observées ont fait l'objet d'analyses par spectrométrie raman afin de déterminer la composition de la phase volatile et de calculer les compositions globales. Certaines compositions n'ont pas encore pu être calculées. Les résultats sont synthétisés et présentés dans le *Tableau VI-4*.

Composition de la phase volatile des inclusions aquo-carboniques

Les analyses de la phase volatile des différents types d'inclusions montrent la présence systématique de méthane (1,5 à 71,1 mol. %) et/ou diazote (0 à 7 mol. %). Ceci confirme les Tf CO_2 inférieures à -56,6°C. La phase volatile des inclusions aquo-carboniques du quartz Q1 des veines quartz-tourmalines est relativement enrichie en méthane (21,6 à 40,9 mol. %) et en diazote (4,2 à 7 mol. %). On observe le même phénomène pour ces mêmes inclusions dans la cassitérite syn-Q1 des filons (CH_4 à 32-56,1 mol. %, N_2 à 5,8 mol. %). Ainsi que le confirme le diagramme ternaire CO_2-CH_4-N_2 (*Figure VI-10-a*), la phase volatile de ces inclusions est plus enrichie en CH_4+N_2 que les inclusions des autres quartz. Les inclusions du quartz Q1 notamment, montrent une phase volatile moins enrichie en CH_4 et N_2 mais avec une très grande dispersion des valeurs, avec une valeur importante, (71,1 mol. % CH_4) montrant un fort enrichissement en CH_4, similaire de celles précédemment évoquées. Ceci pourrait être compatible avec la présence d'inclusions secondaires dans le quartz Q1 des filons et quelques rares inclusions plus précoces préservées.

Quartz	Inclusion	Type	Microthermométrie							Données Raman			Composition globale					
			Tf CO_2	Tf g	Tf cl	Th CO_2	mode	Th	mode	PIF	CO_2	CH_4	N_2	H_2O	CO_2	CH_4	N_2	NaCl	Densité
cassiterite	4.F1.Z3.1	Vc-w	-64.6	-1.3	8.9	16.8	V	281	L	O?	62.2	32	5.8	96.4	2.8	0.6	0.1	0.1	0.07
cassiterite	4.F1.Z3.10	Vc-w	-63.3	-4.5	11.2	17.9	V	317*	L	N?	38.1	56.1	5.8	92.5	3.2	2.8	0.3	1.2	0.11
Q1-Tur	15A.F1.Z1.2	Lw-c	-62.7	n.o.	11.1	5.3	L	360	V	O	53.7	39.3	7	50.8	25.5	18	3.2	2.5	0.35
Q1-Tur	15A.F1.Z1.7	Lc-w	-63.0	n.o.	11.5	-4.2	L	356	V	O	71.5	21.6	7	23.1	54.2	16.2	5.3	1.2	0.65
Q1-Tur	15A.F1.Z2.1	Vw-c	-62.6	-2.2	11.1	n.o.	n.o.	418	V	O	54.9	40.9	4.2	92.4	4.8	2.3	0.2	0.3	0.09
Q1	4.F1.Z1.4	Lc	-59.4	n.o.	n.o.	10.7	L	n.o.	n.o.	O	82.1	15	2.9	0	82.1	15	2.9	0	0.57
Q1	4.F1.Z1.7	Lc	-59.8	n.o.	n.o.	12.2	L	n.o.	n.o.	O	83.2	14.2	2.6	0	83.2	14.2	2.6	0	0.56
Q1	4.F1.Z3.2	Vc-w	-58.2	-1.7	9.8	22.3	V	324	V	O	90.8	7.3	2	84	9.7	0.6	0.2	5.5	0.29
Q1	4.F1.Z1.1	Vw-c	-60.6	-4.0	12.4	n.o.	n.o.	362	V	O	75.1	22.2	2.7	87.8	9.3	2.2	0.3	0.4	0.14
Q1	4.F1.Z1.2	Lw-c	n.o.	-1.7	7.4	n.o.	n.o.	267	L	O	24.4	71.1	4.4	98.1	0.9	0.5	0.02	0.5	0.05
Q1	4.F1.Z3.7	Vw-c	-61.7	-2.8	10.8	n.o.	n.o.	351	V	O	70.2	25.5	4.2	92.2	5.8	1.3	0.2	0.5	0.11
Q1	4.F1.Z3.8	Lw-c	-57.2	-3.4	9.2	n.o.	n.o.	307	L	O	96.9	3.1	0	94	5.1	0.1	0	0.8	0.09
Q2a	4.F3.Z1.2	Vw-c	-62.1	-0.3	10.7	n.o.	n.o.	350	V	N?	76.4	20.5	3.1	88.1	9.6	2	0.3	0.01	0.09
Q2a	4.F3.Z1.7	Lw-c	-63.9	-2.7	12.9	n.o.	n.o.	328	L	N?	63.7	33.6	2.7	93.9	4.2	1.2	0.1	0.6	0.15
Q2a	4.F3.Z1.10	w-c	-60.8	-0.5	8.0	n.o.	n.o.	354	V	N?	76.3	20.6	3.1	93.5	5.4	1	0.1	0.01	0.06
Q2b	4.F2.Z1.11	Lc	-59.4	n.o.	n.o.	15.4	L	n.o.	n.o.	O	94.9	2.6	2.5	0	94.9	2.6	2.5	0	0.67
Q2b	4.F2.Z1.16	Lc	-59.2	n.o.	n.o.	16.7	L	n.o.	n.o.	O	95.9	1.5	2.6	0	95.9	1.5	2.6	0	0.66
Q2b	4.F2.Z2.3	Lc	-60.8	n.o.	n.o.	13.0	L	n.o.	n.o.	O?	85.2	10.9	3.8	0	85.2	10.9	3.8	0	0.65
Q2b	4.F2.Z1.4	Lw-c	-63.8	-3.6	8.1	n.o.	n.o.	312	L	N?	72	24.3	3.7	85.6	10.6	3	0.5	0.3	0.07
Q2b	4.F2.Z1.5	Lw-c	-64.0	-4.0	11.6	n.o.	n.o.	328	L	N?	68.9	27.4	3.6	93.7	4.3	0.9	0.1	1	0.14
Q2b	4.F2.Z1.7	Lw-c	-63.4	-4.2	13.3	n.o.	n.o.	238*	L	N?	71.4	24.6	4	86.7	9.9	2.7	0.4	0.3	0.16
Q2b	4.F2.Z2.2	Lw-c	-63.4	-11.0	12.9	n.o.	n.o.	343	V	O	63.8	32.5	3.6	85.9	9.2	3.7	0.4	0.01	0.16
Q3	1.F1.Z2.2	Vc	-59.2	n.o.	n.o.	15.8	V	n.o.	n.o.	N?	83.8	11	5.2	0	83.8	11	5.2	0	0.21
Q3	1.F2.Z1.1	Vc-w	-58.3	-2.9	10.2	24.9	V	305*	V	N?	93	3.9	3.1	63.2	33.5	1.4	1	0.9	0.28
Q3	1.F2.Z2.3	Vc-w	-59.4	-1.9	10.8	14.8	V	328	V	N?	85.2	9.2	5.5	95.5	2.7	0.01	0.01	1.8	0.29
Q3	1.F2.Z2.1	Lw-c	n.o.	-3.0	10.3	n.o.	n.o.	274	L	N?	71.7	23.2	5	94.8	3.8	0.6	0.1	0.7	0.1
Q3	1.F1.Z2.1	Lw-c	-59.6	-0.4	14.5	n.o.	n.o.	319*	L	N?	85	10.2	4.8	85.7	12.5	1.2	0.6	0	0.2
Q3	1.F1.Z2.3	Lw-c	-62.3	-4.2	12.5	n.o.	n.o.	311	L	N?	80.9	14.9	4.2	91.5	6.6	0.8	0.2	0.9	0.17
Q3	1.F2.Z2.4	Lw-c	-60.3	-3.3	9.2	n.o.	n.o.	309	L	O	79.2	15.6	5.2	95.6	3.2	0.2	0.1	0.9	0.09

n.o. : non observé; *: indique une température de décrépitation; Les données de composition sont en mol. %; PIF: plan d'inclusions fluides - O: inclusions en plan, N?: inclusions isolées ou plan non visible

Tableau VI-4 : *Données microthermométriques et composition chimique d'inclusions fluides représentatives des veines et filons Sn-W de Mina Soriana (Beariz). Les compositions chimiques ont été obtenues par spectrométrie Raman. Toutes les températures sont en °C et corrigées des dérives analytiques. Les compositions sont en mol. %. La densité indiquée correspond à la densité de la phase volatile. La nomenclature des inclusions fluides est expliquée au paragraphe VI-2.4 ci-dessus. « Signification et terminologie des changements de phase ».*

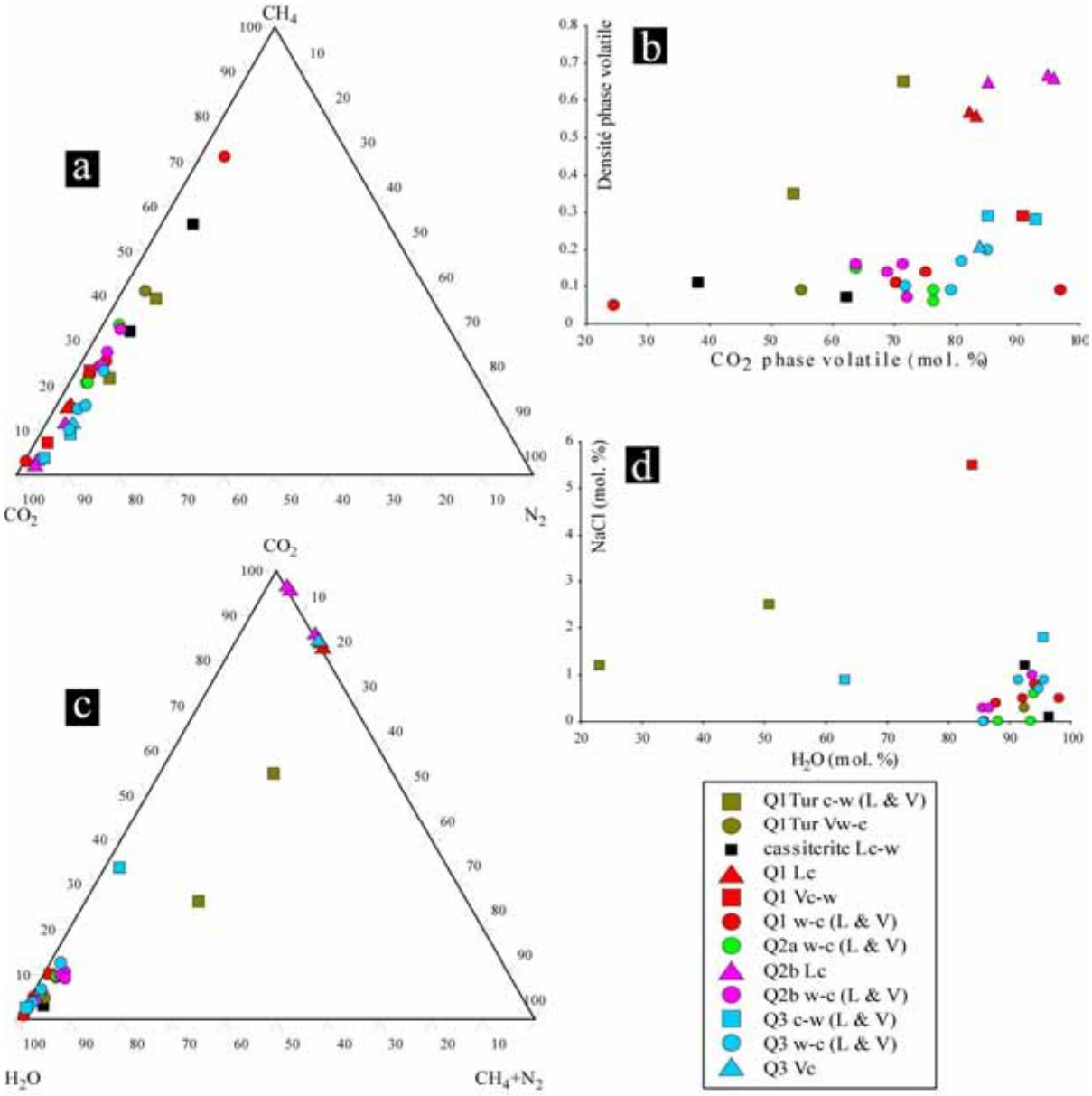


Figure VI-10 : *Composition des inclusions fluides des quartz et cassitérites de La mina Soriana, d'après analyses par spectrométrie raman. a) diagramme ternaire CO_2-CH_4-N_2 de composition de la phase volatile ; b) diagramme binaire de densité de la phase volatile versus le pourcentage molaire de CO_2 de la phase volatile ; c) diagramme ternaire H_2O – CO_2 – CH_4 + N_2 de composition globale (mol. %) ; d) diagramme binaire composition globale en NaCl versus H_2O (mol. %) des inclusions aquo-carboniques.*

La phase volatile des inclusions aquo-carboniques des autres générations de quartz, bien que variable, est relativement plus pauvre en CH_4 et N_2 que celles des quartz Q1, en moyenne similaires entre elles (*Figure VI-10-a*).

Le diagramme binaire de densité de la phase volatile *versus* le pourcentage molaire en CO_2 de cette même phase (*Figure VI-10-b*), montre logiquement, pour une génération de quartz considérée, une phase volatile plus dense dans les inclusions c-w que pour les inclusions plus aqueuses w-c. On remarque par ailleurs que la phase volatile des inclusions c-

w des cassitérites est très peu dense par rapport à celles provenant des quartz Q1 et Q1-tourmaline. La densité de la phase volatile des inclusions carboniques dans le quartz Q3 est inférieure à celles de ces mêmes inclusions dans les autres quartz (inclusions Vc *versus* Lc).

Compositions globales

Le report des compositions globales des inclusions dans le diagramme ternaire H_2O – CO_2 – CH_4 + N_2 montre dans toutes les générations de quartz des compositions très carboniques représentées par les inclusions Lc et Vc qui peuvent être riches en CH_4 et N_2 et des inclusions riches en eau représentées par tous les autres types (w-c majoritairement). Dans le diagramme de composition globale NaCl *versus* H_2O (*Figure VI-10-d*) on constate que les inclusions sont à basse salinité (<5 % eq. Pds. NaCl), les inclusions c-w du quartz Q3 étant relativement un peu plus riches en NaCl. Il s'agit donc essentiellement d'inclusions à fluides aqueux, légèrement carboniques (2,7 à 12 mol. %) contenant une petite proportion de méthane et diazote (2 à 15 mol. %). Les compositions globales des inclusions aquo-carboniques (Lc-w) provenant du quartz Q1 des veines quartz-tourmaline montrent une nette différence. Ces inclusions sont comparativement beaucoup plus riches en CO_2, CH_4 et N_2. De plus on remarque également que ces inclusions aquo-carboniques sont parmi les plus riches en NaCl. Une inclusion Lw-c provenant des quartz Q3 montre une composition similaire mais cependant moins enrichie en CH_4 et N_2.

VI-2.6.3 Interprétations

Profondeur initiale minimale de formation des veines et filons Sn-W

Ces données obtenues sur les veines et filons Sn-W de Mina Soriana permettent le calcul d'isochores pour chaque type d'inclusions fluides. Ces isochores reportées dans un espace pression-température sont présentées *Figure VI-11*. La pression **minimale** à laquelle s'est formée le premier stade correspond à l'isochore la plus haute dans l'espace P-T. La température d'homogénéisation fixe cette pression minimale à 185 MPa. Il s'agit d'une pression infra-lithostatique qui correspond à une profondeur minimale d'environ 7 km.

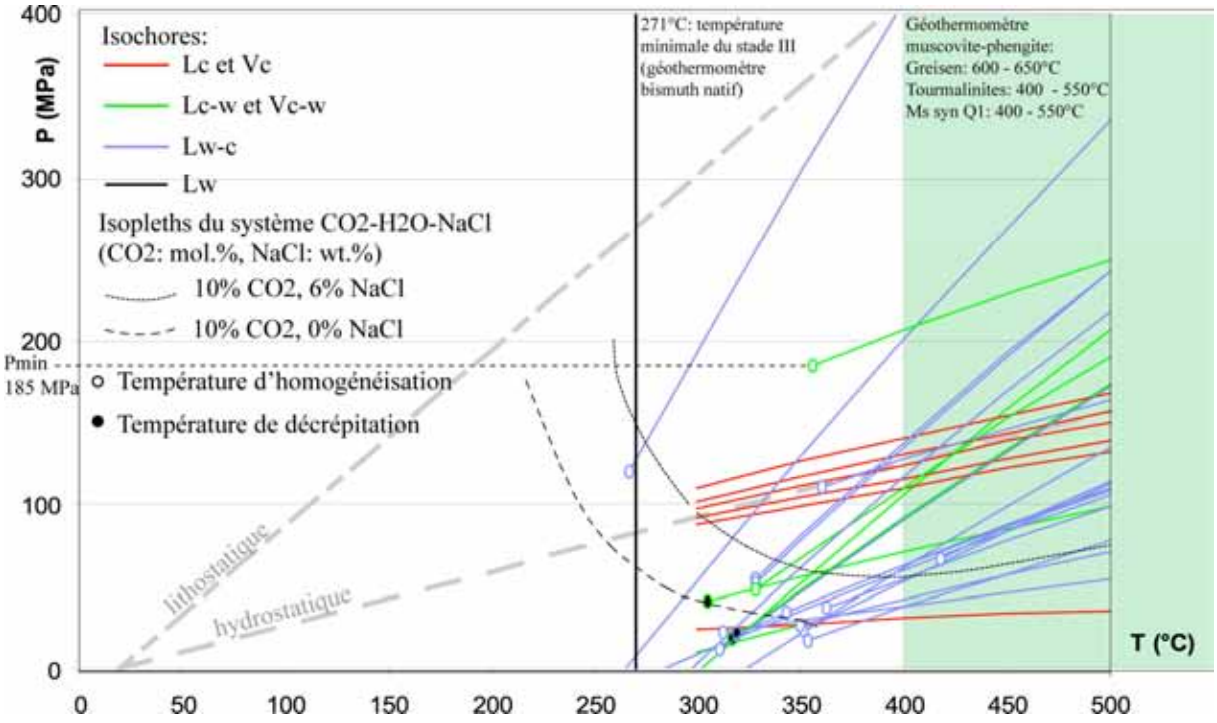


Figure VI-11 : *Espace pression-température où sont reportées les isochores de chaque type d'inclusions fluides. Les gradients lithostatiques et hydrostatiques figurés correspondent à 30°C/km. La température minimale du stade III est contrainte à 271°C par le géothermomètre bismuth natif. L'espace de température syn-quartz Q1 est contraint à 400-550°C par le géothermomètre muscovite-phengite appliqué sur les muscovites « en franges » d'épontes de filons. La pression minimale initiale du système est représentée par l'isochore Lc-w la plus haute. Ce minimum est une pression lithostatique de 185 Mpa correspondant à une profondeur d'environ 7 km.*

Types de fluides et évolution

Les résultats indiquent la présence d'inclusions fluides carboniques, aquo-carboniques majoritairement biphasées et des inclusions aqueuses.

Les inclusions aquo-carboniques biphasées sont majoritaires. Considérées dans leur ensemble, ces inclusions fluides possèdent une faible salinité, inférieure à 5 % eq. Pds. NaCl. Par ailleurs, aucune inclusion fluide à cube de sel n'a été observée.

L'ensemble des inclusions aquo-carboniques des différentes générations des quartz des filons montre la présence de quantités significatives de CH_4 et N_2 et le quartz Q1 des veines à quartz tourmalines situées dans l'encaissant parallèlement aux filons possède des inclusions denses, très riches en CH_4 et N_2. Ceci suppose l'existence d'un fluide aqueux interagissant avec l'encaissant et/ou la présence d'un fluide métamorphique dense riche en CO_2, CH_4 et N_2.

Les températures maximales d'homogénéisation des inclusions aquo-carboniques relativement élevées (entre 305 et 418°C) dans toutes les générations de quartz supposent un système hydrothermal de relativement haute température, dont les plus hautes températures

seraient cohérentes avec les données obtenues à partir du géothermomètre muscovite-phengite sur les micas liés à l'hydrothermalisme et à la minéralisation. Cependant : i) la baisse progressive de température marquée par les inclusions aquo-carboniques biphasées et ii) l'existence d'inclusions fluides aqueuses de basse salinité et de faible température d'homogénéisation (nombreuses températures d'homogénéisation entre 125 et 187°C) pourrait marquer l'arrivée d'un fluide froid, potentiellement d'origine météorique provoquant un mélange, une dilution et un refroidissement des fluides présents, plus chauds et plus denses.

Hypothèses sur le chemin pression température des filons et veines

Comme pour le cas des minéralisations aurifères, deux hypothèses seraient envisageables :

i) une arrivée de fluides météoriques liée à une remontée du bâti provoquant une forte décompression du système, puis son refroidissement par les fluides froids aqueux ;

ii) l'existence d'importantes zones de détachement capables de produire des mécanismes de valve sismique permettant une arrivée de fluides météoriques en profondeur.

Ces deux hypothèses invoquant des fluides et une histoire de l'encaissant très différents devront par ailleurs prendre en considération les éléments suivants :

- les inclusions fluides sont essentiellement secondaires et il existe de nombreuses évidences d'inclusions plus précoces décrépitées.

- les inclusions, *a priori* primaires, présentes dans la cassitérite possèdent une phase volatile de plus faible densité que celles des inclusions présentes dans les autres quartz. Ceci suggère de fortes et brusques variations de pression.

- les inclusions fluides du quartz Q1 à tourmaline sont plus riches en NaCl que celles des générations de quartz des filons et quelques inclusions localisées dans le quartz Q1 montrent sporadiquement des teneurs en NaCl importantes, jusqu'à 5,5 mol. %. Ceci n'exclut donc pas un mélange précoce entre un fluide aqueux salé et un fluide métamorphique riche en CO_2, CH_4 et N_2, ou un tamponnage de saumures avec l'encaissant constitué de micaschistes graphiteux (*i.e.* riches en CO_2, CH_4 et N_2). Ce dernier point serait par ailleurs compatible avec les interactions fluides-roches marquées par les zonalités et chimie des tourmalines (cf. chapitre V).

VI-3 Etude des Isotopes stables

VI-3.1 Protocoles analytiques

Les analyses des isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène ont été réalisées sur minéraux séparés (quartz, biotite, muscovite, grenat, tourmaline) et sur roche totale (granite, schiste). Les quartz des granites ont été sélectionnés sous la loupe binoculaire à partir d'échantillons broyés. Les différentes générations de quartz des minéralisations ont été sélectionnées à partir de fragments de lames épaisses issues de l'étude d'inclusions fluides. Les minéraux séparés autres que le quartz ont été séparés par liqueur dense au BRGM. Les analyses des isotopes de l'oxygène du quartz et de roche totale (granite) ont été réalisées au laboratoire de Géochimie isotopique de Géosciences Rennes par fluorination conventionnelle (Clayton & Mayeda, 1963). Les analyses des isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène des minéraux hydroxylés (biotite, muscovite, tourmaline, grenat) ont été réalisés au BRGM, respectivement par fluorination laser -CO_2 (Fouillac & Girard, 1996) et combustion de l'échantillon/réduction de l'eau sur uranium chaud (Bigeleisen *et al.*, 1952).

Les résultats sont exprimés en unité internationale δ ‰ par rapport aux standards internationaux (SMOW). Les incertitudes analytiques sont de ± 0,3 ‰ pour l'oxygène et ± 3 ‰ pour l'hydrogène.

VI-3.2 Résultats

Les résultats obtenus sur les deux types de systèmes minéralisés et leurs encaissants respectifs, ainsi que pour les granites et les micaschistes régionaux en dehors des zones minéralisées sont présentés dans le *Tableau VI-5*.

.

Echantillon	N°	$\delta^{18}O$ RT	$\delta^{18}O$ Qtz	$\delta^{18}O$ Ms	$\delta^{18}O$ Bt	$\delta^{18}O$ Gt	$\delta^{18}O$ Tur	δD RT	δD Bt	δD Tur	δD Ms
Micaschistes et granites régionaux											
Micaschiste type mu, bt, gt, st, tur, +-chl	FM1			14.2							-58
Micaschiste type chl, mu, ab	OP1	12.8						-64			
Granite G1 Chantada	CH5		14.44		4.7				-87		
Granite G2 Carballiño	CE1		12.94		7.1				-99		
Granite G4 Ribadavia	LE2		10.84		4.9				-91		
Granite G4 Ribadavia	LE2		10.83		4.9						
Système Sn-W (Mina Soriana)											
Micaschiste type qz, chl, mu, (encaissant Beariz)	MA44	10						-71			

Granite G1 Beariz	BE3		11.26		5.0			-68		
Aplite G2 Beariz	BE1		11.96 ; 12.0			7.8			-67	-52
Leucogranite G2 Beariz Est	MA33	13.33	11.35	8.3			9.3		-51	-38
Leucogranite G2 Beariz Ouest	PC2	9.97	11.05	8.2		7.1				-70
Quartz Q1 veines Qtz-Tur	MA15A		13.18							
Q1 filon	MA1		12.98							
Q1 filon	MA4		13.30							
Q1 filon	MA20A2		13.03							
Q2a filon	MA1									
Q2b filon	MA1		13.20							
Q3 filon	MA1.A		12.40							
Q3 filon	MA1.B		12.30							
Q3 filon	MA1.C		13.10							
Aplites-pegmatites Sn-W-Ta-Nb Rega da Vella										
aplite	PM6	12.35	13.41	10.1		9.3	11.3		-66	-62
Système Au (Brués)										
Sill aplopegmatitique précoce G2	BR10.17		12.6 ; 12.8	9.9		9.8			-65	-50
Granite G3 Irixo	IR1		11.09		4.9			-86		
Granite G3 Boboras	XU9	9.75	11	8.2	5.03			-90		-65
Granite G3 Boboras	BR10.1		14.43 ; 12.8		4.8			-87		
Dyke granitique G3	BR10.8		12.79		7.3			-52		
Sill granitique G3	BR10.16		12.93	10.2				-78		-106
micaschiste séricitisé	BRVI.1.C			11			10.3		-56 à -41	-47
Dyke G3 granite & aplite greisenifié	BRVI.1.B			9.6			10.4		-52	-47
Quartz Q1 veine Qz-Kfs	BRVI.4.C		13.32							
Q1 à saumures	BR2.2A3A		14.39							
Q1 à saumures	BR2.2A3B		14.59							
Q1	BRIV.9A		14.01							
Q1 faille normale	BR4.4A		13.84							
Q1 fente de tension	BR8.14		13.73							
Q2a faille normale	BR4.4B		13.76							
Q2a filon	BRIV.9A		14.01							
Q2a filon	BRIV.9A		13.70							

Tableau VI-5 : *Données de composition isotopique en oxygène et hydrogène des minéraux séparés et roches totales des systèmes minéralisés et leurs encaissants ($\delta^{18}O$ et δD ‰ SMOW).*

VI-3.2.1 Résultats $\delta\ ^{18}O$

Les $\delta\ ^{18}O$ roche totale des granites (*Tableau VI-5*) G2 de Beariz, G3 de Boborás et des aplites minéralisées G2 montrent des valeurs entre 9,75 et 13,33 ‰. Ce sont des valeurs élevées, suggérant une origine essentiellement crustale des magmas, compatibles avec leur caractère peralumineux (Fouillac & Rossi, 1991).

Dans les granites et leucogranites, les $\delta\ ^{18}O$ des quartz varient largement entre 10,8 et 14,4 ‰. Les $\delta\ ^{18}O$ des biotites des granites s'échelonnent largement entre 4,7 ‰ dans le granite G1 de Chantada et 7,3 ‰ dans un dyke granitique G3. La plupart des valeurs, inférieures à 7 ‰, sont des valeurs de biotite magmatique rééquilibrée (Lerouge *et al.*, 1999). Les $\delta\ ^{18}O$ des muscovites des granites G3 (8,2 à 10,2 ‰) sont très comparables à celles des leucogranites G2 (8,2 – 8,3 ‰) et des aplites-pegmatites G2 (9,9 à 10,1 ‰). Les $\delta\ ^{18}O$ des grenats montrent deux gammes de valeurs : 7,1 – 7,8 dans les leucogranites et aplites G2 de Beariz (hors minéralisation Sn-W) et 9,3 – 9,8 dans ces mêmes aplites-pegmatites G2 spatialement proches du système minéralisé Au. Les tourmalines ont un $\delta\ ^{18}O$ variant entre 9,3 et 11,3 ‰. Le point important à souligner est l'identité de $\delta\ ^{18}O$ des tourmalines dans les dykes G3 greisenifiés et dans les épontes de micaschistes séricitisées au contact des dykes G3, suggérant que le système Au est contrôlé par le $\delta\ ^{18}O$ du fluide hydrothermal.

L'ensemble des minéraux séparés présente des $\delta\ ^{18}O$ en accord avec l'incorporation classique du ^{18}O, à savoir : quartz > muscovite > grenat > biotite. Par conséquent le $\delta\ ^{18}O_{RT}$ doit toujours être inférieur ou égal au $\delta\ ^{18}O_{Qtz}$. Ceci n'est pas vérifié dans le leucogranite G2 Ouest (MA33), ceci pourrait être lié à une altération partielle des feldspaths.

VI-3.2.2 Résultats δD

Dans les granites les δD des biotites des G1 à G4 varient entre -99 et -52 ‰ avec la majorité des valeurs entre -99 et -86 ‰. Deux des valeurs moins négatives correspondent aux sills et dykes G3. La troisième valeur moins négative correspond au granite G1 du massif de Beariz, ce qui est cohérent avec des phénomènes de perturbation soulignés au Chapitre V .

Les muscovites du leucogranite G2 de Beariz montrent de fortes variations en δD entre -78 et -38 ‰. La valeur la moins négative correspond au leucogranite le plus proche des minéralisations hydrothermales. Les muscovites des aplites et pegmatites, G2 spatialement proches des granites G3, montrent des valeurs de -62 à -50 ‰, très comparables aux valeurs obtenues sur les aplites G2 du massif de Beariz (-52 ‰) ainsi que sur le leucogranite G2.

Les tourmalines des leucogranites et des aplites G2 présentent des δD variant peu, entre -67 et -51 ‰.

Le point notable est l'identité de δD des muscovites et des tourmalines dans les dykes G3 greisenifiés et dans les épontes de micaschistes séricitisées au contact des dykes G3, suggérant que le système Au est contrôlé par le δD du fluide hydrothermal.

VI-3.2.3 Equilibre de phases et estimation de température

Afin d'étudier l'équilibre isotopique entre les différentes phases minérales, les résultats ont été reportés dans un diagramme $\Delta^{18}O_{Qtz\text{-}min}$ - $b_{Qtz\text{-}min}$ versus $a_{Qtz\text{-}min}$ (*Figure VI-12*) basé sur l'équation de fractionnement entre le quartz (Qtz) et les autres phases (notées min) :

$$\Delta^{18}O_{Qtz\text{-}min} = \delta\,^{18}O_{Qtz} - \delta\,^{18}O_{min} \qquad (1)$$

$$= a_{Qtz\text{-}min}\,(10^6/T^2) + b_{Qtz\text{-}min} \qquad (2)$$

Les fractionnements entre quartz et minéraux ont été déterminés expérimentalement (équation (2), muscovite, grenat et biotite : Bottinga & Javoy, 1975 ; tourmaline : Kotzer *et al.,* 1993) et ont été calculés par ailleurs à partir des données du quartz et du minéral, équation (1).

$$a_{Qtz\text{-}min}\,(10^6/T^2) = \delta\,^{18}O_{Qtz} - \delta\,^{18}O\ min - b_{Qtz\text{-}min}$$

La représentation met en abscisse du diagramme la variable $a_{Qtz\text{-}min}$ et en ordonnée $\delta\,^{18}O_{Qtz} - \delta\,^{18}O_{min} - b_{Qtz\text{-}min}$. Sont calculées et tracées dans ce diagramme, les droites théoriques d'équilibre entre le quartz et les différents minéraux pour différentes températures. La pente de chaque droites est donnée par $10^6/T^2$, avec T constant et indiqué pour chaque droite. L'équilibre des phases est vérifié par l'alignement des points sur la droite, la pente fournissant la température d'équilibre.

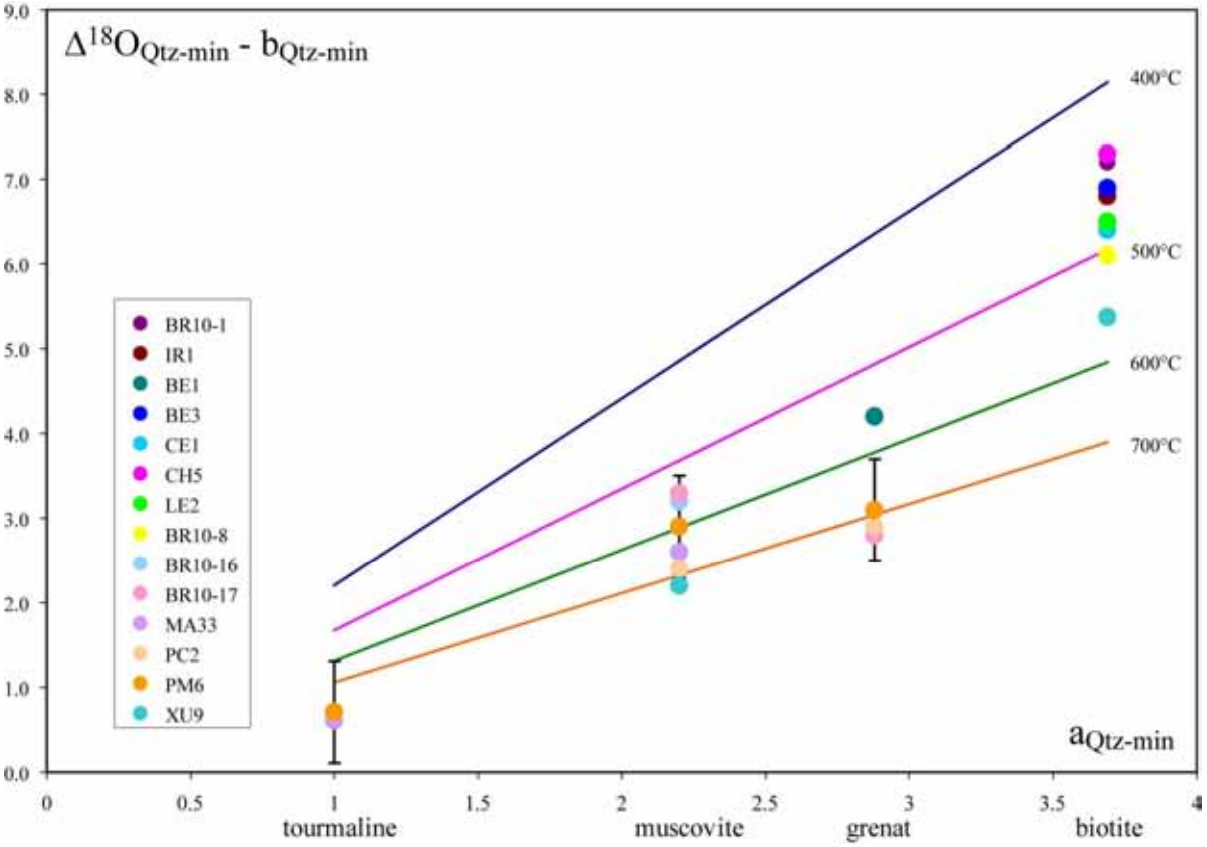


Figure VI-12: *Diagramme $\Delta^{18}O_{Qtz\text{-}min}$ - $b_{Qtz\text{-}min}$ versus $a_{Qtz\text{-}min}$*

Pour les granites G1 et G4, il n'a pas été possible de vérifier l'équilibre, seule la biotite ayant été analysée. Les températures estimées à partir du fractionnement quartz-biotite sont globalement homogènes et aux alentours de 450 – 500°C et ne sont plus des températures magmatiques. Dans le granite G3 de Boborás (éch. XU9, *Tableau VI-5*), la muscovite et la biotite ne sont pas alignées sur une droite d'équilibre (ΔT = 150°C), ce qui indique un déséquilibre probablement lié à des températures de fermeture différentes entre muscovite et biotite.

Dans le système Sn-W, les leucogranites G2 présentent des températures d'équilibre cohérentes (MA33 : quartz + muscovite + tourmaline ; PC2 : quartz + muscovite + grenat) de l'ordre de 700°C en tenant compte de l'incertitude analytique et de la marge d'erreur sur les données expérimentales. Dans l'aplite BE1, le fractionnement quartz-grenat indique une température plus basse, de l'ordre de 550°C

Les aplites-pegmatites G2, proches spatialement des granites G3, (PM6 : quartz, muscovite, tourmaline et grenat ; BR10.17 : quartz, muscovite et grenat) présentent des températures d'équilibre plus relatives, de l'ordre de 550 à 700°C. Les températures les plus élevées sont fournies par la tourmaline et le grenat, alors que les températures les plus basses sont enregistrées par la muscovite. Cette différence de comportement peut être due soit aux

températures de fermeture isotopique des minéraux, soit à la résistance de ces minéraux à des perturbations.

Les fractionnements en hydrogène entre tourmaline et muscovite varient entre -15 et -4 ‰ qui correspondent à des températures entre 450 et 500°C (Kotzer *et al.*, 1993) pour l'ensemble des leucogranites et aplites G2. Ces mêmes fractionnements pour les dykes greisenifiés et les micaschistes hydrothermalisés des minéralisations aurifères varient entre -9 et +6 ‰. Ceci correspondrait à une température de 470-550°C.

Les hautes températures d'équilibre isotopique magmatique sont cohérentes avec les hautes températures obtenues à partir des géothermomètres de Monier & Robert (1986) sur les muscovites. Par ailleurs les étalements de températures isotopiques observés sur la muscovite de Beariz sont également cohérents avec ceux obtenus à partir du géothermomètre muscovite-phengite (cf. Chapitre V). Ceci suggère une longue évolution du système magmatique à tardi magmatique et/ou une perturbation du système par des circulations de fluides. Les températures obtenues par thermométrie hydrogène à partir de muscovite-tourmaline sont inférieures à celles obtenues par thermométrie oxygène.

VI-3.2.4 Composition isotopique des fluides

Les $\delta^{18}O$ et δD des fluides à l'équilibre avec les assemblages minéralogiques ont été estimés à partir des $\delta^{18}O$ et δD des phases séparées, des fractionnements minéral-eau de la littérature et des températures d'équilibre. Les températures d'équilibre utilisées dans les granites et leucogranites sont obtenues par géothermométrie muscovite-phengite, biotite et par thermométrie isotopique. Les températures utilisées pour les minéralisations sont issues de l'étude des inclusions fluides et des différentes contraintes issues des géothermomètres muscovite-phengite et chlorite (cf. Chapitre V). Le $\delta^{18}O$ des fluides a été en général estimé à partir du $\delta^{18}O$ du quartz dans les granites et dans les minéralisations et du fractionnement en oxygène quartz-H_2O de Zheng (1993), le quartz étant ubiquiste et relativement résistant au rééquilibrage isotopique tardif. Le δD des fluides à l'équilibre avec les granites a été estimé à partir du δD de la biotite et du fractionnement isotopique en hydrogène biotite-H_2O de Suzuoki & Epstein (1976), ceci bien que la biotite présente une signature isotopique altérée. Le δD des fluides à l'équilibre avec les leucogranites et les filons à éponte de tourmaline a été estimé à partir du δD de la tourmaline et du fractionnement isotopique en hydrogène tourmaline-H_2O de Kotzer *et al.* (1993). Les estimations moyennes des $\delta^{18}O$ et δD des fluides sont données dans le *tableau VI-6*, et reportées dans le diagramme $\delta^{18}O$-δD.

	Ech.	$\delta^{18}O$ - Qtz	T°C oxygène	$\delta^{18}O$ -fluide min	$\delta^{18}O$-fluide max	Variation	δD-fluide max	δD-fluide max
G1 Beariz	BE3	11.3	450 - 500 bio	7.6	8.3	7.6 - 8.4	-30	-24
G1 chantada	CH5	11.4	450 - 500 bio	7.7	8.4		-49	-43
G2 granite	CE1	12.9	450 - 500 bio	9.2	9.9	9.2 - 9.9	-61	-55
G2 aplite	BE1	12	550	9.5		9.5	-55	-38
G2 leucogranite	MA33	10.3	650 - 750	8.5	9.0	8.3 - 9.0	-53	-31
G2 leucogranite	PC2	10	675 - 725	8.3	8.6		-67	-63
G2 pegmatite	BR10-17	12.6	550 - 725	10.1	11.2	10.3 - 11.2	-66	-36
G2 pegmatite	PM6	12.4	600 - 700	10.3	10.9		-65	-52
G3 Boboras	BR10-1	11.4	450 - 500 bio	7.7	8.4	7.3 - 9.9	-49	-43
G3 Boboras	XU9	9.8	550 - 700	7.3	9.9		-65	-51
G3 Irixo	IR1	11.1	450 - 500 bio	7.4	8.1		-48	-42
G3 dyke	BR10-8	12.8	500 bio	9.8		9.1 - 9.8	-14	
G3 sill	BR10-16	12.8	450 - 500 bio	9.1	9.8		-40	-34
G4	LE2	10.8	450 - 500 bio	7.1	7.8	7.1 - 7.8	-53	-47

Soriana (Sn-W)	$\delta^{18}O$ - Qtz	T°C IF + Pheng	$\delta^{18}O$ -fluide min	$\delta^{18}O$-fluide max	
Q1 à tourmaline	13.2	350-550	7.6	10.7	7.4 - 10.8
Q1	13.0	350-550	7.4	10.5	
Q1	13.3	350-550	7.7	10.8	
Q1	13.0	350-550	7.4	10.5	
Q2a					
Q2b	13.2	300-350	6.2	7.6	6.2 - 7.6
Q3	12.4	250-350	3.4	6.8	3.3 - 7.5
Q3	12.3	250-350	3.3	6.7	
Q3	13.1	250-350	4.1	7.5	

Brués (Au)	$\delta^{18}O$ - Qtz	T°C IF + Chl	$\delta^{18}O$ -fluide min	$\delta^{18}O$-fluide max			
Micaschiste séricite	13.3	353-438	7.8	9.5	7.8 - 10.7	-44	-20
Dyke greisen						-33	-27
Q1-Kfs	13.3	353-438	7.8	9.5	7.8 - 10.7		
Q1	14.4	353-438	8.9	10.5			
Q1	14.6	353-438	9.1	10.7			
Q1	14.0	353-438	8.5	10.1			
Q1	13.8	353-438	8.3	10.0			
Q1	13.7	353-438	8.2	9.9			
Q2a	13.8	330-431	7.6	9.8	7.6 - 10.0		
Q2a	14.0	330-431	7.9	10.0			
Q2a	13.7	330-431	7.6	9.7			

Tableau VI-6

	Ech.	$\delta^{18}O$ - Qtz	T°C oxygène	$\delta^{18}O$ -fluide min	$\delta^{18}O$-fluide max	Variation	δD-fluide max	δD-fluide max
G1 Beariz	BE3	11.3	450 - 500 bio	7.6	8.3	7.6 - 8.4	-30	-24
G1 chantada	CH5	11.4	450 - 500 bio	7.7	8.4		-49	-43
G2 granite	CE1	12.9	450 - 500 bio	9.2	9.9	9.2 - 9.9	-61	-55
G2 aplite	BE1	12	550	9.5		9.5	-55	-38
G2 leucogranite	MA33	10.3	650 - 750	8.5	9.0	8.3 - 9.0	-53	-31
G2 leucogranite	PC2	10	675 - 725	8.3	8.6		-67	-63
G2 pegmatite	BR10-17	12.6	550 - 725	10.1	11.2	10.3 - 11.2	-66	-36
G2 pegmatite	PM6	12.4	600 - 700	10.3	10.9		-65	-52
G3 Boboras	BR10-1	11.4	450 - 500 bio	7.7	8.4	7.3 - 9.9	-49	-43
G3 Boboras	XU9	9.8	550 - 700	7.3	9.9		-65	-51
G3 Irixo	IR1	11.1	450 - 500 bio	7.4	8.1		-48	-42
G3 dyke	BR10-8	12.8	500 bio	9.8		9.1 - 9.8	-14	
G3 sill	BR10-16	12.8	450 - 500 bio	9.1	9.8		-40	-34
G4	LE2	10.8	450 - 500 bio	7.1	7.8	7.1 - 7.8	-53	-47

Soriana (Sn-W)	$\delta^{18}O$ - Qtz	T°C IF + Pheng	$\delta^{18}O$ -fluide min	$\delta^{18}O$-fluide max			
Q1 à tourmaline	13.2	350-550	7.6	10.7	7.4 - 10.8		
Q1	13.0	350-550	7.4	10.5			
Q1	13.3	350-550	7.7	10.8			
Q1	13.0	350-550	7.4	10.5			
Q2a							
Q2b	13.2	300-350	6.2	7.6	6.2 - 7.6		
Q3	12.4	250-350	3.4	6.8	3.3 - 7.5		
Q3	12.3	250-350	3.3	6.7			
Q3	13.1	250-350	4.1	7.5			

Brués (Au)	$\delta^{18}O$ - Qtz	T°C IF + Chl	$\delta^{18}O$ -fluide min	$\delta^{18}O$-fluide max			
Micaschiste séricite	13.3	353-438	7.8	9.5	7.8 - 10.7	-44	-20
Dyke greisen						-33	-27
Q1-Kfs	13.3	353-438	7.8	9.5	7.8 - 10.7		
Q1	14.4	353-438	8.9	10.5			
Q1	14.6	353-438	9.1	10.7			
Q1	14.0	353-438	8.5	10.1			
Q1	13.8	353-438	8.3	10.0			
Q1	13.7	353-438	8.2	9.9			
Q2a	13.8	330-431	7.6	9.8	7.6 - 10.0		
Q2a	14.0	330-431	7.9	10.0			
Q2a	13.7	330-431	7.6	9.7			

Tableau VI-6 : *Calculs de composition isotopique en oxygène des fluides en équilibre avec les granites et les minéralisations. Les plages de températures utilisées pour les calculs sont issues des contraintes fixées par les géothermomètres minéralogiques, microthermométriques et isotopiques.*

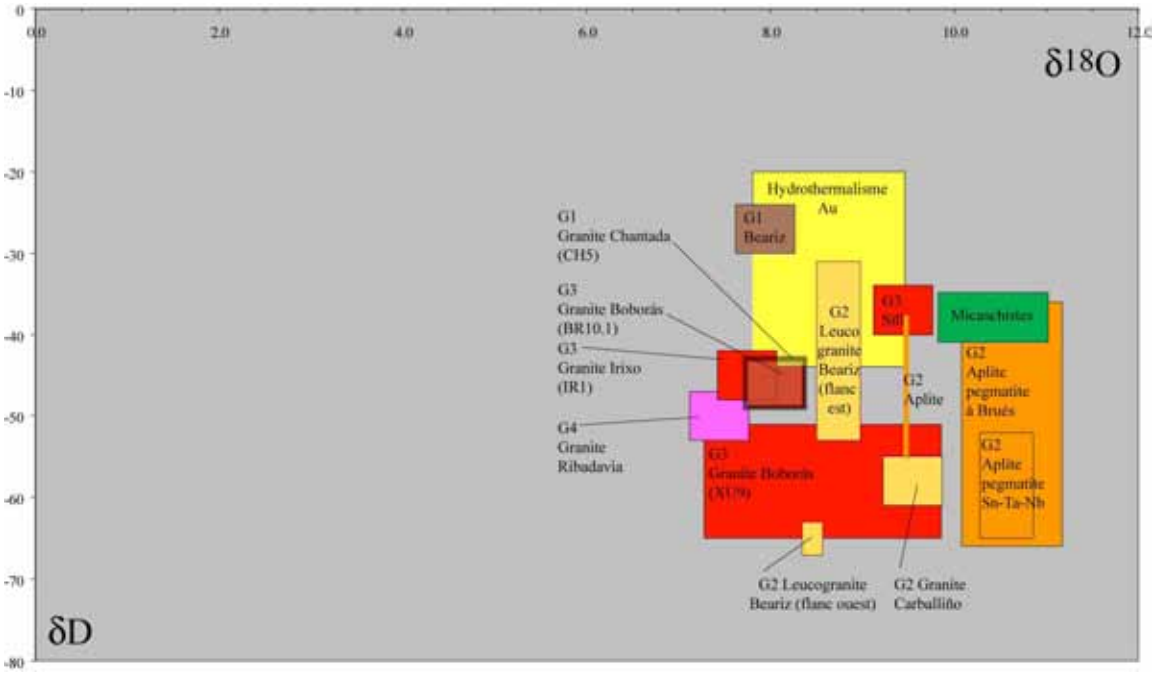


Figure VI-13 : *Diagramme $\delta^{18}O$ – δD dans lequel sont reportés les domaines de fluides en équilibre avec les granites, leucogranites, aplites et micaschistes et encaissants hydrothermalisés (granites et micaschiste).*

L'incertitude sur les températures dans les granites à biotite est importante et peut impliquer des incertitudes plus importantes sur les valeurs en $\delta^{18}O$ des fluides.

Le domaine des fluides, en équilibre avec l'ensemble des granites, présente des signatures distinctes du domaine des fluides en équilibre avec les roches métamorphiques locales, les échantillons les plus sains se caractérisant par les signatures en hydrogène les plus basses. Globalement, l'altération des granites (interaction fluides/solides en domaine métamorphique) se caractérise par une augmentation de la signature en hydrogène qui peut être supérieure à celle observée dans les micaschistes. Les valeurs les moins négatives sont associées à la proximité de zones minéralisées (granite G1 Beariz, leucogranite G2 flanc Est, dykes et sills granitiques G3).

Les aplites-pegmatites, dykes et sills mis en place dans les micaschistes ont un $\delta^{18}O_{fluide}$ intermédiaire entre celui des granites et des micaschistes, suggérant des interactions fluide-magma-solide.

N'ayant pas la possibilité d'obtenir des données isotopiques en hydrogène sur les filons minéralisés, seules les données en oxygène ont été utilisées. Les $\delta^{18}O$ des différentes générations de quartz des deux types de filons minéralisés ainsi que leur température de formation ont été reportés dans un diagramme $\delta^{18}O$ quartz *versus* température (°C) et comparés à l'évolution théorique du quartz précipité à partir d'un fluide à l'équilibre avec les granites. Ce diagramme est présenté *Figure VI-14*.

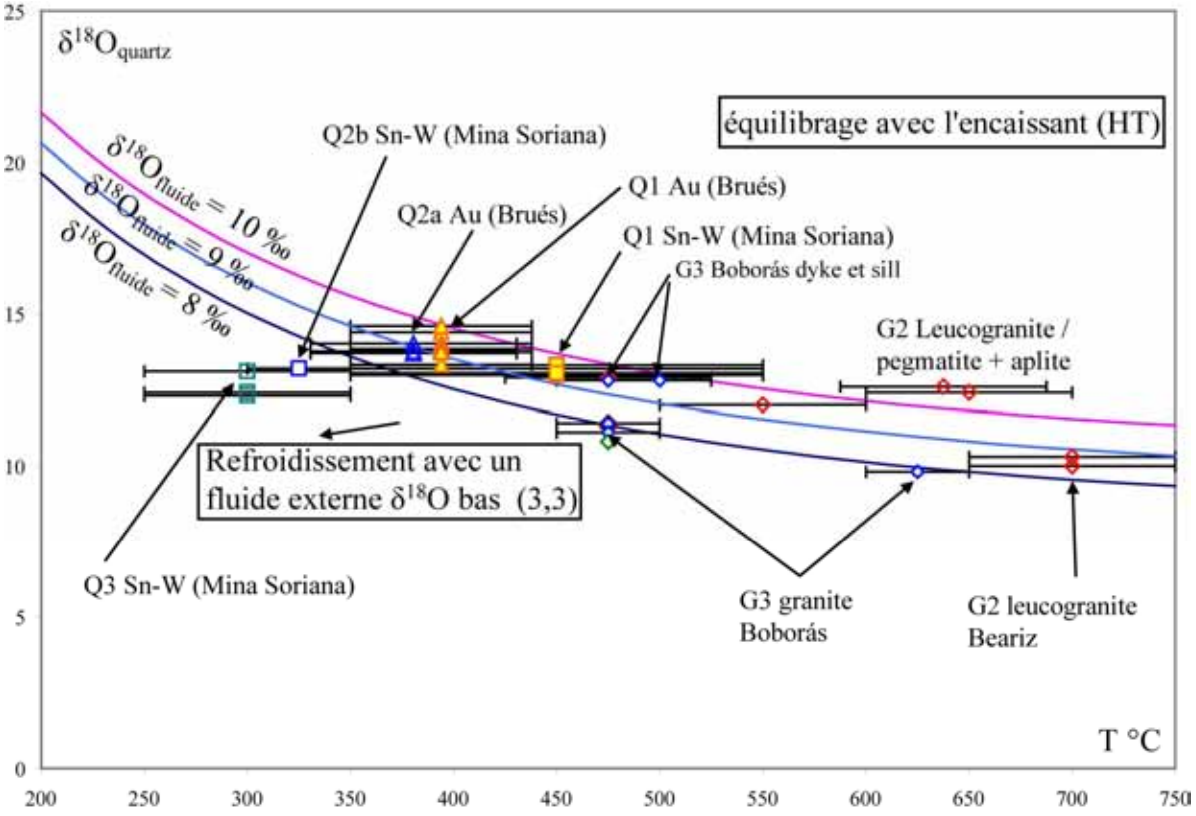


Figure VI-14: *Diagramme d'évolution théorique du $\delta^{18}O$ du quartz en fonction de la température à partir d'un fluide initial de composition donnée dans lequel ont été reportés des $\delta^{18}O$ des différentes générations de quartz analysé et de leurs températures de formation respectives estimées dans les filons minéralisés. Les courbes d'évolution théoriques sont calculées à partir du fractionnement en oxygène quartz-eau de Zheng (***1993***).*

La composition isotopique du fluide magmatique initial est estimée entre 8 et 9 ‰ (cf. *Tableau VI-6*).

Dans le système Sn-W, les leucogranites G2 sont à l'équilibre avec un fluide à 9 ‰. Les aplites et pegmatites de type G2 montrent comparativement un enrichissement en ^{18}O de 2 ‰ au cours du refroidissement jusqu'à 550 ± 50°C. Ceci peut être interprété comme le résultat d'une interaction à haute température avec les micaschistes encaissants, riches en ^{18}O. Les quartz Q1 des filons Sn-W suivent la même évolution jusqu'à 450 ± 50°C. Les quartz Q2b et Q3 de ces mêmes filons sont en dessous de la courbe théorique d'évolution. Ceci peut s'expliquer par une contribution de fluides externes appauvris en ^{18}O pouvant être d'origine météorique et se mélangeant au fluide initial.

Dans le système hydrothermal Au, le granite G3 de Boborás est à l'équilibre avec un fluide à 8 ‰. Les dykes et sills de granite G3 intrusifs dans l'encaissant schisteux montrent également un enrichissement en ^{18}O de 2 ‰ qui peut, de la même façon, être interprété comme une interaction à haute température avec les micaschistes encaissants. La composition du fluide à l'équilibre avec le quartz Q1 montre une diminution du ^{18}O d'environ 2 ‰ par

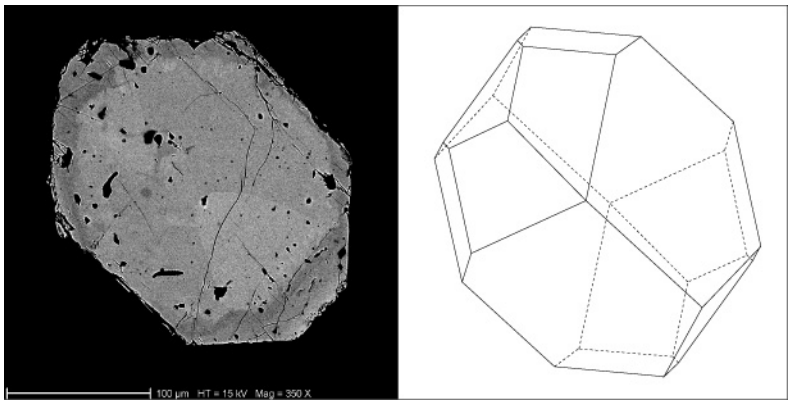
rapport à la courbe théorique 10 ‰. Les quartz Q2a confirment l'évolution des quartz Q1, avec une composition du fluide à l'équilibre bien définie à 9 ‰. Ceci suggère une amorce de dilution par des fluides appauvris en ^{18}O ce qui est compatible avec les résultats des inclusions fluides (inclusions aqueuses faible salinité et température d'homogénéisation).

Les deux systèmes minéralisés semblent donc évoluer en parallèle mais a priori avec un système hydrothermal de plus haute température au niveau des minéralisations Sn-W. Aussi, ces données ne sont en rien incompatibles avec un fluide initial magmatique interagissant avec l'encaissant à haute température et subissant lors de son refroidissement une dilution par des fluides d'origine météorique.

* * * * *

Chapitre VII

GEOCHRONOLOGIE DES GRANITES : DATATIONS TH-U-PB SUR MONAZITE A LA MICROSONDE ELECTRONIQUE



VII-1 Objectif de cette étude

L'objectif de cette étude est de dater l'âge de mise en place des quatre principaux types de granite de la zone étudiée (G1 à G4). Ces âges seront comparés aux âges de refroidissement obtenus par datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur micas et intégrés dans un modèle d'évolution du secteur d'étude.

VII-2 Caractéristiques minéralogiques et chimiques de la monazite

VII-2.1 Structure, substitutions et solutions solides

VII-2.1.1 Structure

La monazite[39] est un phosphate de lanthanides (ou terres rares) et d'actinides, qui possède une structure monoclinique (classe monoclinique holoèdre (2/m), groupe spatial P $2_1/n$). La monazite, dont la structure a été affinée par Ni *et al.* (1995) sur monocristal, se compose de chaînes parallèles à l'axe ⟨c⟩ constituées par une alternance de tétraèdres PO_4 et de sites cationiques à coordinance 9, capables d'accueillir la partie légère des lanthanides (Lnl) constituée par des gros cations (*Figure VII-1*) ainsi qu'une quantité moindre d'actinides (An^{4+} : majoritairement Th^{4+} et dans une moindre mesure U^{4+}). Cette structure monazite est la structure « normale » pour les gros cations Lnl^{3+} [du lanthane (La) au gadolinium (Gd)] dans les phases de type $LnlPO_4$ (Montel *et al.*, 2002). Ainsi, les phases minérales qui adoptent cette structure monazite sont rattachées au groupe de la monazite dans les classifications de Dana (Gaines *et al.*, 1997), Strunz (Strunz & Nickel, 2001), Fleischer & Mandarino (Fleischer & Mandarino, 2004). Ces classifications placent dans un même groupe différents minéraux isostructuraux de formule générale ABO_4, où, majoritairement A = Bi,

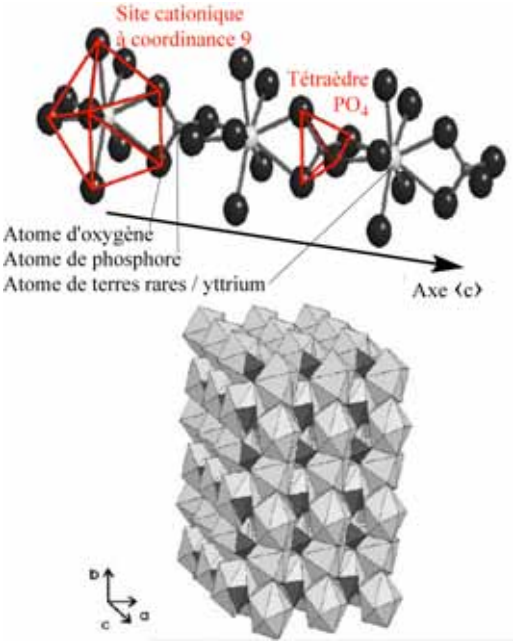


Figure VII-1: *Structure de la monazite, site cationique et maille. Modifié d'après Montel (2002) utilisant les données de Ni et al. (1995) (a = 6.831 Å, b = 7.075 Å, c = 6.503 Å, β = 103,27°)*

[39] Monazite dérive du grec μοναζω, (monazein), qui signifie «être unique», allusion à la rareté de ce minéral

Ca, Ce, La, Nd, Th et B = As^{5+}, P^{5+}, Si^{4+} (*Tableau VII-1*). Au sein de ce groupe, quatre variétés de monazites sont actuellement reconnues[40], suivant que le cation dominant en coordinance 9 soit respectivement Ce^{3+}, Nd^{3+}, La^{3+} ou Sm^{3+} (voir *Tableau VII-1*). La variété de monazite la plus fréquente est la monazite-(Ce) (Chang *et al.,* 1998 et autres références dans Masau *et al.,* 2002). Elle se trouve fréquemment accompagnée par un autre phosphate, le xénotime (YPO_4), de même formule ABO_4 mais composé d'yttrium et de terres rares lourdes (LnL), ce qui l'oblige à adopter la structure zircon[41] (quadratique), qui est la structure « normale » pour ces phases à cations de plus petit rayon ionique (Montel *et al.*, 2002).

VII-2.1.2 Substitutions et solutions solides

Les principales substitutions couplées **possibles** dans la structure monazite sont les suivantes (Bowie & Horne, 1953; Burt, 1989) :

$(Th^{4+},U^{4+}) + Ca^{2+} \leftrightarrow 2\ Lnl^{3+}$ *(1)*

$(Th^{4+},U^{4+}) + Si^{4+} \leftrightarrow Lnl^{3+} + P^{5+}$ *(2)*

$Lnl^{3+} + Si^{4+} \leftrightarrow Ca^{2+} + P^{5+}$ *(3)*

$(Th^{4+},U^{4+}) + 2\ Si^{4+} \leftrightarrow Ca^{2+} + 2\ P^{5+}$ *(4)*

$Lnl^{3+} \leftrightarrow (Y^{3+}, LnL^{3+})$ *(5)*

Ces substitutions combinées au fait que la monazite, l'huttonite[42] et la brabantite soient des phases minérales isostructurales expliquent l'existence de solutions solides entre ces trois phases. Une solution solide existe dans le système ternaire 2 $CePO_4$-$CaTh(PO_4)_2$-2 $ThSiO_4$ (Bowie & Horne, 1953) entre les pôles monazite et brabantite [essentiellement substitution *(1)* et *(2)*]. Elle a été démontrée par : i) la découverte de la Cheralite (Bowie & Horne, 1953) ; ii) l'existence de nombreux exemples de compositions intermédiaires dans la littérature (synthèse de ces exemples dans Förster, 1998a, et *Figure VII-2*) et iii) l'étude de cette solution solide par synthèses expérimentales et diffraction RX (Montel *et al.*, 2002; Podor & Cuney, 1997). De même, la solution solide entre monazite et

Minéral	**Formule idéale**
Brabantite	$Ca_{0.5}Th_{0.5}PO_4$
Cheralite	$(Ca,Ce,Th)(P,Si)O_4$
Gasparite-(Ce)	$(Ce,La,Nd)AsO_4$
Huttonite	$ThSiO_4$
Monazite-(Ce)	$(Ce,La,Nd,Th)PO_4$
Monazite-(La)	$(La,Ce,Nd)PO_4$
Monazite-(Nd)	$(Nd,Ce,La)PO_4$
Monazite-(Sm)	$SmPO_4$
Roosveltite	$BiAsO_4$

Tableau VII-1: *Minéraux du groupe de la monazite, modifié d'après Fleischer & Mandarino (***2004***).*

[40] La variété de monazite à samarium dominant (Masau *et al.,* 2002) a été acceptée comme espèce valide par l'IMA en 2002

[41] Dans la structure de type zircon, le cation est alors en coordinance 8 par rapport à l'oxygène.

[42] L'huttonite est le polymorphe $ThSiO_4$ de haute température et haute pression alors que la thorite, quadratique, est le polymorphe ThSiO4 de basse température et basse pression (Pabst & Hutton, 1951 ; Seydoux-Guillaume *et al.*, 2002).

huttonite, la « monazite huttonitique[43] » (Förster, 1998a) a été mise en évidence par synthèse expérimentale (Peiffert & Cuney, 1999). Cette deuxième solution solide implique quant à elle essentiellement la substitution *(2)*. La substitution *(3)* fait le lien entre les compositions de type cheralite et celles de type monazite « huttonitique ».

La substitution *(4)* fait le lien entre les pôles huttonite et brabantite. Bien que certains auteurs suggèrent (Burt, 1989) ou confirment (Zhu & O'Nions, 1999b) l'existence de cette substitution, elle ne semble pas clairement établie en ce qui concerne ces phases minérales formées dans les granitoïdes et les pegmatites (Förster, 1998a ; Podor & Cuney, 1997 et *Figure VII-2*).

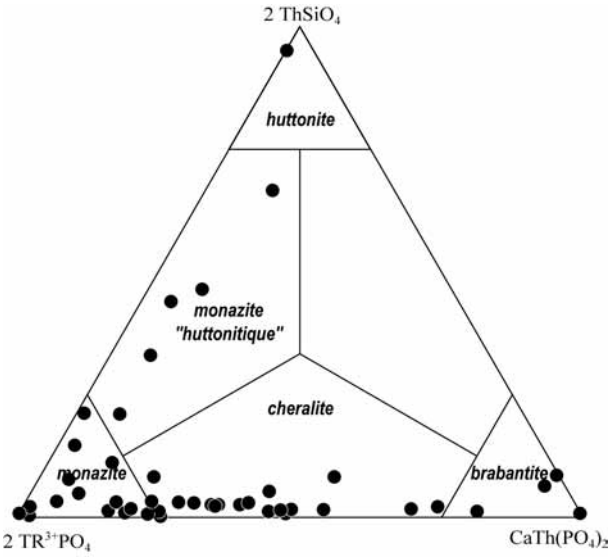


Figure VII-2: *composition des phases minérales naturelles associées aux granitoïdes et pegmatites dans le système 2 $CePO_4$-$CaTh(PO_4)_2$-2 $ThSiO_4$ d'après les données de la littérature. Synthèse modifiée d'après Förster (***1998a***).*

Enfin la substitution *(5)* est une substitution entre éléments de la partie légère des lanthanides (Lnl) de même valence ($Ce^{3+}\leftrightarrow La^{3+}\leftrightarrow Nd^{3+}\leftrightarrow Gd^{3+}\leftrightarrow Sm^{3+}\leftrightarrow Pr^{3+}$) et/ou entre Lnl, yttrium et la partie lourde des lanthanides (LnL) : ($Lnl^{3+}\leftrightarrow Y^{3+},LnL^{3+}$) ce qui suggérerait un lien entre un pôle monazite et un quatrième pôle xénotime (Franz *et al.*, 1996). Ces différentes substitutions et solutions solides expliquent donc que l'on trouve également différents éléments comme Ca^{2+}, Si^{4+}, Y^{3+} en proportions faibles et variables dans les monazites naturelles. Ainsi, les éléments significatifs généralement présents dans les monazites sont :

A = Ce, La, Nd, Sm, Gd, Pr, Y, Th, U, Ca.

B = P, Si

D'autres éléments comme la partie lourde des lanthanides (LnL : Tb, Dy, Ho, Er, Eu, Yb auxquels on adjoint Lu) peuvent également être présents, mais leur total en poids d'oxydes, d'après les données disponibles dans la bibliographie, ne dépasse généralement pas 1,5 %. De même, la présence de fluor (jusqu'à 0,35 % pds.) et de fer dans certaines monazites est signalée par Förster (1998a).

[43] L'absence de nom établi pour les compositions situées entre les pôles monazite et huttonite a conduit Bowie & Horne (1953) et Förster (1998) à proposer et à utiliser le nom de « *huttonitic monazite* » pour cette région du diagramme

VII-2.2 Le plomb dans la structure monazite : intégration – localisation - diffusion

Les questions de l'intégration du plomb, de sa position et de sa stabilité dans la structure de la monazite méritent d'être examinées attentivement. En effet, de ces paramètres vont en partie dépendre :

i) la possibilité d'intégrer du plomb non radiogénique lors de la cristallisation, si cet élément est accepté par la structure,

ii) la localisation structurale du plomb radiogénique produit par désintégration du thorium et de l'uranium présent en site à coordinance 9,

iii) le comportement du plomb dans la structure et donc ses possibilités de diffuser hors de la structure monazite.

Ces trois paramètres ont donc un rôle majeur sur la quantité de plomb présent dans les monazites et donc un impact très fort sur les âges qui peuvent être obtenus.

VII-2.2.1 Le plomb dans la structure monazite

Des études récentes, par synthèses expérimentales de la solution solide Monazite-Brabantite à différentes conditions de température et de pression (Montel *et al.*, 2002; Podor & Cuney, 1997; Podor *et al.*, 1995), ont montré que la structure monazite est relativement « souple » car, outre la partie légère des lanthanides, elle est capable d'accueillir dans sa structure un certain nombre de cations comme Th^{4+}, U^{4+}, Ba^{2+}, Sr^{2+}, Pb^{2+} notamment. Ainsi, la structure de type monazite est tout à fait capable d'incorporer du plomb sous forme Pb^{2+}. Le mécanisme de substitution proposé est le suivant (Podor & Cuney, 1997) :

$$2\ LnI^{3+} \leftrightarrow (U^{4+},Th^{4+}) + Pb^{2+} \qquad (6)$$

Par ailleurs, la stabilité de $(Pb_{0.5}Th_{0.5})PO_4$ à structure monoclinique a été démontrée par Quarton *et al.* (1984) et l'ensemble de la série monoclinique $(La_{1-2x}Pb_xTh_x)PO_4$ avec x variant de 0 à 0.5 a été synthétisée par Montel *et al.* (2002). Bien que les expériences n'aient pas été menées avec toutes les terres rares légères et sous l'ensemble de la gamme de températures et de pressions correspondant aux conditions géologiques, il apparaît cependant que du plomb (non radiogénique) est certainement capable d'entrer dans la structure de type monazite lors de sa cristallisation.

Il est possible de réaliser une quantification (ici volontairement simpliste) du maximum de plomb non radiogénique que peut intégrer une monazite lors de sa cristallisation. Une monazite *s.s.* (*i.e.* $\sum LnI^{3+} \geq 0.75$ et $P^{5+} \geq 0.75$ en nombre d'atomes, on ne considérera pas les cas de la cheralite *s.l.*, de la brabantite, de l'huttonite et de la monazite

huttonitique *s.l.*) correspond aux deux formules suivantes, qui intègrent une certaine quantité de substitution « brabantitique » [substitution *(1)*] et « huttonitique » [substitution *(2)*] tout en restant dans le champ de la monazite *s.s. :*

$$(Lnl^{3+}_{1-x}Th_x)_{\Sigma=1}(P_{1-x}Si_x)O_4 \text{ avec } x = 0 \text{ à } 0.25 \text{ [100 \% Mz à 75 \% Mz – 25 \% Hu]} \quad (A)$$

$$(Lnl^{3+}_{1-2y}Ca_yTh_y)_{\Sigma=1}PO_4 \text{ avec } y = 0 \text{ à } 0.125 \text{ [100 \% Mz à 75 \% Mz – 25 \% Br]} \quad (B)$$

Si l'on combine *(A)* et *(B)* il s'en suit :

$$(Lnl^{3+}_{1-0.5x-y}Th^{4+}_{0.5x+0.5y}Ca^{2+}_{0.5y})_{\Sigma=1}\ (P^{5+}_{1-0.5x}Si^{4+}_{0.5x})O_4 \quad (C)$$

Cette formule *(C)* est la formule générale des monazites vraies intégrant une fraction x et y de substitutions huttonitique et brabantitique, respectivement.

Si l'on intègre maintenant une substitution d'une partie de Lnl^{3+} par Th^{4+} et Pb^{2+} [substitution *(6)*] tout en respectant des compositions qui appartiennent au champ de la monazite *s.s.* on obtient :

$$(Lnl^{3+}_{1-0.5x-y-z}Th^{4+}_{0.5x+0.5y+0.5z}Ca^{2+}_{0.5y}Pb^{2+}_{0.5z})_{\Sigma=1}\ (P^{5+}_{1-0.5x}Si^{4+}_{0.5x})O_4 \quad (D)$$

$$\text{Avec } 0 \leq x \leq 0.5 \ ; \ 0 \leq y \leq 0.25 \ ; \ 0 \leq z \leq 0.25$$

A partir de la formule *(D)* il vient immédiatement que le maximum possible de plomb dans une monazite vraie (en nombre d'atomes) est obtenu pour x = 0, y = 0 et z = 0.25. Ces valeurs correspondent à une monazite « pure » $LnlPO_4$ dont 0.25 atomes de Lnl^{3+} ont été substitués par 0.125 atomes de Th^{4+} et 0.125 atomes de Pb^{2+}. Par exemple, si l'on fixe les valeurs en nombre d'atomes à Ce = 0.5 ; La = 0.1 ; Pr = 0.05 ; Nd = 0.075 ; Sm = 0.0125 ; Gd = 0.0125 ; ($\sum Lnl^{3+} = 0.75$) on obtient (*Tableau VII-2*) un poids % d'oxydes maximum[44] de PbO = 10,89 (soit 101067 ppm de Pb métal).

[44] Une variation relative des différents nombres d'atomes de Ce, La, Pr, Nd, Gd et Sm conduit à une variation du total PbO de plus ou moins 1% poids oxydes.

$(LnI^{3+}_{0.75}Pb^{2+}_{0.125}Th^{4+}_{0.125})_{S=1}PO_4$

Masse Molaire élément		Nb atomes	Masse par élément	Pds.% élément		% élément dans l'oxyde	Pds.% oxydes
140,12	Ce	0.5	70,058	27,34	Ce_2O_3	0,854	32,02
138,91	La	0.1	13,891	5,42	La_2O_3	0,853	6,36
144.24	Nd	0.075	10,818	4,22	Nd_2O_3	0,857	4,92
232,04	Th	0.125	29,005	11,32	ThO_2	0,879	12,88
150,36	Sm	0.025	3,759	1,47	Sm_2O_3	0,862	1,70
157,25	Gd	0.05	7,863	3,07	Gd_2O_3	0,868	3,54
207,20	Pb	0.125	25,900	10,11	PbO	0,928	10,89
30,97	P	1	30,974	12,09	P_2O_5	0,436	27,69
16,00	O	4	63.998	24,97			
			256,264	100,00		total :	100,00

Tableau VII-2: *Quantification du maximum de plomb qui peut être incorporé dans une monazite s.s. avec* $\Sigma Ln^{3+} \geq 0.75$ *et* $\Sigma Ln^{3+} = 0.6667\ Ce^{3+} + 0.1333\ La^{3+} + 0.1000\ Nd^{3+} + 0.0667\ Pr^{3+} + 0.0167\ Sm^{3+} + 0.0167\ Gd^{3+}$

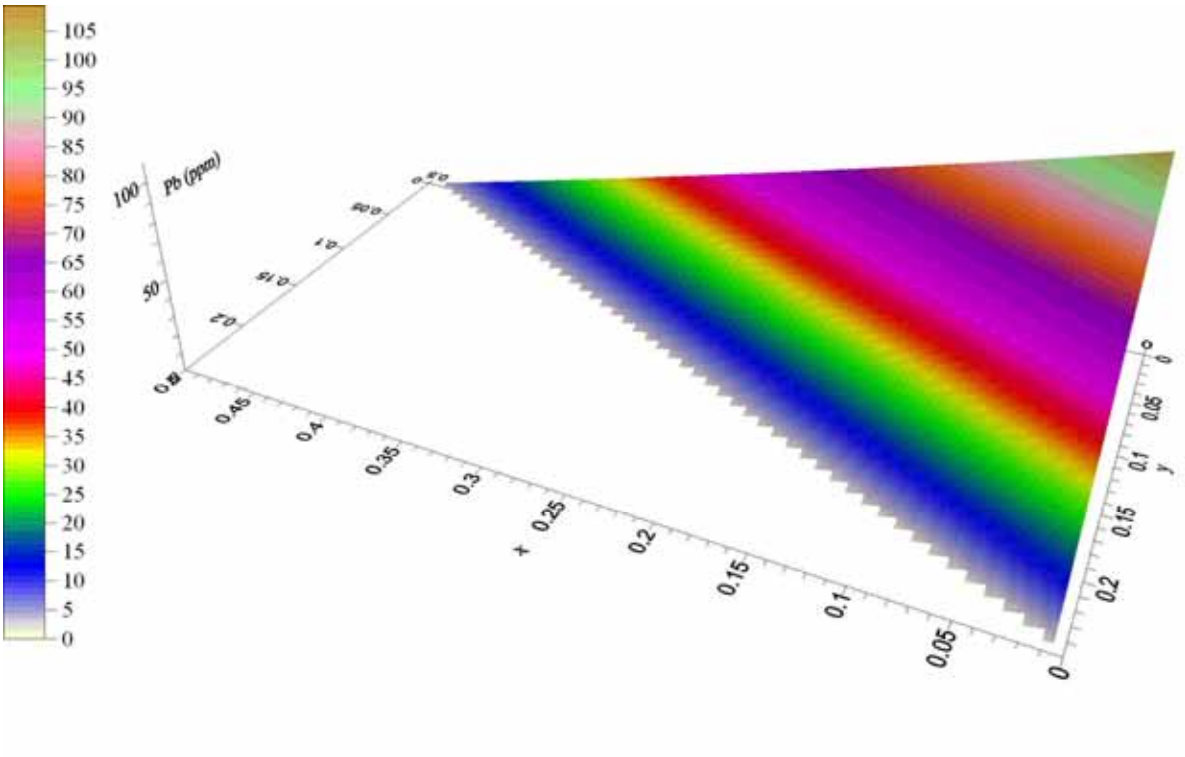


Figure VII-3 : *Diminution de la concentration en plomb (ppm) en fonction de l'augmentation des substitutions brabantitique (axe x) et huttonitique (axe y). Le point (0 ; 0) représente le pôle monazite s.s.* $LnIPO_4$*.. Ces concentrations théoriques sont calculées sur 6501 points interpolés sur l'ensemble du domaine de composition du champ monazite s.s.* $(0 \leq x \leq 0.5\ ;\ 0 \leq y \leq 0.25)$ *pour un taux de substitution des terres rares par le plomb de 0,1% et la distribution suivante en* LnI^{3+} $(0.75 \leq \Sigma Ln^{3+} \leq 1$ *et* $\Sigma Ln^{3+} = 0.667\ Ce^{3+} + 0.133\ La^{3+} + 0.100\ Nd^{3+} + 0.033\ Sm^{3+} + 0.067\ Gd^{3+})$.

Cette quantité maximum de plomb non radiogénique qui peut être intégrée dans cette monazite est très importante et tranche de façon très notable avec les valeurs de PbO pds. % (Pb non radiogénique + radiogénique) généralement mesurées à la microsonde électronique pour les monazites naturelles dans la littérature (PbO : 0 – 0,33 pds. %, Chang *et al.*, 1998) ; exceptionnellement PbO > 1 pds. % dans le cas de monazites radioactives très anciennes (Cocherie *et al.*, 1998; Montel *et al.*, 1996; Montel *et al.*, 1994). En réalité, la quantité de plomb non radiogénique présente dans les monazites naturelles est certainement beaucoup plus faible que le maximum possible. En effet, les monazites *s.s*. naturelles comportent toujours un certain taux de substitution brabantitique et huttonitique (*i.e.* une certaine quantité de Ca, Th et Si), or le fonctionnement de ces deux substitutions a pour effet direct de limiter le fonctionnement de la substitution $2Lnl^{3+}$ par Th^{4+} et Pb^{2+} (voir formule *(D)* et *Figure VII-3*) et donc la quantité de plomb non radiogénique intégrée lors de la cristallisation de la monazite.

Par ailleurs, lorsque l'intégration du plomb est possible, le taux de fonctionnement de cette substitution n'est certainement pas de 100 %[45] car l'intégration du plomb est contrôlée par :

- sa concentration (*Tableau VII-3*) et la forme sous laquelle il est présent dans le milieu de croissance de la monazite (dans un minéral ou dissout dans un fluide/melt),
- le coefficient de partage du plomb entre la monazite et les autres minéraux susceptibles de cristalliser en même temps (exemples : zircon, xénotime, connus pour contenir du plomb commun).

	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Th	U	P	Pb	Zr
Moyenne Croûte Continentale Supérieure	22	30	64	7,1	26	4,5	0,88	3,8	11	2,8	650	20	190
Moyenne Granites	21	40	76	8,3	27	5	1,1	3,8	17	5	520	30	150
Moyenne Micaschistes	40	42	93	9,8	40	8,2	1,7	7,2	12	3,1	690	25	290

Tableau VII-3 : *Teneurs moyennes (en ppm) de quelques éléments entrant dans la composition des monazites, xénotimes et zircons. Valeurs pour la C.C.S. d'après Taylor & McLennan (***1985***), pour les granites et les micaschistes d'après Govindaraju (***1994***).*

Seulement deux cas d'incorporation de quantités détectables[46] de plomb commun dans des monazites sont reportés dans la littérature. Le premier pour les monazites de Steenkanpkraal et le second pour celles du granite de Baltor au Pakistan (Références dans Podor & Cuney, 1997). Ces anomalies ont été détectées par des valeurs inhabituelles et discordantes des

[45] 100 % = 0.25 Lnl^{3+} ↔ 0.125 Th^{4+} + 0.125 Pb^{2+}
[46] Quantité détectable en utilisant des méthodes isotopiques

rapports $^{206}Pb/^{238}U$ et $^{207}Pb/^{206}Pb$. Enfin, des datations comparées de populations de grains de monazites identiques d'âges Paléoprotérozoïque et Tertiaire par méthode ID-TIMS[47] et microsonde électronique (Crowley, 1999; Crowley & Ghent, 1999; Crowley & Parrish, 1999) ont montré que :

i) dans les pegmatites, entre 0,1 et 0,3 % du total du plomb contenu dans les monazites est du plomb commun,

ii) dans les métapelites, entre 1 et 3 % du total du plomb contenu dans les monazites est du plomb commun.

Ceci indique que les facteurs de contrôle d'intégration du plomb dans la monazite (voir plus haut) jouent très fortement contre son intégration. Ainsi, si l'on prend une teneur moyenne en plomb total d'environ 1000 ppm (pour des monazites hercyniennes), la quantité de plomb non radiogénique qui pourra être intégrée dans les monazites lors de leur cristallisation sera entre 1 et 30 ppm. Cette dernière valeur est 5 fois plus faible que la limite de détection de la microsonde électronique dans les conditions d'analyse utilisées (150 ppm). Cette valeur n'est cependant pas négligeable, car si l'on prend une valeur moyenne de plomb non radiogénique intégrée de 15 ppm, cela engendrera un vieillissement de l'âge calculé d'environ 5 Ma. Cependant ce vieillissement de l'âge n'est réalisé que si la monazite intègre de façon constante une teneur moyenne en plomb de 15 ppm tout au long de sa croissance, ce qui n'a pas encore été observé. Si l'intégration du plomb est hétérogène ou absente, la surestimation est d'autant plus faible. Il est ainsi raisonnable de considérer que cette incertitude est cohérente avec les barres d'erreurs qui sont généralement de 5 Ma.

En conclusion, malgré le fait que le plomb soit susceptible d'entrer au sein de la structure des monazites lors de leur cristallisation, il ne représentera que 0,1 à 3 % du plomb total contenu, par conséquent, l'écart à l'âge vrai sera faible et inclus dans l'incertitude calculée.

VII-2.2.2 La place du plomb radiogénique

Le plomb radiogénique produit au sein de la structure de type monazite peut se localiser soit dans la structure, et être en équilibre avec elle, ou alors être présent dans les défauts cristallins, sous forme « d'impuretés », c'est-à-dire en dehors de la structure.

Les synthèses expérimentales réalisées par Montel *et al.* (2002) ont conduit ces auteurs à proposer que le plomb radiogénique, issu de la désintégration radioactive du thorium et de

[47] Small-fraction Isotope Dilution Thermal Ionisation Mass Spectrometry

l'uranium, occupe très certainement le même site dans la structure monazite que celui qu'occupaient les actinides qui l'ont précédé, et cela malgré les déplacements de cations qui doivent se produire suite à la désintégration. Le problème est alors de savoir sous quelle valence se trouve le plomb (*i.e.* Pb^{2+} ou Pb^{4+}). En effet si le plomb se trouve à la valence +2, cela va introduire un déséquilibre de charges. Cependant, il semble plus vraisemblable d'envisager un plomb sous forme Pb^{2+} car le plomb à l'état tétravalent n'a pas encore été observé dans la nature (Podor & Cuney, 1997).

VII-2.2.3 Diffusion du plomb, du thorium et de l'uranium dans la monazite

Le phénomène de diffusion de Pb, Th et U est une variable critique, puisque c'est de la non diffusion de ces éléments que dépend le bon fonctionnement de la méthode de datation sur monazite. En effet, des exemples d'âges discordants obtenus par méthodes isotopiques sur des monazites ont conduit un certain nombre d'auteurs (*e.g.* Spear & Parish, 1996) à proposer que le plomb, et dans une moindre mesure le thorium et l'uranium, pouvaient diffuser à travers la structure monazite lors d'un évènement métamorphique HT **postérieur** à la cristallisation du minéral et ainsi produire des âges discordants du fait de l'ouverture du système U-Th-Pb. Ce phénomène de diffusion du plomb sur les bordures de « vieux » grains métamorphisés très postérieurement à leur cristallisation a été démontré par Suzuki *et al.* (1994) à l'aide de profils de composition U, Th et Pb sur des transects de grains réalisés à la microsonde électronique (*Figure VII-4*). Ces auteurs ont ainsi montré que les bordures des grains avaient subi une diffusion du plomb sur environ 20 µm d'épaisseur à 620°C et environ 52 µm à 680°C lors d'un évènement thermique long de 5 Ma. Ces résultats de diffusion du plomb dans la monazite par un évènement thermique postérieur ont été

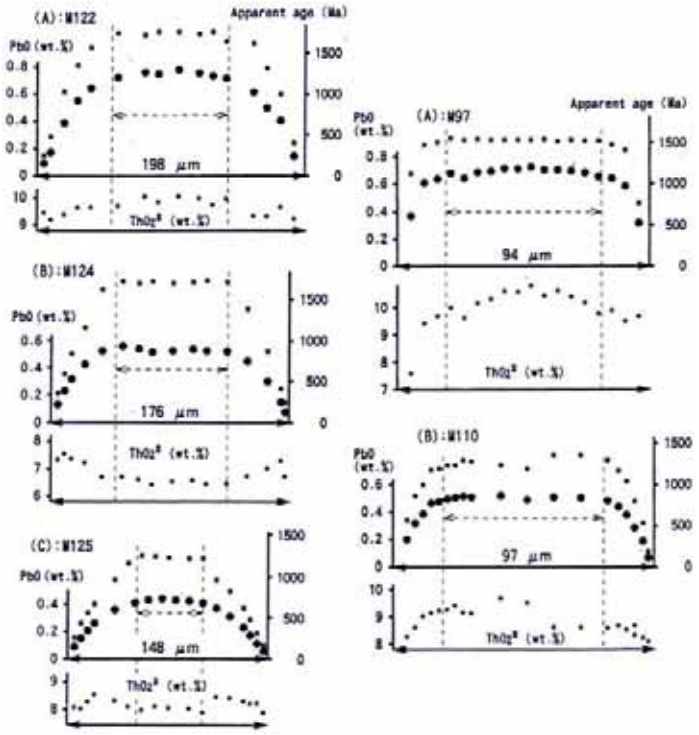


Figure VII-4: *Profils de concentration de PbO (gros ronds) et ThO2* (petits ronds) et âges apparents (carrés) pour des grains de monazite portés à une température de 620°C (colonne de droite) et de 680°C (colonne de gauche) pendant 5 Ma. Modifié d'après Suzuki et al. (***1994***).*

confirmés par Smith & Giletti (1997) qui ont montré que ces phénomènes de diffusion étaient fonction de la taille et de la morphologie du grain, de la durée et de l'intensité thermique de l'évènement métamorphique (*Figure VII-5*).

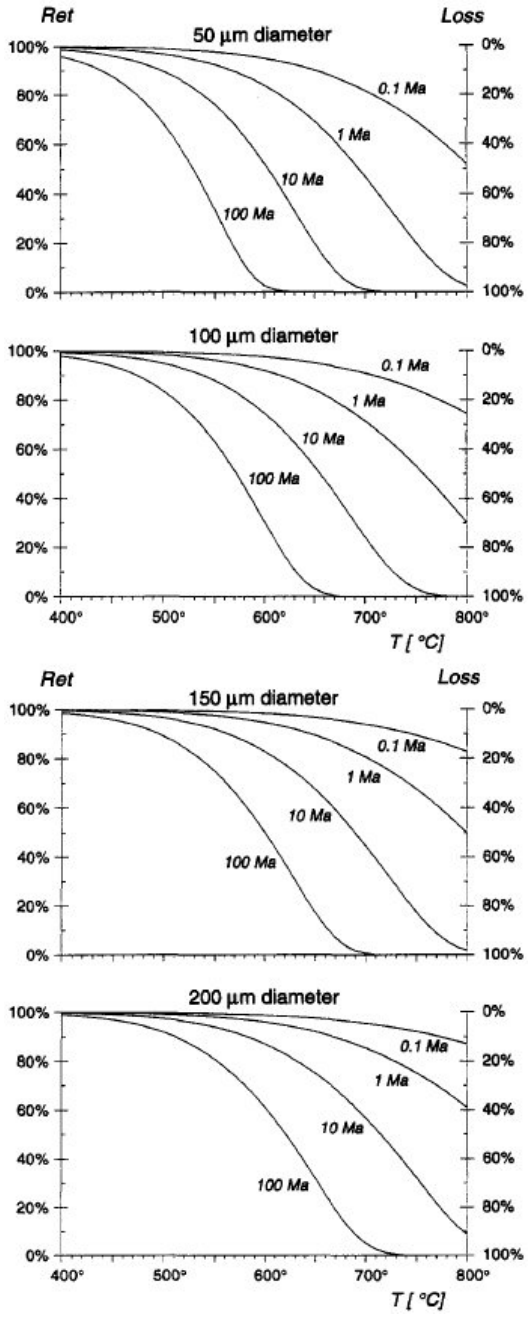


***Figure VII-5: P**erte de Pb volumique (axe droit) et rétention du Pb (axe gauche) pour des cristaux de monazite cylindriques de diamètres 50, 100, 150 et 200 µm, d'après Smith & Giletti (**1997**).*

Inversement, dans les cas où les monazites ne subissent pas d'évènement thermique postérieur, ou alors de plus faible intensité et/ou durée, de très nombreuses études ont clairement montré que la diffusion du plomb était non quantifiable ou négligeable (Cocherie *et al.,* 1998, 2005 ; Crowley & Ghent, 1999; Foster *et al.*, 2002; Kingsbury *et al.*, 1993; Simpson *et al.*, 2000; Smith & Barreiro, 1990; Zhu *et al.*, 1997a).

Cette faible diffusion du plomb s'explique également au niveau de la structure de la monazite. En effet, comme le plomb issu de la désintégration du thorium et de l'uranium se trouve dans le site de l'élément père et en équilibre avec la structure (Montel *et al.*, 2002) et que les concentrations en Th^{4+}, U^{4+} et Pb^{2+} sont relativement faibles par rapport aux Lnl^{3+}, la diffusion du plomb correspond en fait à une double diffusion de Pb^{2+} et An^{4+} afin de respecter la balance de charges du réseau Lnl^{3+}. Ce type de double diffusion est hautement consommateur d'énergie et ne peut s'effectuer que très lentement (Podor & Cuney, 1997). Il faut donc placer la monazite cristallisée au sein d'un évènement thermique très important et suffisamment long pour que la diffusion, et donc la perte en plomb puissent s'effectuer.

En conclusion, la diffusion du plomb dans la monazite, et donc la réouverture du système U-Th-Pb peuvent avoir lieu, mais seulement si la monazite subit un évènement thermique très important et très long après sa cristallisation (de l'ordre de 5 Ma).

VII-2.3 Environnement de formation – domaines de stabilité – altération

VII-2.3.1 Occurrences de la monazite

La monazite est présente dans un très grand nombre de roches et sous une grande variabilité d'habitus (*i.e.* sous forme néoformée et/ou détritique, disséminée, au sein de veines). Néanmoins, elle est observée fréquemment dans les métapelites du faciès amphibolite, ainsi que dans les granites peralumineux. Les plus gros cristaux se rencontrent dans les pegmatites issues de granites ou syenites (Chang *et al.*, 1998). La monazite d'origine hydrothermale, formée par métasomatisme (Harlov *et al.*, 2002a), ou présente dans des veines de transition magmatique-hydrothermale (Schaltegger *et al.*, 2005) est également reconnue.

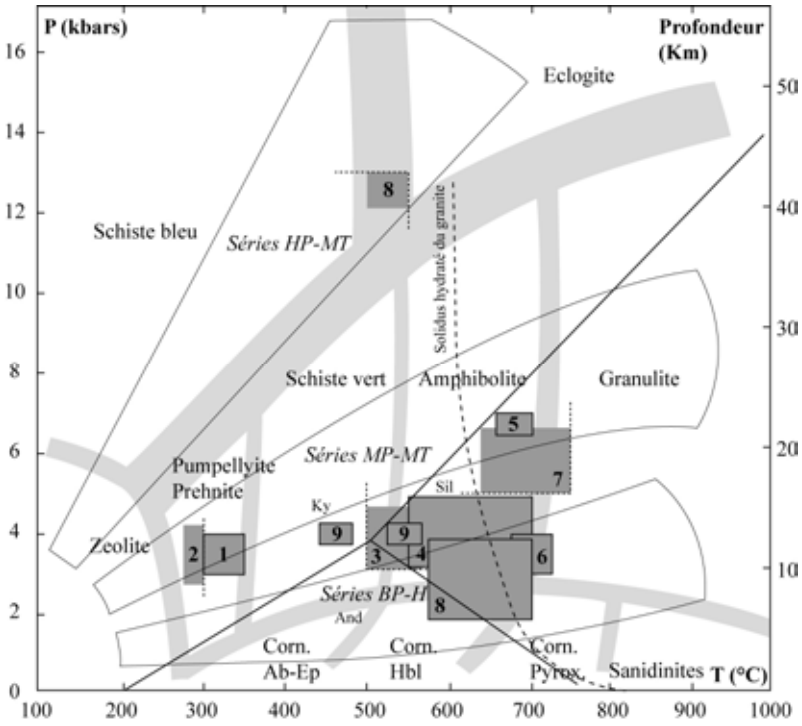


Figure VII-6: *Domaines P-T de croissance de la monazite dans les métapelites pris à partir d'exemples naturels de la littérature 1 : Cabella et al. (***2001***); 2 : Donnot et al. (***1973***); 3 : Smith & Barreiro (***1990***); 4 : Simpson et al. (***2000***); 5 : Foster et al. (***2002***); 6 : Be Mezeme et al. (***2006***); 7 : Be Mezeme et al. (***2005***) ; 8 : Nagy et al. (***2002***) ; 9 : Pyle et al. (***2001***). Les domaines grisés non entourés de noir correspondent à des données incomplètement calées en intervalle P et/ou T. Il est essentiel de noter que de nombreux auteurs indiquent la température et la pression maximales atteintes par l'échantillon et que ce maximum ne correspond pas nécessairement à un domaine où la monazite peut se développer, bien qu'elle puisse y rester stable.*

VII-2.3.2 Domaines de stabilité

La monazite dans les métapelites

L'intervalle de pression – température - compositions chimiques pour lequel on peut former de la monazite est très important (*Figure VII-6*). En effet, dans les métasédiments on observe la monazite dès la diagenèse (références dans Rasmussen, 1996). Dans la continuité de la diagenèse, on observe également la formation de monazite dans les métapelites dès le faciès pumpellyite-prehnite (*i.e.* 280-350°C – 1,5-5 kbar) sous forme de globules de monazite grise (*e.g.* Donnot *et al.,* 1973) ou sous forme automorphe (*e.g.* Cabella *et al.,* 2001). Ces monazites de basse température ont la particularité d'être riches en europium ($Eu_2O_3 \geq 0,5$ pds. %) et très pauvres en thorium ($ThO_2 \leq 0,5$ pds. %) et yttrium. Dans ces conditions, il semblerait que la monazite se forme à partir de remobilisations locales d'éléments adsorbés par les argiles et/ou à partir de précurseurs phosphatés hydratés (florencite, crandallite, gorceixite, rhabdophanite). Hors de ce domaine, la monazite ne se développe de façon très abondante que dans le faciès amphibolite (Bingen *et al.*, 1996; Foster *et al.*, 2002; Kingsbury *et al.*, 1993; Simpson *et al.*, 2000; Smith & Barreiro, 1990). Le développement de la monazite dans ces conditions pourrait être lié à la déstabilisation de minéraux comme l'allanite, la chlorite, la muscovite, les oxydes de fer et l'apatite (*op. cite.*) qui eux, sont stables dans le faciès schiste vert. Par ailleurs l'influence du grenat sur la croissance de la monazite est discutée par de nombreux auteurs (Foster *et al.*, 2002; Franz *et al.*, 1996; Pyle *et al.*, 2001; Spear & Parrish, 1996). Il semble qu'il ait au moins un effet sur la quantité d'yttrium intégrée par la monazite. Des exemples de monazites présentes dans le faciès granulite existent (Be Mezeme *et al.*, 2005, 2006 ; Zhu & O'Nions, 1999a, 1999b ; Zhu *et al.* 1997a, 1997b). Il semble que la monazite ne cristallise pas dans les conditions de ce faciès, cependant elle pourrait être préservée lorsqu'elle est incluse et donc protégée des réactions de déstabilisation par le minéral hôte (*e.g.* quartz, grenat).

La monazite dans les granitoïdes

Les monazites formées dans les liquides silicatés et les granites en particulier, ont été beaucoup moins étudiées (Casillas *et al.*, 1995; Förster, 1998a; Montel, 1993; Wark & Miller, 1993). Dans ce cas, la stabilité de la monazite dépend de nombreux paramètres physico-chimiques du liquide comme l'activité de SiO_2, CaO et P_2O_5, la fugacité d'oxygène, la peraluminosité et les teneurs et rapports en lanthanides et actinides (Casillas *et al.*, 1995; Cuney & Friedrich, 1987; Förster, 1998a). D'après Nagy *et al.* (2002), les monazites d'origine

magmatique auraient une anomalie en europium plus forte que les monazites métamorphiques du fait de l'intégration de l'europium dans les plagioclases magmatiques. Le rôle de la chimie des granites peralumineux sur la composition des monazites (à 95% des monazite-(Ce), Förster, 1998a) a principalement été étudiée par Förster (1998a). Cet auteur n'a pas observé de lien entre la composition du magma et les teneurs en différents lanthanoïdes et actinides des monazites. Par ailleurs, la place de cristallisation des monazites dans la séquence de cristallisation du magma reste peu connue. D'après Förster (1998a), elle peut être soit précoce (monazites incluses dans les biotites) soit tardive, au moment du passage du solidus (vers 650-580°C pour des liquides de composition granitique différenciée). Etant donné qu'un pluton granitique se met en place et cristallise très rapidement après sa mise en place (temps de l'ordre du million d'années ou moins), on peut considérer, que l'âge de cristallisation de la monazite date la mise en place du granite (l'incertitude est comprise dans la barre d'erreur de l'âge). C'est l'hypothèse de départ faite dans de nombreuses études (Parrish, 1990) et qui est à la base de la méthode de datation des granites par les monazites.

Température de fermeture de la monazite

La température de fermeture[48] de la monazite, c'est-à-dire la température au dessous de laquelle le plomb, le thorium et l'uranium vont rester au sein du minéral, a fait l'objet de nombreuses estimations à partir de conditions naturelles. Ces estimations sont essentiellement basées sur Parrish (1990) :

Intervalle de température de fermeture estimé (°C)	Référence
720-750	Copeland *et al.*, 1988
700-750	Parrish, 1990
675-730	Suzuki *et al.*, 1994
>700-750	Spear & Parrish, 1996
740-820	Dahl, 1997
>900	Braun *et al.*, 1998

Tableau VII-4 : *Intervalles estimés de température de fermeture de la monazite.*

- la préservation de monazites héritées dans des leucogranites dont on connaît les températures d'emplacement.
- la préservation de profils isotopiques indicateurs de diffusions détectables du plomb dans les conditions du faciès amphibolite supérieur.

[48] La température de fermeture est différente de l'espace pression-température dans lequel la monazite peut cristalliser (voir paragraphes précédents).

- la remise à zéro du système U-Th-Pb de monazites dans les conditions du faciès granulite.

Les estimations successives de la température de fermeture de la monazite ont conduit à repousser de plus en plus haut celle-ci (*Tableau VII-4*). Indépendamment de sa position (protégée par des minéraux hôtes, ou en position interstitielle) il semble que la monazite résiste à de très fortes températures, jusqu'au moins 900°C (Braun *et al.*, 1998). Il semble donc que la température de fermeture de la monazite, en condition anhydre, soit du même ordre que celle du zircon (Braun *et al.*, 1998).

VII-2.3.3 Altération et recristallisation de la monazite

Il semble ainsi que le paramètre le plus susceptible de provoquer l'ouverture de la monazite, indépendamment de la température, soit la présence ou l'absence de fluides dans le système (Braun *et al.*, 1998). Des expériences de dissolution/recristallisation menées par Seydoux-Guillaume *et al.* (2002) ont montré que l'on pouvait avoir des phénomènes de dissolution/recristallisation de monazite avec des fluides à $CaCl_2$ et Pb à 1000°C. Les exemples d'altération de monazites par des fluides sont très largement décrits dans la littérature aussi bien : i) dans les métapelites (*e.g.* Finger *et al.,* 2002 ; Lanzirotti & Hanson, 1996), lors de leur passage prograde ou rétrograde dans le faciès schiste vert, que ii) dans les granites (*e.g.* Poitrasson *et al.,* 1996 ; Townsend *et al.,* 2001), par l'action de fluides hydrothermaux.

La caractéristique commune à tous ces phénomènes d'altération et recristallisation de la monazite est l'implication constante de fluides réactionnels, qu'ils soient métamorphiques ou hydrothermaux. Sous l'action de fluides, la monazite peut être déstabilisée, provoquant ainsi la néoformation de phosphates (*e.g.* apatite, rhabdophanite), silicates (*e.g.* allanite, épidote) et/ou oxydes de fer/thorium (voir les nombreux exemples d'altération de la monazite dans Nagy *et al.,* 2002). Inversement, des cas naturels ont montré la néoformation de monazite ± xénotime ± oxydes de fer/thorium par dissolution d'apatite en présence de fluides (Harlov *et al.* 2002a, 2002b ; Simpson *et al.*, 2000). Des phénomènes de dissolution/recristallisation de monazite par des fluides ont également été observés dans des granites (Townsend *et al.*, 2001) et ont été réalisés en conditions expérimentales (Seydoux-Guillaume *et al.*, 2002).

VII-2.4 Conclusions

La monazite, bien que capable d'intégrer du plomb dans sa structure, en contient généralement peu (entre 3 et 0,1 % du total du plomb contenu). Les substitutions huttonitique et brabantitique ont pour effet de limiter l'intégration du plomb. La réouverture du système U-Th-Pb (diffusion du plomb) en condition anhydre n'intervient que lors d'un évènement thermique très important ($T \geq 650°C$) et très long (plusieurs million d'années). La monazite se forme essentiellement dans les faciès pumpellyite-prehnite et amphibolite pour les métapelites, surtout lors des stades progrades. La différence entre les monazites de ces deux faciès porterait sur l'origine des minéraux précurseurs (gels phosphatés, phosphates hydratés, oxydes et silicates de terres rares), et les quantités relatives intégrées en yttrium, thorium et europium. Les quantités d'yttrium variables intégrées par la monazite suivant les conditions de température de formation (peu d'Y lors d'une basse température) font d'ailleurs l'objet d'études en développement (géothermomètre monazite ± xénotime ± grenat). Dans les deux domaines de formation, les précurseurs de la monazite seraient également différents. La monazite semble instable dans la majeure partie du faciès schiste vert, là où l'allanite, la chlorite et l'épidote notamment, sont stables. Dans les granitoïdes, la monazite s'observe surtout dans les granites peralumineux, mais de nombreux paramètres, encore peu contraints, gouvernent son apparition. La différence entre les monazites d'origine magmatique et métamorphique semble surtout s'observer au niveau de l'anomalie en europium, fortement négative avec une origine magmatique, faible ou positive lors d'une origine métamorphique. La température de fermeture de la monazite est très élevée en conditions anhydres ($\geq 900°C$) ce qui explique les nombreux cas d'héritages observés. Cependant il faut noter qu'il existe de nombreuses possibilités d'altération et de formation de la monazite lors du passage de fluides métamorphiques ou hydrothermaux.

VII-3 Echantillons et protocole de préparation

Les monazites étudiées proviennent des échantillons traités pour les analyses des isotopes stables, qui sont représentatifs des différents types de granitoïdes de la zone étudiée (cf.*Tableau VII-5*). La séparation minérale de ces différents échantillons a été réalisée par Pierre Jezequel au Service Analyse et Caractérisation Minérale du BRGM à Orléans. Le traitement a consisté en un broyage fin suivi d'un tamisage puis d'une séparation par liqueurs denses. Les minéraux ferromagnétiques ont ensuite été retirés de cette fraction par séparation magnétique. (L'ensemble de cette procédure est décrite en détail par Be Mezeme, 2005,

annexe 5). Les monazites proviennent de la fraction fine (fraction ≤ 400 µm) et de densité supérieure à 3,3[49]. Les monazites ont ensuite été extraites de la fraction lourde par reconnaissance optique sous loupe binoculaire à l'aide de critères de morphologie, de couleur et d'aspects caractéristiques des phosphates de type monazite (*Figure VII-7*) et xénotime. Ces grains ont été placés en lignes (3 lignes par échantillon) sur un scotch double face sur lequel est ensuite coulé un cylindre d'araldite. Après solidification de l'araldite, on obtient ainsi une section qui a été poncée délicatement à la main pour abraser les grains, puis polie très finement à l'atelier de litholamellage. Une section polie de 600 grains pour l'ensemble des 6 échantillons a ainsi été obtenue. L'ensemble de cette section a ensuite été analysé au microscope électronique à balayage (MEB). Le contrôle au MEB permet d'éliminer les grains qui ne sont pas des monazites (xénotime, zircon, apatite placés par erreur), les monazites trop petites ou trop fracturées, et de sélectionner les différents grains qui seront analysés à la microsonde électronique.

N°	Groupe	Massif	Localisation	Longitude (WGS84)	Latitude (WGS84)	Nature	Caractéristiques optiques des monazites et des zircons et inclusions
CH5	G1 Granodiorites précoces	Chantada	Carrière à 1km à l'Est de Chantada	7° 45' 27,5"W	42° 36' 47,1"N	Granite porphyroïde grossier à Bt>Mu	Gros grains de monazite ovoïdes ou automorphes jaunes verdâtres. Les zircons sont abondants, faiblement rosés à incolores, limpides, petits, dissymétriques : S1, S2.
BE3	G1 Granodiorites précoces	Beariz faciès interne	Route de Beariz-Feas au lieu-dit Ponte Inès à 2,5 km au SE de Beariz	8° 5' 26,9"W	42° 25' 45,9"N	Granite porphyroïde grossier à Bt>Mu	Quelques grains de monazite jaunes pâles ovoïdes ou automorphes et parfois inclus dans l'apatite qui est très abondante. Zircons assez nombreux, fumés, limpides mais parfois opaques : S5, P1, G1. Très petits zircons S1 et S2.
CE1	G2 Granites à deux micas	Carballiño	Route OU204 Cea-Carballiño à 2 km au SW de Cea	8° 0' 9,9"W	42° 27' 51"N	Granite à grain moyen à Mu=Bt	Petits grains ovoïdes opaques de monazite. Petits zircons rosés limpides très abondants : S2, S3, S4, S5, G1, P1 et S1.
BR10.1	G3 Granites à deux micas à biotite dominante	Boboras	Secteur des mines de Brués, à 20m sous le contact granite/encaissant	8° 9' 5,6"W	42° 27' 25,3"N	Granite grossier à Bt>Mu	Présence de monazite verdâtre, vitreuse, gros zircons cassés, rosés. Quelques zircons limpides, petits, légèrement colorés : S1, S2, S6, S7, S12. Présence d'apatite et d'allanite
IR1	G3 Granites à deux micas à biotite dominante	Irixo	A la sortie de la ville d'Irixo	8° 7' 4,5"W	42° 30' 45,9"N	Granite grossier à Bt>Mu	Monazites jaunes ovoïdes ou automorphes. Petits zircons limpides faiblement rosés, frais, rarement ovoïdes avec quelques grains de taille > 100µm : S1, S3, S5, G1, S2, S7 et ovoïdes.
LE2	G4 Granodiorites tardives	Ribadavia	Carrière à proximité d'Orega (Ouest de Leiro)	8° 9' 35,3"W	42° 22' 18,1"N	Granite grossier à Bt>Mu	Monazite jaune limpide automorphe abondante. Zircons rosés abondants: S2, P1, G1, S10, S18, S14, S19, S13, P3. Petits grains rouges opaques de silicates de Terres Rares indéterminés.

Tableau VII-5: *Caractéristiques et localisation des échantillons étudiés. Les caractéristiques optiques des zircons et des monazites ont été déterminées par Pierre Jezequel au BRGM.*

[49] La densité de la monazite est de 4,8 à 5,5, avec une moyenne de 5,15

VII-4 Caractérisation des monazites

VII-4.1 Typologie des monazites

Le grand nombre de monazites observées (jusqu'à une centaine par massif) permet d'avoir une idée assez précise des variétés et abondances relatives de monazites qui existent dans chaque échantillon. A partir des clichés MEB les grains ont été classés en terme de forme, de texture et par la présence ou non de cœur. Les formes suivantes ont été distinguées : automorphe, ovoïde ou xénomorphe et les textures : bandes de croissance, « patchy », mozaïque, secteurs irréguliers – complexes, homogènes. Une sélection représentative ordonnée des grains de chaque échantillon est présentée en annexe D. Les meilleurs grains de chaque type qui ont été sélectionnés pour datation sont présentés sur la *Figure VII-8*.

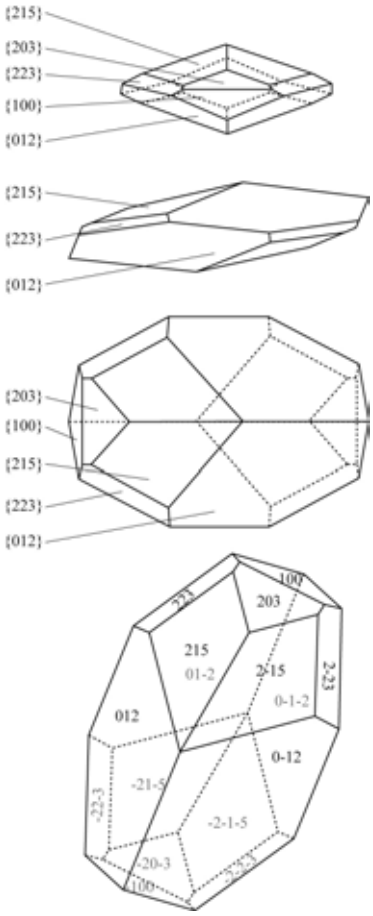


Figure VII-7: *Morphologie de la monazite vue suivant différents angles. Dessins réalisés avec le logiciel FACES 4.1 et les paramètres cristallographiques suivants : a=0,9693 ; b=1 ; c=0,9256 ; et les surfaces des faces suivantes : {100}=19% ; {203}=73,2% ; {215}=81,6% ; {012}=79,3% ; {223}=73,5%*

Le point commun entre les échantillons de tous les massifs est qu'ils contiennent tous des monazites très zonées. Plusieurs types de grains sont rencontrés dans chaque échantillon. Plus les massifs se rapprochent de compositions granodioritiques, plus les monazites sont fréquentes et de plus grande taille. Il semble ainsi que plus les magmas sont géochimiquement évolués plus ils sont pauvres en monazite, ce qui est contraire à ce qui est décrit dans la bibliographie. Une classification de l'ensemble des grains selon les critères de forme et de texture est présentée dans le *Tableau VII-6*.

Le massif de Chantada (CH5, groupe des granodiorites précoces G1) contient essentiellement 3 groupes de monazites : i) des monazites automorphes à bandes de croissance sans cœur visibles (types ABbc[50]). ii) des monazites automorphes à bandes de croissance sur un cœur ovoïde patchy (types ABb-OPc). iii) des monazites xénomorphes à bordures homogènes, et cœurs xénomorphes complexes (types XHb-XCc). Au moins 2 stades de croissance de grains de monazite sont illustrés par les grains n° CH5-426 (*Figure VII-8*) et CH5-364 (annexe D-1). Ces grains

[50] Ces dénominations font référence à la classification du *Tableau VII-6*.

comportent souvent de grosses inclusions d'apatite, souvent présentes dans les cœurs, ou à la limite entre cœur et bord.

Le faciès interne du massif de Beariz (BE3, granitoïde G1) contient essentiellement deux groupes de monazites, un premier groupe xénomorphe à secteurs irréguliers ou complexes (type XC), comportant parfois quelques bandes de croissance visibles (types XBb-XCc). Le deuxième groupe de grains est automorphe à bandes de croissance (ABbc).

Le massif de Carballiño (CE1, groupe des granites à 2 micas G2) contient trois groupes de grains. Le groupe dominant est constitué par des grains ovoïdes à cœurs complexes et bordures homogènes (types OHb-OCc). Les deux autres groupes sont respectivement des grains à bords homogènes plus ou moins ovoïdes et à cœurs ovoïdes mosaïque ou patchy (types OHbOMc et OHb-OPc, respectivement).

Le massif de Boborás (BR10.1, groupe des granites G3, à 2 micas à Bt>Mu) contient deux groupes de monazites en quantités sensiblement égales. Le premier groupe est constitué de grains xénomorphes homogènes (type XHbc). Le second groupe est constitué par des grains automorphes à bandes de croissance avec parfois un cœur, automorphe et homogène (types ABbc ou ABb-AHc).

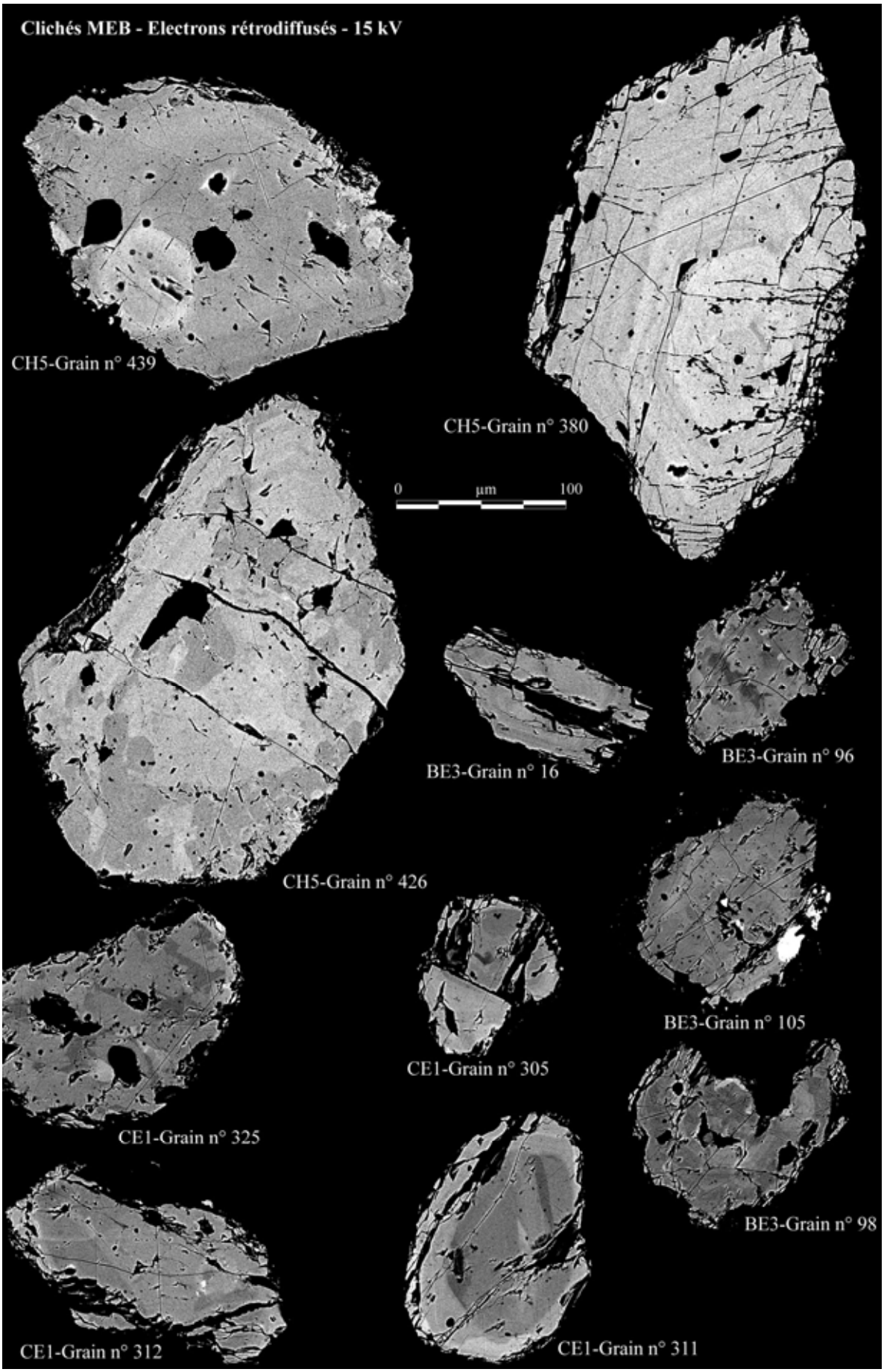
Le massif d'Irixo (IR1, groupe des granites G3 à 2 micas à Bt>Mu) contient principalement trois groupes de monazites. Un premier groupe est constitué de monazites automorphes à bandes de croissance (type ABbc). Un second groupe est constitué de grains automorphes à bordure homogène et à cœurs très nets automorphes ou ovoïdes à sub-automorphes en mosaïque (types AHb-AMc ou AHb-OMc). Le troisième groupe est constitué de monazites xénomorphes à texture patchy (type XPbc). Un grain (IR1-113, annexe D-5) semble montrer un phénomène d'altération du cœur lié à la présence d'une fracture.

Le massif de Ribadavia (LE2, groupe des granodiorites tardives, G4) contient trois principaux groupes de monazites. Un premier groupe est constitué de grains automorphes dont les bordures sont des bandes de croissance et le cœur est homogène, ovoïde (types ABb-OHc). Un second groupe est constitué de grains automorphes à bordure homogène et à cœurs automorphes complexes (types AHb-ACc). Enfin un troisième groupe est composé de grains automorphes à xénomorphes à bordures homogènes (AHb à XHb) et à cœurs automorphes ou xénomorphes complexes (ACc-XCc). Plusieurs cœurs de grains semblent avoir subi un phénomène de dissolution marqué par la présence de golfes sur les contours des grains. Ces golfes sont partiellement comblés par la génération de bordure (exemple grain LE2-478, *Figure VII-8*).

Cet essai de classification, basé sur la forme et la texture des monazites, montre clairement, sur les échantillons étudiés, un lien entre la chimie des granites et le(s) type(s) de monazite(s). En effet on observe majoritairement des monazites automorphes à bandes de croissance (type AB) dans les granites des groupes des granodiorites *s.l.* (G1 et G4) alors que les granites à 2 micas G2 contiennent essentiellement des grains à cœurs et bordures ovoïdes et bordures homogènes (types OH, OC). Les granites G3, (Boborás et Irixo), de géochimie intermédiaire entre les groupes des granodiorites (G1 et G4) et le groupe des granites à 2 micas G2 possèdent des monazites qui ont des caractères mixtes, majoritairement à bordures homogènes xénomorphes ou automorphes (XH, AH) avec des cœurs variés et complexes.

Texture / Forme	**B**ande de croissance Type **B**	**P**atchy Type **P**	**M**osaïque Type **M**	**C**omplexes et à secteurs irréguliers Type **C**	**H**omogène Type **H**
Automorphe Type **A**	CH5-338b; CH5-364b; CH5-379bc; CH5-440bc; **CH5-439bc**; CH5-368bc; CH5-428bc; CH5-352bc; CH5-355bc; CH5-366bc; **CH5-380bc**; CH5-357bc; CH5-389bc; **BE3-16b**; **BR10.1-595bc**; **BR10.1-592bc**; IR1-202bc; LE2-485b; **LE2-484b**; **LE2-479b**; LE2-465b; LE2-480b; LE2-498b	CH5-364c	**IR1-134c**	LE2-489b; **LE2-478c**; LE2-482bc	**BE-16c**; IR1-113b; **IR1-134b**; **IR1-135b**; LE2-498c; **LE2-478b**
Ovoïde Type **O**	**CH5-426b** ; **BE3-105b** ; **BE3-98b**	**CH5-426c**	**CE1-312c**; **IR1-135c**	CE1-235c; CE1-253c; **CE1-305c**; **CE1-311c**; IR1-113c	CH5-347bc; CH5-344b; CE1-235b; CE1-253b; **CE1-305b**; **CE1-311b** ; CE1-304b; LE2-485c; **LE2-484c**; **LE2-479c**; LE2-465c; LE2-480c; LE2-489c
Xénomorphe Type **X**		**CE1-325bc**; **IR1-164bc**; IR1-136bc		CH5-338c ; CH5-344c ; **BE3-96bc** ; **BE3-105c**; BE3-81bc; **BE3-98c**; BE3-65bc; BE3-63bc; BE3-35bc; BE3-17bc; IR1-222c; LE2-495b; LE2-466bc; LE2-486bc	**CE1-312b**; **BR10.1-532bc**; BR10.1-539bc; BR10.1-527bc; IR1-222b ; LE2-495c ; LE2-466c

Tableau VII-6: *Classification des grains de monazites observés (clichés en annexe D) suivant les critères de forme et de texture. Pour chaque grain, le nom de l'échantillon et le numéro du grain sont indiqués. Les parties des grains classés correspondent respectivement au bord (noté b), au cœur (noté c) ou au cœur et bord (noté bc si les deux sont identiques). Les numéros des grains analysés à la microsonde électronique sont mis en gras.*


Clichés MEB - Electrons rétrodiffusés - 15 kV
CH5-Grain n° 439
CH5-Grain n° 380
0
µm
100
BE3-Grain n° 16
BE3-Grain n° 96
CH5-Grain n° 426
BE3-Grain n° 105
CE1-Grain n° 305
CE1-Grain n° 325
BE3-Grain n° 98
CE1-Grain n° 312
CE1-Grain n° 311

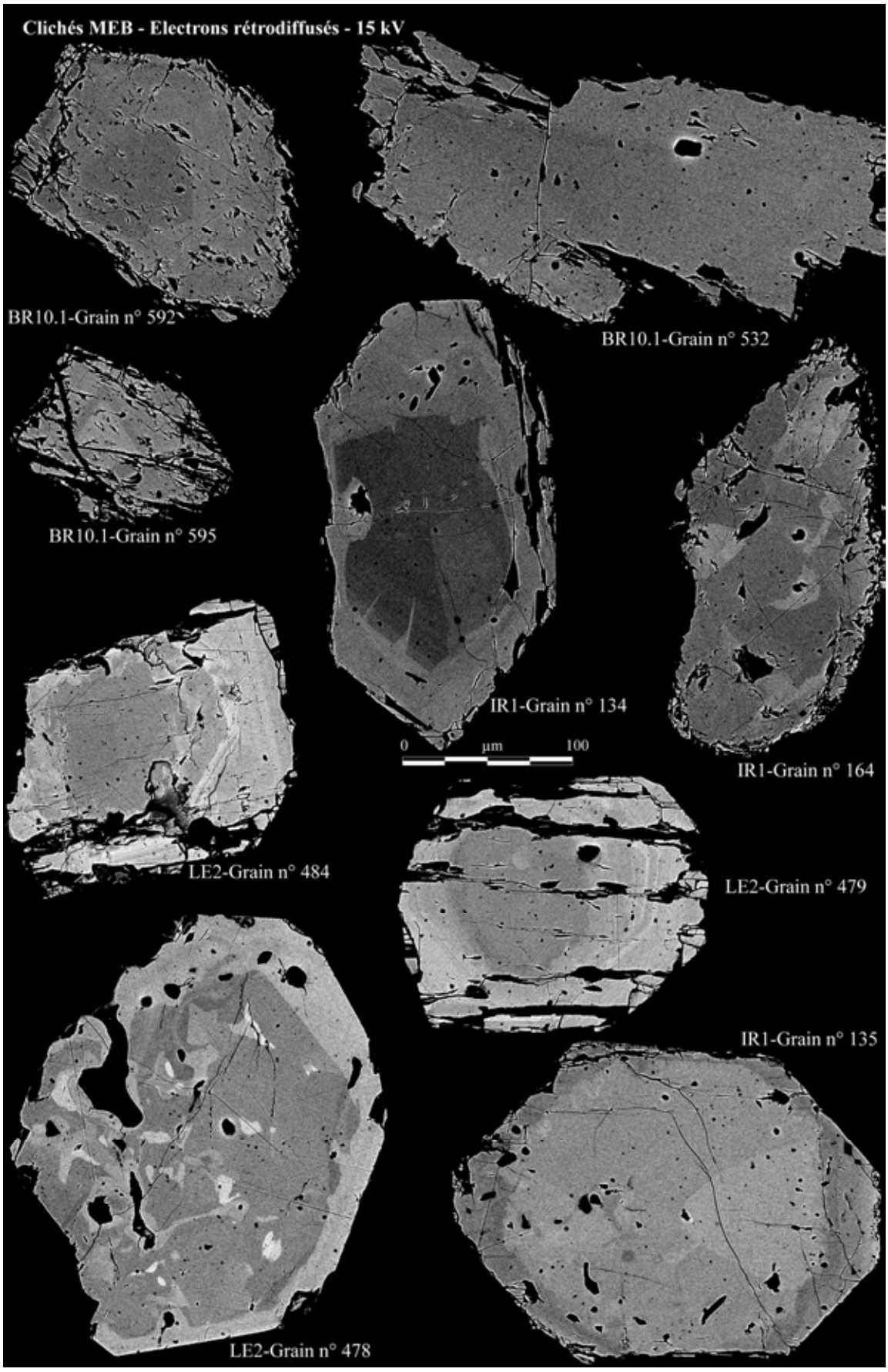


Figure VII-8 **:** *Les différents types de monazites observés et utilisés pour la datation des 6 massifs granitiques. Clichés MEB en électrons rétrodiffusés.*

VII-4.2 Zonalités, chimie et substitutions

VII-4.2.1 Zonalités

L'étude typologique des monazites des différents échantillons à montré que les monazites sont majoritairement zonées, comme le confirment les clichés MEB. Les meilleurs grains (dimension, qualité de surface) des différents types de monazites de chaque échantillon ont été sélectionnés (grains présentés *Figure VII-8*) et analysés à la microsonde électronique afin d'étudier les variations de composition chimique le long de traversées cœur-bordure. L'ensemble des profils est présenté en annexe E. Les zonations observées au MEB sont pour l'essentiel liées à des variations relatives des quantités de thorium et d'uranium dans la monazite, du fait du poids molaire très important de ces éléments. On a donc pour la majorité des grains, un cœur et une bordure marqués par des quantités différentes de thorium et d'uranium.

Le paramètre yttrium

Les masses molaires moléculaires du thorium et de l'uranium sont nettement plus importantes que celles des autres éléments présents dans la monazite. De fait, la présence de Th et U masque les variations relatives de tous les autres éléments présents. Ainsi, les zonations observées au MEB ne rendent pas du tout compte des variations relatives des lanthanoïdes (de masses molaires proches) et encore moins des éléments comparativement plus légers comme l'yttrim, le calcium, le silicium, *etc*. Ainsi dans le cas de grains à distribution homogène ou aléatoire en Th et U (type « Patchy »), les variations des autres éléments n'apparaissent pas du tout sur les clichés MEB. Or, précisément, les profils multiéléments permettent de déterminer clairement un cœur et une bordure, même dans ces cas. Le grain IR1-164 (*Figure VII-9* et annexe E-5) illustre parfaitement ce phénomène : il s'agit d'un grain de type XP qui ne montre aucune variation de chimie entre cœur et bordure. En effet sur la traverse microsonde, Th et U varient aléatoirement. Par contre les variations relatives des éléments Ce, Sm, La, Gd et Y montrent un profil symétrique où l'on distingue clairement un domaine central et un domaine de bordure. L'élément qui montre les variations les plus importantes et les plus interprétables est l'yttrium. Cette constatation a pu être vérifiée sur la majorité des grains étudiés. Ainsi, pour l'ensemble des grains il a été possible de déterminer la présence ou l'absence d'un domaine central (cœur) différent d'un domaine de bordure en ce basant sur le profil de composition en yttrium.

Evolutions de composition – géométrie de profils

La *Figure VII-9* présente un exemple de grain avec un cœur et une bordure pour chacun des massifs étudiés. Au premier ordre, l'ensemble des profils de composition en yttrium montre une géométrie « en créneaux » avec un cœur en général riche et homogène en yttrium.

Au second ordre, certains grains montrent une bordure à profil en « V » inversé progressif (*e.g.* BE3-gr16) alors que d'autres ont plutôt une bordure en « U », c'est-à-dire globalement faible et homogène pouvant varier brusquement (*e.g.* BR10.1-gr592). Les monazites à profils de type « V » (Chantada CH5, Ribadavia LE2 et Beariz BE3 interne) sont toutes issues de massifs appartenant au groupe des granodiorites *s.l.* (G1 et G4). Inversement les monazites à profils en « U » (Carballiño CE1, Boborás BR10.1, Irixo IR1) proviennent de granites à 2 micas *s.l.* (G2 et G3). Il semble donc qu'il y ait un lien entre la géochimie du granite hôte et l'évolution de la composition de la monazite.

Le cas particulier du massif de Ribadavia

Les monazites de l'échantillon LE2 (Massif de Ribadavia, cf. *Figure VII-8*) montrent très clairement la présence d'un contraste cœur - bordure sur les clichés MEB. Le centre de ces grains est de type OH ou AC. Un grain de type AC (LE2-gr478 *Figure VII-8*) a été analysé. Ce grain montre un cœur automorphe très complexe, qui pourrait avoir été affecté par des phénomènes de dissolution - recristallisation, et le profil d'yttrium de ce grain ne montre pas clairement deux domaines distincts (annexe E). D'autres grains avec de possibles figures de dissolution - recristallisation ont également été observés dans cet échantillon (annexe D-6). Les grains à domaine central de type OH (*e.g.* LE2-gr479 *Figure VII-8*) ont donc un domaine central ovoïde et homogène et présentent un profil yttrium particulier. En effet l'yttrium au sein du cœur varie ici de la même façon que sur les bords. Il semble possible que ce type de grain soit constitué de deux épisodes de croissance de type « domaine de bordure ». Cet échantillon serait donc potentiellement composé de grains sans domaine central (LE2-gr479 *Figure VII-9*) ou à domaine central recristallisé (LE2-gr478 *Figure VII-8*). Ce point sera rediscuté dans le paragraphe VII-6.2.6 Echantillon LE2 – Massif G4 de Ribadavia ci-dessous.

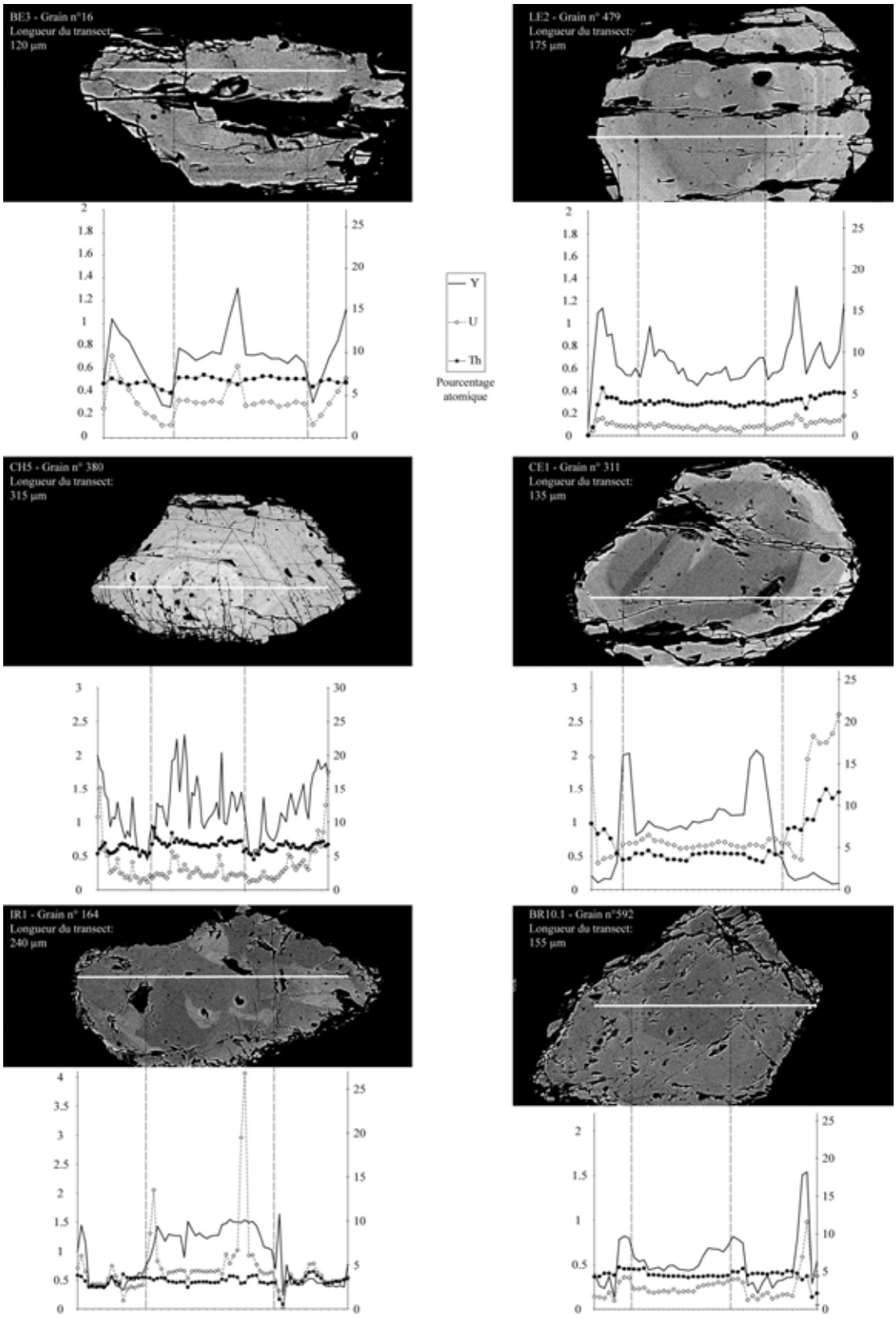


Figure VII-9: *Traversées Y, Th et U à la microsonde électronique de 6 monazites de 6 massifs différents. Ces profils « bruts » en pourcentage atomique intègrent tous les points obtenus (voir points rejetés en annexe E). Le domaine central « cœur » est encadré par des pointillés. Pour chaque profil, le pourcentage atomique en thorium se lit sur l'axe de droite et le pourcentage atomique en uranium et yttrium sur l'axe de gauche.*

VII-4.2.2 Chimie des monazites [51]

L'ensemble des monazites utilisées pour la datation correspond à la variété monazite-(Ce) (Les compositions en pourcent poids d'oxydes et les formules structurales calculées sont données en annexe F). Les grains ont été séparés en populations de cœurs et de bordures suivant les profils de composition yttrium pour chaque échantillon (annexe E et annexe F). Les moyennes de compositions en pourcent poids d'oxydes des cœurs et des bordures pour chaque échantillon sont rassemblées dans le *Tableau VII-7* et présentées sur la *Figure VII-10*. A partir des données représentées sur cette figure, et malgré les variations notables des moyennes en UO_2 (0,2 à 1,85 pds. %), ThO_2 (4,03 à 7,55 pds. %) et Y_2O_3 (0,18 à 2,22 pds. %) on observe qu'il n'y a pas de discrimination nette entre les compositions des cœurs et des bordures des monazites quelque soit le granite hôte. De la même manière, on n'observe pas de discrimination entre les monazites des granites à 2 micas *s.l.*(G2 et G3) par rapport aux monazites des granodiorites *s.l* (G1 et G4).

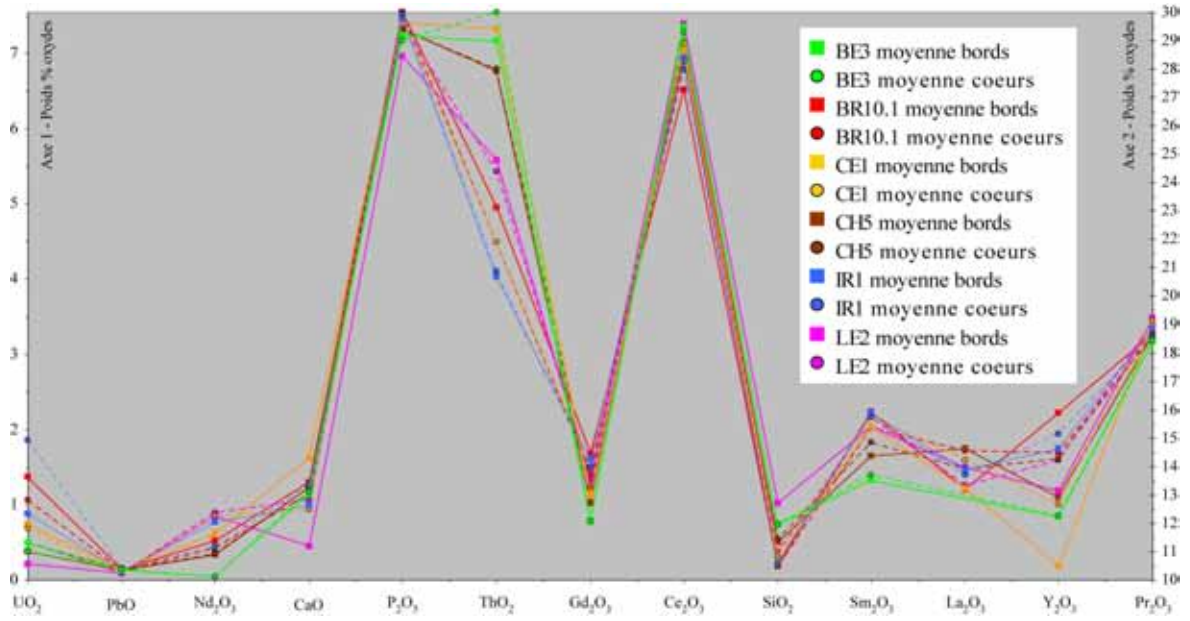


Figure VII-10 : *Moyennes de composition en % poids d'oxydes des populations de cœurs et de bordures des monazites pour les 6 massifs étudiés. Les valeurs pour Nd_2O_3, P_2O_5, Ce_2O_3 et La_2O_3 se lisent sur l'axe 2 à droite. Les valeurs de tous les autres oxydes sont à lire sur l'axe 1 à gauche.*

[51] Ce paragraphe ne parlera que des analyses retenues en vue de la datation. De nombreux points qui ne correspondent pas à une composition de monazite *s.s*. mais à des cheralite, brabantite ou monazite huttonitique *s.l.* on été obtenus mais non utilisés pour la datation.

Tableau VII-7: *Moyenne, écart-type, maximum et minimum des compositions en % poids d'oxydes des cœurs et des bordures des monazites des six échantillons étudiés (la totalité des analyses est présentée en annexe F).*

	n	UO_2	PbO	Nd_2O_3	CaO	P_2O_5	ThO_2	Gd_2O_3	Ce_2O_3	SiO_2	Sm_2O_3	La_2O_3	Y_2O_3	Pr_2O_3
BE3 bords	63	**0.48**	**0.13**	**9.94**	**1.15**	**29.20**	**7.17**	**0.77**	**29.47**	**0.73**	**1.33**	**15.79**	**0.83**	**3.17**
σ		0.42	0.03	0.29	0.41	0.70	0.64	0.29	1.52	0.27	0.27	1.64	0.67	0.10
max		1.86	0.21	10.52	2.06	31.55	8.85	1.43	31.71	1.26	1.84	19.41	2.47	3.36
min		0.07	0.08	9.04	0.53	28.19	5.40	0.29	25.79	0.29	0.87	12.76	0.00	2.92
BE3 cœurs	23	**0.37**	**0.14**	**10.12**	**1.17**	**29.00**	**7.55**	**0.79**	**29.30**	**0.74**	**1.40**	**15.38**	**0.85**	**3.19**
σ		0.14	0.01	0.41	0.20	0.58	0.64	0.14	0.67	0.18	0.15	1.14	0.27	0.09
max		0.81	0.16	10.49	1.37	29.76	8.48	0.97	30.96	1.33	1.60	18.81	1.32	3.33
min		0.06	0.11	8.79	0.55	26.54	6.34	0.30	28.57	0.50	0.89	14.22	0.10	3.04
BR10.1bords	75	**1.37**	**0.14**	**11.37**	**1.30**	**30.01**	**4.95**	**1.68**	**27.25**	**0.18**	**2.24**	**13.19**	**2.22**	**3.27**
σ		0.75	0.03	0.47	0.13	0.45	0.82	0.31	1.17	0.05	0.22	0.98	1.06	0.11
max		2.24	0.19	12.51	1.49	32.19	6.98	2.07	30.29	0.31	2.53	15.57	3.30	3.67
min		0.11	0.08	10.83	0.94	28.30	3.25	0.91	26.13	0.12	1.63	12.29	0.17	3.06
BR10.1cœurs	47	**1.06**	**0.12**	**11.13**	**1.14**	**30.00**	**4.49**	**1.43**	**28.40**	**0.19**	**2.03**	**14.56**	**1.69**	**3.24**
σ		0.85	0.03	0.45	0.15	0.50	1.82	0.37	0.71	0.10	0.33	0.89	1.16	0.11
max		2.10	0.16	12.04	1.48	31.65	7.98	1.89	29.68	0.42	2.41	16.14	3.11	3.46
min		0.11	0.07	10.38	1.01	28.05	2.72	0.69	26.96	0.10	1.36	13.10	0.17	2.96
CE1 bords	58	**0.74**	**0.13**	**11.65**	**1.62**	**29.64**	**7.33**	**1.13**	**28.69**	**0.28**	**2.04**	**13.24**	**0.18**	**3.41**
σ		0.60	0.05	1.19	0.49	0.40	1.74	0.27	1.01	0.13	0.26	0.72	0.17	0.22
max		2.59	0.29	13.01	3.24	30.31	13.12	2.51	30.68	1.12	2.33	14.88	0.65	3.71
min		0.07	0.08	7.78	0.89	27.51	4.57	0.55	25.64	0.16	1.16	12.26	0.00	2.71
CE1 cœurs	53	**0.69**	**0.10**	**12.28**	**0.94**	**29.83**	**4.49**	**1.48**	**28.87**	**0.31**	**2.19**	**14.22**	**1.00**	**3.45**
σ		0.20	0.02	0.55	0.20	0.36	0.63	0.14	0.78	0.12	0.09	0.51	0.90	0.15
max		0.99	0.13	13.27	1.20	30.53	5.69	1.77	31.54	0.83	2.35	15.30	2.78	3.75
min		0.09	0.05	11.28	0.30	28.04	3.09	1.10	27.91	0.14	1.99	13.32	0.00	3.18
CH5 bords	149	**0.38**	**0.12**	**10.88**	**1.23**	**29.35**	**6.76**	**1.01**	**28.91**	**0.50**	**1.65**	**14.61**	**1.11**	**3.26**
σ		0.38	0.03	0.30	0.31	0.43	0.70	0.28	1.27	0.15	0.22	1.19	0.67	0.10
max		2.02	0.22	11.55	2.46	31.26	8.14	1.61	31.02	1.28	2.18	16.89	2.46	3.46
min		0.05	0.08	10.07	0.74	27.18	5.07	0.49	25.73	0.26	1.27	12.03	0.00	2.98
CH5 cœurs	70	**0.49**	**0.13**	**10.92**	**1.25**	**29.40**	**6.79**	**1.23**	**28.26**	**0.54**	**1.83**	**13.92**	**1.61**	**3.26**
σ		0.33	0.01	0.32	0.23	0.56	0.84	0.17	0.69	0.20	0.16	0.81	0.43	0.08
max		1.47	0.16	11.50	2.66	30.71	8.24	1.71	29.96	0.85	2.28	15.70	2.92	3.53
min		0.16	0.10	10.19	0.62	26.79	5.47	0.91	25.99	0.21	1.53	11.80	0.80	3.06
IR1 bords	77	**0.88**	**0.11**	**12.02**	**1.00**	**29.78**	**4.03**	**1.61**	**28.38**	**0.21**	**2.23**	**13.89**	**1.74**	**3.36**
σ		0.39	0.03	0.62	0.21	0.23	0.61	0.21	0.95	0.12	0.24	0.63	0.73	0.12
max		2.85	0.20	13.48	1.64	30.41	5.96	2.45	30.41	1.13	3.14	15.17	2.64	3.68
min		0.17	0.05	10.09	0.59	28.56	1.96	0.95	26.21	0.13	1.96	12.15	0.41	3.14
IR1 cœurs	106	**1.85**	**0.16**	**11.16**	**1.27**	**29.92**	**4.10**	**1.51**	**27.95**	**0.20**	**2.17**	**13.70**	**1.94**	**3.25**
σ		1.50	0.11	1.54	0.76	0.25	2.70	0.23	2.49	0.06	0.24	1.41	0.56	0.27
max		4.43	0.32	13.41	2.39	31.84	7.63	2.21	31.98	0.37	3.35	16.32	3.30	3.67
min		0.35	0.03	8.81	0.36	29.43	0.34	1.12	24.31	0.11	1.75	11.87	0.94	2.73
LE2 bords	52	**0.20**	**0.09**	**12.26**	**0.45**	**28.44**	**5.58**	**1.32**	**29.60**	**1.02**	**2.04**	**13.96**	**1.19**	**3.48**
σ		0.13	0.02	0.47	0.17	0.35	0.58	0.40	1.37	0.14	0.42	1.62	0.63	0.10
max		0.79	0.13	13.34	1.23	29.88	7.11	2.05	31.03	1.23	2.81	15.95	2.43	3.84
min		0.09	0.06	11.60	0.30	27.75	4.35	0.84	26.74	0.36	1.54	10.81	0.56	3.28
LE2 cœurs	66	**0.49**	**0.10**	**12.36**	**1.06**	**29.61**	**5.43**	**1.35**	**28.35**	**0.37**	**2.17**	**13.35**	**1.60**	**3.44**
σ		0.31	0.03	0.33	0.37	0.40	0.82	0.38	1.71	0.17	0.39	1.66	0.75	0.10
max		0.98	0.14	13.05	1.59	30.59	6.77	2.11	31.10	0.94	2.69	16.41	2.92	3.65
min		0.04	0.05	11.76	0.50	28.52	3.87	0.76	26.00	0.16	1.47	11.64	0.56	3.16

VII-4.2.3 Substitutions

Si l'on considère toutes les analyses de monazites, on observe qu'une substitution se produit fréquemment entre la composante monazite et brabantite (voir § VII-2.1.2). En effet les points obtenus se situent majoritairement le long du vecteur de substitution $CaThLnl_{-2}$ (*Figure VII-11 A*), ce qui se traduit également dans la *Figure VII-12* par des points majoritairement alignés le long de l'axe monazite-brabantite.

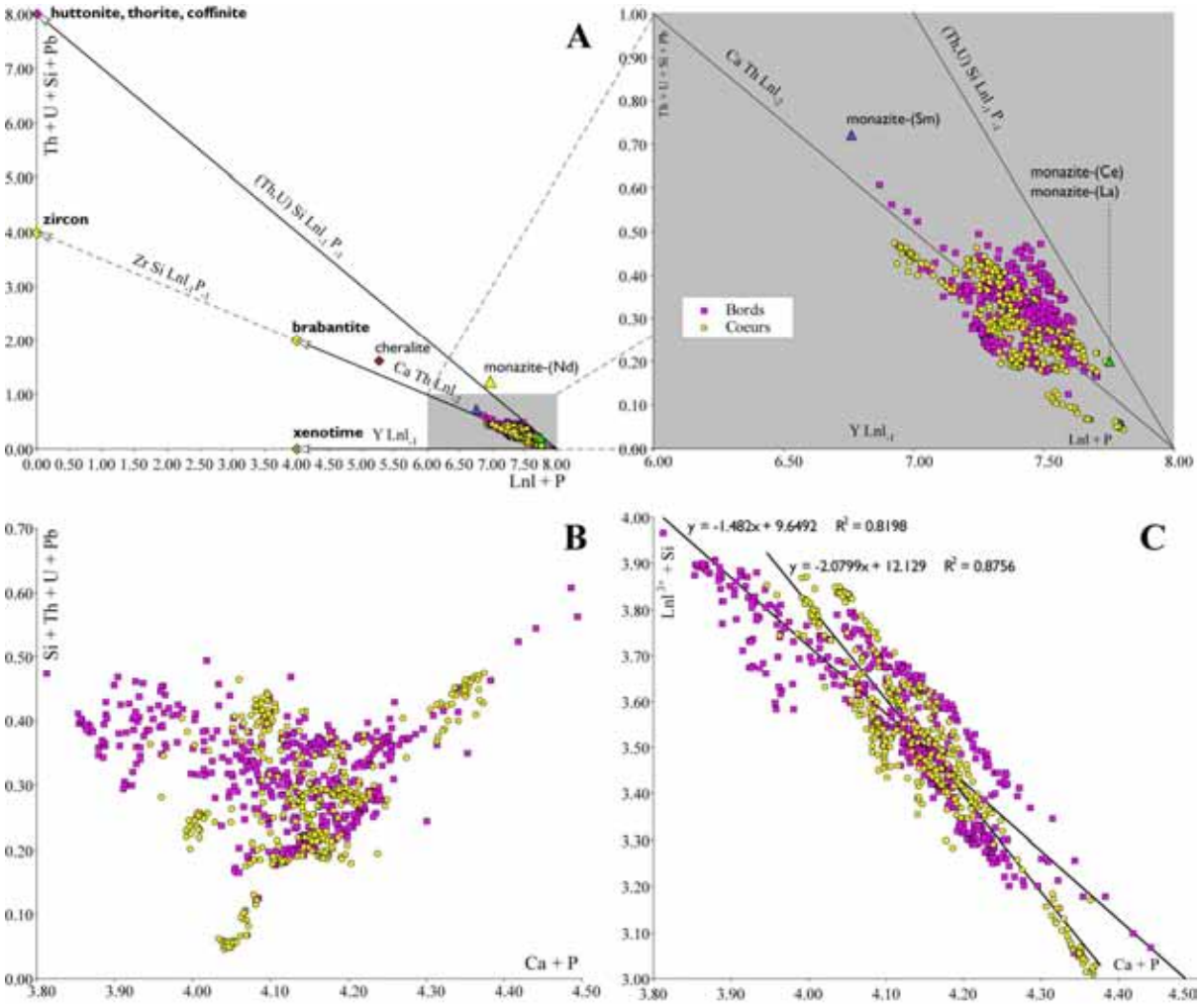


Figure VII-11: *Représentation des différentes substitutions en atomes par unité formulaire opérant dans les monazites étudiées. Les bords sont représentés par les carrés violets, les cœurs par les ronds jaunes. A) Graphique (Th+U+Si+Pb) = f (Lnl+P), modifié d'après Franz et al. (***1996***), avec les principaux vecteurs de substitution : $YLnl_{-1}$, $CaThLnl_{-2}$, $ZrSiLnl_{-1}P_{-1}$ (pointillés) et $(Th,U)SiLnl_{-1}P_{-1}$ représentant respectivement les composantes en xénotime, brabantite + zircon et huttonite (+ thorite, coffinite) dans les monazites analysées. B) Graphique (Th+U+Pb+Si) = f (Ca+P) montrant que la substitution brabantite-huttonite n'intervient pas dans les monazites analysées, quelque soit le massif granitique d'où elles proviennent. C) Graphique (Lnl+Si) = f (Ca+P) qui semble indiquer que cette substitution intervient différemment dans les cœurs et les bordures.*

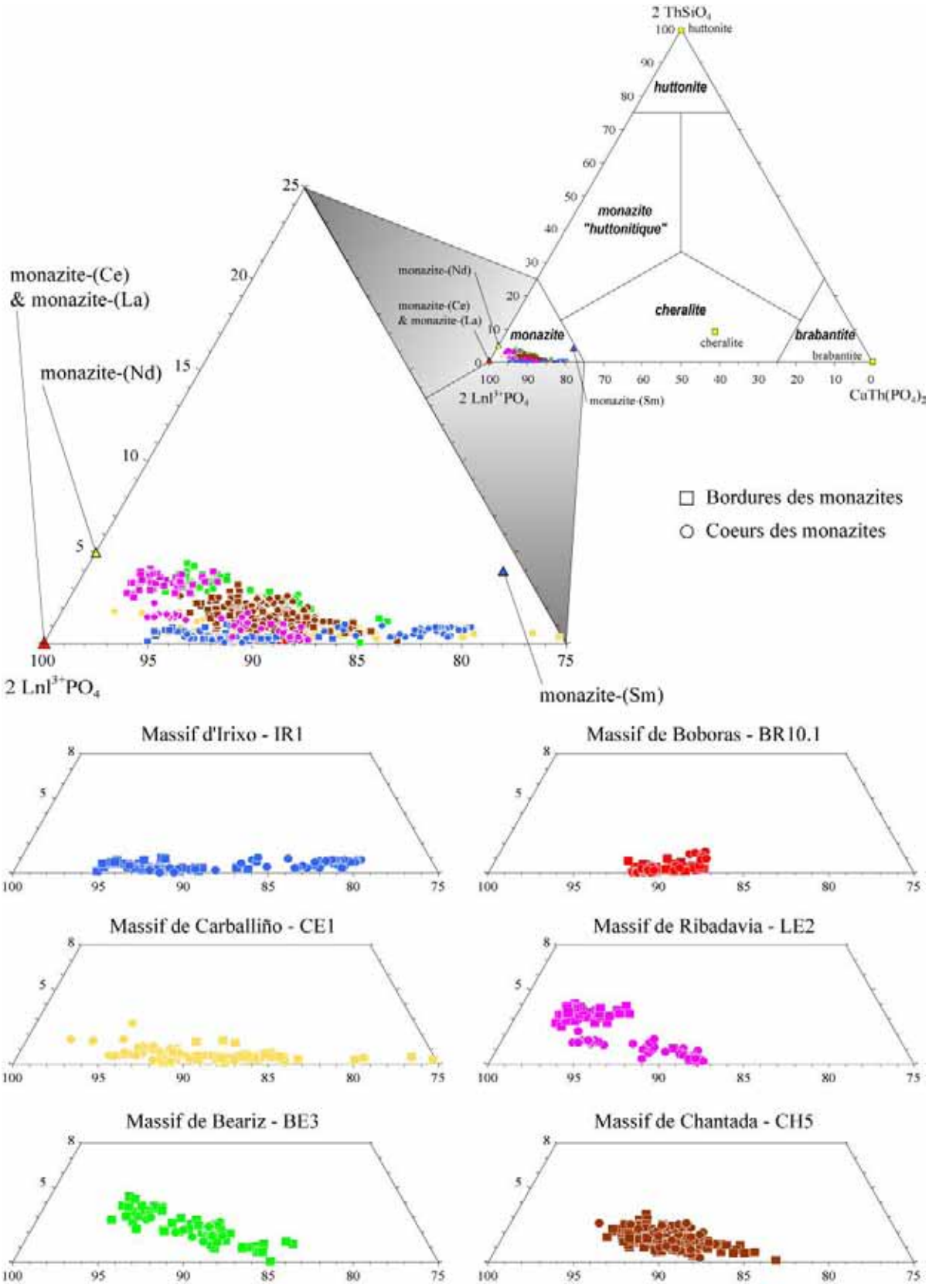


Figure VII-12: *Ensemble des points analysés dans le système ternaire 2 $LnI^{3+}PO_4$ – 2 $ThSiO_4$ – $CaTh(PO_4)_2$ (Bowie & Horne,* **1953***). Les données sont présentées par massif et pour chaque échantillon. Les cœurs des monazites sont figurés par des ronds et les bordures par des carrés.*

Cette domination de la substitution monazite-brabantite a déjà été observée dans les monazites naturelles, que ce soit des monazites de métapelites de différents degrés métamorphiques (*e.g.* Cabella *et al.,* 2001; Franz *et al.,* 1996) ou que de granite (*e.g.* Förster, 1998b). Cela suggère que ce phénomène est plutôt contrôlé par la structure de la monazite plutôt que par la chimie de son environnement de croissance. L'écart entre les compositions naturelles et le vecteur théorique $CaThLnl_{-2}$ s'explique par le fonctionnement des autres substitutions. On remarque cependant que la substitution entre les composantes brabantite et huttonite ne semble pas fonctionner dans nos échantillons (absence d'anti-corrélation, *Figure VII-11 B*). Ce point a également été observé par Förster (1998b) dans des granites d'Allemagne.

D'autres substitutions interviennent respectivement dans les cœurs et dans les bordures des monazites, de tous les échantillons. Deux tendances sont observées. Les cœurs des monazites sont globalement plus proches du vecteur $CaThLnl_{-2}$ que les bordures (*Figure VII-11 A*). Ceci semble s'expliquer par le fait que la substitution entre les composantes Brabantite et Cheralite s'opère différemment dans les cœurs et les bordures des monazites ainsi que le montre la *Figure VII-11 C*. Le report des points dans le système ternaire monazite-brabantite-huttonite (*Figure VII-12*) permet d'observer les différences de substitutions et de chimie. Ce graphique montre également que les substitutions qui interviennent dans les bordures et les cœurs et donc les chimies respectives sont différentes. Il permet en plus d'observer que les bordures des monazites des granodiorites *s.l.* (G1 et G4) se distinguent des bordures des monazites des granites à 2 micas (G2 et G3) par leur plus grande richesse en composante huttonitique.

VII-4.3 Conclusions sur la caractérisation des monazites

L'étude texturale et chimique des monazites issues des différents massifs granitiques permet de dégager les points suivants :

- Quelque soit la composition du granite hôte, il s'agit toujours de monazites-(Ce) presque systématiquement zonées et montrant sur les clichés MEB deux domaines concentriques principaux, c'est-à-dire un cœur et une bordure. Ces deux domaines principaux présentent très souvent une géométrie et une texture différente. On peut ainsi identifier systématiquement plusieurs populations de grains de monazites de morphologie et/ou de texture différente au sein d'un même échantillon. Les éléments chimiques, présents dans la monazite, qui varient de façon la plus significative sont majoritairement le thorium, l'uranium et l'yttrium. L'yttrium est l'élément qui marque

de la façon la plus nette et la plus constante la présence de deux domaines différents dans la majorité des grains étudiés. Sur les traversées chimiques, le coeur de la majorité des grains est globalement à teneurs plus constantes que les bordures qui montrent une évolution, progressive ou brutale, de la teneur en yttrium. Le mécanisme de substitution dominant est la substitution monazite-brabantite dans tous les échantillons, mais ce phénomène semble lié à la structure de la monazite. De même qu'il existe une différence dans les profils de teneurs en yttrium entre les cœurs et les bordures des grains, il existe des différences dans le fonctionnement des substitutions entre les cœurs et les bordures des grains pour l'ensemble des échantillons.

- Suivant la composition du granite hôte, la morphologie des monazites semble évoluer. Ainsi, les monazites des granites du groupe des granodiorites *s.l.* (G1 et G4) sont souvent automorphes et présentent une bordure à bandes de croissance. Inversement les monazites des leucogranites à deux micas (G2) sont largement ovoïdes à bordures globalement homogènes. Assez logiquement, les granites de composition intermédiaire G3 (Boborás ou Irixo) comportent des monazites à caractéristiques mixtes. De la même façon, le profil de composition en yttrium de la bordure des grains issus des granitoïdes G1 et G4 présentent de grandes similarités avec des profils en « V » inversés (évolution de composition progressive) alors que ces mêmes profils dans les leucogranites G2 sont plutôt en « U » avec des variations importantes et brutales.

- Dans tous les cas, il faut noter que l'influence de la composition du granite hôte sur la monazite, en terme de morphologie, de texture et de chimie, se marque toujours par les caractéristiques de la bordure des grains et pas sur celles des cœurs des grains.

VII-5 Méthode de datation « chimique » sur monazite à la microsonde électronique

VII-5.1 Base théorique

Cette méthode de datation est basée sur les désintégrations radioactives du thorium et de l'uranium qui produisent du plomb radiogénique stable à l'issue d'une chaîne complexe de désintégrations successives. Cette désintégration entraîne la transformation par unité de temps d'un élément radioactif père en un élément fils. Le taux de transformation est proportionnel

au nombre d'atomes pères présents. Cette désintégration est décrite par la loi de la radioactivité que l'on peut écrire de la façon suivante :

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N \qquad \textbf{(7)}$$

avec N le nombre d'atomes d'élément radioactif père, dN/dt, le taux instantané de transformation et λ la constante radioactive caractéristique de l'élément radioactif père.

En intégrant l'équation (7), elle devient :

$$N_t = N_0 e^{-\lambda t} \qquad \textbf{(8)}$$

avec N_0 le nombre d'atomes d'élément radioactif père à $t = 0$, N_t le nombre d'atomes d'élément radioactif père à l'instant t.

Le nombre N_0 d'atomes d'élément radioactif père à $t = 0$ n'est évidemment pas déterminable à un instant t. Par contre à un instant t, il est possible de mesurer la quantité N_t^* d'élément fils produit et la quantité N_t d'élément radioactif père restant. On a donc l'égalité suivante :

$$N_0 = N_t + N_t^* \qquad \textbf{(9)}$$

et en combinant l'équation (8) avec l'égalité (9) on obtient :

$$N_t^* = N_t\left(e^{\lambda t} - 1\right) \qquad \textbf{(10)}$$

Cette équation (10) peut être réécrite de la façon suivante :

$$t = \frac{1}{\lambda}\ln\left(\frac{N_t^*}{N_t} + 1\right) \qquad \textbf{(11)}$$

Cette équation (11) permet ainsi d'obtenir l'âge de formation d'un milieu à partir de la détermination du rapport entre le nombre d'atomes d'élément fils et le nombre d'atomes d'élément radioactif père à un instant t. Pour pouvoir appliquer cette équation, les deux points suivants doivent être respectés :

- il faut que le système soit resté chimiquement clos, c'est-à-dire sans perte ou ajout d'atomes d'élément père ou fils en dehors de ceux produit par la désintégration.
- il faut pouvoir déterminer la quantité d'éventuels atomes d'élément fils initialement présents lors de la fermeture chimique du milieu.

VII-5.2 Application au système Th-U-Pb

Ainsi que cela a été détaillé précédemment, la monazite contient des quantités notables de thorium et d'uranium. L'uranium possède deux isotopes radioactifs ^{238}U et ^{235}U, le thorium est constitué du seul isotope radioactif ^{232}Th. Ces trois isotopes se désintègrent successivement en de nombreux autres éléments radioactifs à durée de vie relativement courte

par rapport à la gamme d'âges qui nous intéresse (≥ 300 Ma). On considère donc que les périodes de désintégration de tous les isotopes radioactifs intermédiaires sont négligeables par rapport aux trois réactions de désintégration principales. Ces dernières peuvent alors être simplifiées comme tel:

- $^{238}U \rightarrow {}^{206}Pb$ avec la constante de désintégration $\lambda_{238} = 1{,}55125\ 10^{-10}.an^{-1}$
- $^{235}U \rightarrow {}^{207}Pb$ avec la constante de désintégration $\lambda_{235} = 9{,}8485\ 10^{-10}.an^{-1}$
- $^{232}Th \rightarrow {}^{208}Pb$ avec la constante de désintégration $\lambda_{232} = 4{,}9475\ 10^{-11}.an^{-1}$

Les analyses isotopiques classiquement réalisées visent donc à mesurer les différents rapports isotopiques afin de les reporter notamment sur des diagrammes de type concordia [($^{207}Pb/^{235}U$) *versus* ($^{206}Pb/^{238}U$)] afin d'obtenir l'âge du minéral. La microsonde électronique ne permettant pas de mesurer les rapports isotopiques, l'approche va être différente mais cette méthode repose sur les mêmes fondements que les méthodes isotopiques.

VII-5.3 Méthode chimique non isotopique

VII-5.3.1 Age ponctuel

Méthode de calcul

La microsonde nous permet de mesurer les teneurs totales en thorium, uranium et plomb. Il est possible, à partir de l'équation (10) appliquée au système Th-U-Pb d'écrire le plomb total (Pb_t) mesuré à la microsonde électronique de la façon suivante (Suzuki & Adachi, 1991):

$$Pb_t(ppm) = Pb_0(ppm) + Th(ppm) \times \left(\frac{M_{^{208}Pb}}{M_{^{232}Th}}\right) \times \left(e^{\lambda_{232}t} - 1\right) + U(ppm) \times \left[\left(\frac{M_{^{206}Pb}}{M_{^{238}U}}\right) \times \left(\frac{^{238}U}{^{235}U + ^{238}U}\right) \times \left(e^{\lambda_{238}t} - 1\right) + \left(\frac{M_{^{207}Pb}}{M_{^{235}U}}\right) \times \left(\frac{^{235}U}{^{235}U + ^{238}U}\right) \times \left(e^{\lambda_{235}t} - 1\right)\right] \quad \textbf{(12)}$$

M représente la masse atomique de l'isotope en indice. Sachant que le rapport actuel $^{235}U/^{238}U$ est constant et égal à 1/137,88, les rapports $\alpha = {}^{238}U/(^{235}U+^{238}U)$ et $\beta = {}^{235}U/(^{235}U+^{238}U)$ sont alors respectivement de $\alpha = 0{,}9928$ et $\beta = 0{,}0072$. Comme nous avons vu précédemment que le plomb initial (Pb_0) contenu dans la monazite n'est pas nul mais négligeable devant le plomb total (Pb_t) et que Th et U sont également mesurés à la microsonde, tous les termes de l'équation (12) à part *t* sont connus. Il va donc être possible de déterminer *t*. Le calcul de l'âge ponctuel *t* (calculé en millions d'années) est réalisé par calcul itératif.

Incertitude et conditions analytiques

Le calcul approché de l'erreur sur l'âge *t* obtenu s'effectue à partir du développement limité de $e^{\lambda t} \approx 1 + \lambda t$, ce qui conduit à $\Delta t = \frac{\Delta t}{t} t$ avec :

$$\frac{\Delta t}{t} = \frac{\Delta Pb}{Pb} + \frac{\Delta Th \times \left(\frac{M_{^{208}Pb}}{M_{^{232}Th}}\right) \times \lambda_{232} + \Delta U \times \left[\alpha \times \left(\frac{M_{^{206}Pb}}{M_{^{238}U}}\right) \times \lambda_{238} + \beta \times \left(\frac{M_{^{207}Pb}}{M_{^{235}U}}\right) \times \lambda_{235}\right]}{Th \times \left(\frac{M_{^{208}Pb}}{M_{^{232}Th}}\right) \times \lambda_{232} + U \times \left[\alpha \times \left(\frac{M_{^{206}Pb}}{M_{^{238}U}}\right) \times \lambda_{238} + \beta \times \left(\frac{M_{^{207}Pb}}{M_{^{235}U}}\right) \times \lambda_{235}\right]}$$

Les erreurs absolues ΔTh, ΔU et ΔPb sur les mesures de Th, U et Pb sont fonctions des incertitudes de mesure de la microsonde électronique et des conditions analytiques. Les monazites ont été analysées sur une microsonde électronique Cameca SX50 du Laboratoire commun BRGM-CNRS-Université d'Orléans. Le programme utilisé bénéficie de l'importante expérience et des mises au point de A. Cocherie (BRGM) et collaborateurs, des analystes O. Rouer (ISTO) et C. Gilles (BRGM). Ce programme a été optimisé en termes de choix de standards, de temps de comptage et de sélection de raies caractéristiques afin d'éviter au maximum les phénomènes d'interférences importants dans l'analyse des Terres Rares et d'optimiser le rendement quantitatif de chaque élément. La tension d'accélération a été fixée à 20 kV et l'intensité de courant du faisceau d'électrons à 100 nA. Les temps de comptage (indiqués en temps pic + fond, avec temps de comptage sur le fond égal à la moitié de celui sur le pic) sont pour le plomb de 240s (temps de 160s sur le pic + 80s sur le fond), pour l'uranium de 200s et pour le thorium de 40s. Les temps de comptage sur les autres éléments sont également de 40s. Les paramètres d'analyse sont donnés dans le *Tableau VII-8*. Avec les conditions utilisées, la limite de détection de Th, U et Pb est ainsi de 150 ppm (Cocherie & Albarede, 2001).

Les erreurs relatives pour chaque élément analysé (*e.g.* ΔU/U) sont fonction des teneurs en ces éléments dans la monazite. Nous avons vu notamment que U et Th variaient beaucoup dans les monazites. Lorsque les teneurs sont importantes, l'erreur relative peut alors être très faible et ne rend alors pas compte des erreurs liées à l'appareillage analytique (dérives, effet de matrice, etc.). Pour éviter ce phénomène on fixe arbitrairement l'erreur relative comme ne pouvant pas être inférieure à 2 %[52]. Cette valeur arbitraire a été validée par

[52] Une discussion et un exemple détaillé de la raison de l'attribution de cette valeur de 2 % se trouve dans la thèse de Be Mezeme (2005).

de nombreuses datations réalisées à Orléans en 8 ans (Be Mezeme, 2005 ; Be Mezeme *et al.*, 2005, 2006 ; Cocherie & Albarede, 2001 ; Cocherie *et al.*, 1998, 2001 & 2005).

VII-5.3.2 Moyenne pondérée

La microsonde électronique nous permet d'obtenir de très nombreux points d'analyse. Comme vu précédemment, nous pouvons calculer un âge et son incertitude pour chaque point d'analyse. A partir d'une série de données d'âges correspondant à un domaine (cœur ou bordure) il est bien sûr possible de calculer la moyenne des âges et l'incertitude associée. Une autre méthode a été développée par K.R. Ludwig (Berkley Geochronology Center). Il s'agit de calculer un âge à partir de la droite de régression établie sur les âges ponctuels obtenus, pondérés de manière inversement proportionnelle à leur erreur respective. Ce calcul est réalisé grâce à la macro-commande Isoplot/Ex (Ludwig, 1999) sous Microsoft® Excel. Cette méthode présente l'avantage de permettre le rejet de certaines données statistiquement aberrantes par rapport à l'ensemble de la population d'âges d'un domaine. Une valeur de MSWD[53] peut ainsi être calculée pour l'âge obtenu en comparant la dispersion des points par rapport à la droite de régression. Le MSWD est une mesure du rapport entre la dispersion observée des points (par rapport à la droite de régression) et la dispersion attendue (à partir des erreurs absolues et des corrélations d'erreur). Wendt & Carl (1991) ont établi que pour considérer que l'ensemble de la population

Microsonde Cameca SX 50
Laboratoire commun BRGM-CNRS-Université d'Orléans

Elément	Standard	Raie	Cristal analyseur	Temps de comptage
Uranium	UO_2 synthétique	U Mα	PET	200
Plomb	Galène	Pb Mα	PET	240
Neodymium	$NdPO_4$ synthétique	Nd Lα	LIF	40
Calcium	Apatite de Durango	Ca Kα	PET	40
Phosphore	$NdPO_4$ synthétique	P Kα	TAP	40
Thorium	ThO_2 synthétique	Th Mα	PET	40
Gadolinium	$GdPO_4$ synthétique	Gd Lβ	LIF	40
Cerium	$CePO_4$ synthétique	Ce Lα	PET	40
Silicium	Albite d'Amelia	Si Kα	TAP	40
Samarium	$SmPO_4$ synthétique	Sm Lα	LIF	40
Lanthanum	$LaPO_4$ synthétique	La Lα	PET	40
Yttrium	YPO_4 synthétique	Y Lα	TAP	40
Praseodymium	$PrPO_4$ synthétique	Pr Lβ	LIF	40

Tableau VII-8: *Standards utilisés, raies caractéristiques et temps de comptage (en secondes) pour les 13 éléments analysés dans le programme microsonde pour l'analyse des monazites. La tension accélératrice a été fixée à 20 kV, l'intensité du faisceau à 100 nA. Le temps de comptage indiqué correspond à la somme pic plus fond. Pour l'ensemble des analyses, la microsonde a été programmée par Olivier Rouer (ISTO).*

[53] MSWD = Mean Square of Weighted Deviates.

représente un unique évènement il faut que la valeur du MSWD soit inférieure à $1+2\sqrt{\frac{2}{f}}$ [avec f le degré de liberté, f = n (nombre d'âges ponctuels) -1 (pour 1 population unique d'âge)].

VII-5.3.3 Modèle isochrone

Le modèle isochrone consiste en une représentation graphique des points d'analyse visant à ce que la droite de régression, qui détermine l'âge de la population, puisse être considérée comme étant une isochrone.

Isochrone Pb = f(Th)*

Ce premier type de représentation graphique Pb = f(Th*) a été proposé par Suzuki & Adachi (1991). L'idée est de déterminer une quantité $Th_{U\text{-équivalent}}$ qui correspond à la quantité de thorium qu'il aurait fallu en plus pour produire le plomb en réalité issu de la quantité d'uranium mesurée, pendant le temps *t* recherché.

On a ainsi $Th^{*}_{apparent} = Th_{mesuré} + Th_{U\text{-équivalent}}$ et

$$Th^{*} = Th + \left\{ \left(\frac{M_{232_{Th}} \times U}{e^{\lambda_{232} t} - 1} \right) \times \left[\left(\frac{\alpha}{M_{238_U}} \times \left(e^{\lambda_{238} t} - 1 \right) \right) + \left(\frac{\beta}{M_{235_U}} \times \left(e^{\lambda_{235} t} - 1 \right) \right) \right] \right\} \qquad \textbf{(13)}$$

On obtient un graphique dans lequel se répartissent les différents points avec leurs teneurs variables en plomb et thorium. Si la distribution des points est linéaire, si cette droite passe par l'origine[54] et si la quantité de plomb intégrée lors de la cristallisation est négligeable, alors, les points de la population sont cogénétiques et la droite de régression que l'on peut calculer est assimilable à une isochrone. L'âge correspondant à la population peut être déduit de la pente de la droite de régression.

Isochrone Th/Pb = f(U/Pb)

Un second type de représentation graphique a été proposé par Cocherie & Albarède 2001. L'idée est de diviser l'équation (12) par le plomb, ce qui donne :

$$1 = \frac{M_{208_{Pb}}}{M_{232_{Th}}} \times \frac{Th}{Pb} \times \left(e^{\lambda_{232} t} - 1 \right) + \frac{U}{Pb} \left[\frac{M_{206_{Pb}}}{M_{238_U}} \times \alpha \times \left(e^{\lambda_{238} t} - 1 \right) + \frac{M_{207_{Pb}}}{M_{235_U}} \times \beta \times \left(e^{\lambda_{235} t} - 1 \right) \right] \qquad \textbf{(14)}$$

[54] Th*=0 et Pb=0 plus ou moins l'incertitude de 150 ppm, en Pb et Th, liée aux conditions d'analyse de la microsonde.

Dans le graphique *Th/Pb* = f (*U/Pb*), il s'agit de l'équation d'une droite, de type $\frac{Th}{Pb} = a \times \frac{U}{Pb} + b$, avec une pente *a* fonction de l'âge. La pente, et donc l'âge, sont donnés par :

$$a = \frac{\frac{M_{^{206}Pb}}{M_{^{238}U}} \times \alpha \times \left(e^{\lambda_{238} t} - 1\right) + \frac{M_{^{207}Pb}}{M_{^{235}U}} \times \beta \times \left(e^{\lambda_{235} t} - 1\right)}{\frac{M_{^{208}Pb}}{M_{^{232}Th}} \times \left(e^{\lambda_{232} t} - 1\right)} \qquad \textbf{(15)}$$

Dans ce type de représentation, les rapports Th/Pb et U/Pb sont exprimés en pourcent. Ainsi les erreurs sur les rapports sont également exprimées en pourcent. Comme les erreurs sont corrélées, l'enveloppe d'erreur sur chaque point est représentée par une ellipse.

Les erreurs sur les rapports Th/Pb et U/Pb sont données par :

$$\sigma_{\frac{Th}{Pb}} = \sqrt{\sigma_{Th}^{\ 2} + \sigma_{Pb}^{\ 2}} \qquad \textbf{(16)} \qquad\qquad \sigma_{\frac{U}{Pb}} = \sqrt{\sigma_{U}^{\ 2} + \sigma_{Pb}^{\ 2}} \qquad \textbf{(17)}$$

Les erreurs absolues ΔU, ΔTh et ΔPb n'étant pas corrélées on a Cov(U,Th), Cov(U,Pb) et Cov(Th,Pb) qui sont égales à zéro, et le coefficient de corrélation entre les erreurs sur U/Pb et Th/Pb est donné par :

$$\rho_{\frac{U}{Pb},\frac{Th}{Pb}} = \frac{(\sigma_{Pb})^2}{\sqrt{\left[(\sigma_U)^2 + (\sigma_{Pb})^2\right] \times \left[(\sigma_{Th})^2 + (\sigma_{Pb})^2\right]}} \qquad \textbf{(18)}$$

L'intersection de la droite de régression avec l'axe Th/Pb est uniquement fonction de l'âge Th/Pb. Il en est de même pour l'axe U/Pb. Les différents points obtenus ont des teneurs en Th et U variables, et s'ils sont cogénétiques les 2 intersections de la droite de régression (établie sur la population) avec les 2 axes doivent donner des âges identiques en tenant compte des barres d'erreur. Les intersections sont données par :

$$\left(\frac{Th}{Pb}\right)_0 = \frac{1}{\frac{M_{^{208}Pb}}{M_{^{232}Th}} \times \left(e^{\lambda_{232} t} - 1\right)} \qquad \textbf{(19)}$$

et :

$$\left(\frac{U}{Pb}\right)_0 = \frac{1}{\frac{M_{^{206}Pb}}{M_{^{238}U}} \times \alpha \times \left(e^{\lambda_{238} t} - 1\right) + \frac{M_{^{207}Pb}}{M_{^{235}U}} \times \beta \times \left(e^{\lambda_{235} t} - 1\right)} \qquad \textbf{(20)}$$

Pour vérifier que l'on peut effectivement assimiler la droite de régression obtenue à une isochrone vraie, on trace une isochrone théorique d'âge correspondant à celui calculé. La droite de régression doit être parallèle à l'isochrone théorique (pentes identiques). Si la droite

de régression peut être considérée comme une isochrone, les âges sont identiques sur cette droite. Chaque point du diagramme correspondant à un âge unique, on va avoir tout intérêt à calculer l'âge moyen de la population au barycentre de la population, là où l'erreur est la plus faible. On va donc déterminer l'intervalle de confiance le long de la droite de régression. Cet intervalle est matérialisé sous forme de deux hyperboles qui encadrent la droite de régression définissant ainsi une enveloppe d'erreur. L'équation qui donne le calcul d'erreur le long de la droite de régression est la suivante (Ludwig, 1980):

$$\frac{Th}{Pb} = I + a \times \frac{U}{Pb} \pm \sqrt{\Delta I^2 + \Delta a^2 \times \frac{U}{Pb} \times \left(\frac{U}{Pb} - 2 \times \left(\frac{U}{Pb} \right)_{bar} \right)} \qquad \textbf{(21)}$$

Avec $I = (Th/Pb)_0$ et a = pente de la droite de régression.

Il faut enfin calculer les coordonnées du point $[(U/Pb)_{bar} ; (Th/Pb)_{bar}]$ localisé sur la droite de régression et à l'endroit où l'enveloppe d'erreur est la plus resserrée. La procédure de détermination de ce point a été définie par Ludwig (1998) qui a réalisé un algorithme qui calcule une moyenne pondérée tout en minimisant la somme S des carrés des N résiduelles des erreurs pondérées. S est égal à :

$$S = \sum \frac{A_i^2 + B_i^2 - 2A_i B_i \rho_{X_i Y_i}}{1 - \rho^2_{X_i Y_i}} \qquad \textbf{(22)}$$

A_i et B_i sont les résiduelles des erreurs pondérées. $A_i = (X_i - X_{bar})/\sigma_{Xi}$ et $B_i = (Y_i - Y_{bar})/\sigma_{Yi}$. $\rho_{Xi,Yi}$ est la corrélation d'erreurs entre chaque X_i et Y_i, avec $\rho_{Xi,Yi} = Cov(X_i,Y_i)/(\sigma_{Xi}\sigma_{Yi})$.
On obtient le point recherché $[(U/Pb)_{bar} ; (Th/Pb)_{bar}]$ par la résolution simultanée des équations qui résultent de la dérivation de l'équation (22) en minimisant S, ce qui est bien la recherche du barycentre de la population sur la droite de régression. L'incertitude du point obtenu est alors donnée par l'équation (21).

L'intérêt de cette deuxième méthode isochrone est double car :

i) Le fait que deux âges indépendants doivent donner un résultat identique est une excellente vérification du résultat.

ii) L'incertitude sur l'âge est bien plus petite que celle obtenue avec la première méthode isochrone.

VII-6 Résultats

VII-6.1 Démarche suivie

Ainsi que cela a été présenté dans le point VII-4 ci-dessus, les analyses ont été réalisées en fonction des différents types de grain et de leur géométrie, pour chaque échantillon. Cette caractérisation a naturellement conduit a éliminer tous les points présentant des anomalies que ce soit à partir des clichés MEB (points situés sur des « trous » sur les clichés MEB) ou au niveau du résultat de l'analyse microsonde (problèmes de bouclage, compositions ne correspondant pas à une monazite *s.s.*, *etc*.). Une partie de se travail, réalisé grain par grain est présenté en annexe E.

La caractérisation minéralogique des monazites nous a conduit clairement à subdiviser l'ensemble des points analysés sur chaque échantillon en deux populations, une de « cœurs », et la seconde de « bordures ». Ainsi que détaillé précédemment, ce travail de caractérisation pour chaque grain a été réalisé essentiellement à partir des profils de zonation yttrium et dans une moindre mesure des zonations des autres éléments comme Th, U, Ce, etc. La séparation des populations pour chaque grain est présentée en annexe E, ainsi, chacun des 6 échantillons traités a été séparé en 2 populations (correspondant à 12 populations au total).

Pour chaque population, les âges ponctuels ont été calculés sous Microsoft® Excel grâce à la macro-commande EPMA Dating version 1.00 (Pommier *et al.*, 2002) qui permet d'automatiser la grande masse de calculs utilisant les équations et la démarche vues précédemment. L'ensemble des points d'analyse et les âges ponctuels calculés sont fournis en annexe F. A partir des données d'âges ponctuels, un âge est ensuite calculé en utilisant la méthode de moyenne pondérée grâce à la macro-commande Isoplot/Ex version 3.10a (Ludwig, 2003) sous Microsoft® Excel. Plutôt que de retenir l'âge obtenu, cette étape vise surtout à visualiser et supprimer les données statistiquement aberrantes. Les erreurs en pourcent sur les rapports Th/Pb et U/Pb sont ensuite recalculées avec les équations (16) et (17) car cette version de la macro-commande EPMA Dating ne réalise qu'une estimation de ces erreurs.

Le diagramme *Th/Pb = f(U/Pb)*, comportant l'enveloppe d'erreur associée à chaque point (ellipse), la droite de régression et les coordonnées du point de calcul de l'âge $[(U/Pb)_{bar}$;$(Th/Pb)_{bar}]$, sont réalisés par Isoplot/Ex à partir des données précédemment calculées. Les intersections de la droite de régression $[(U/Pb)_0$;$(Th/Pb)_0]$ avec les deux axes sont déterminées par lecture graphique sur le diagramme. Le calcul de l'âge et son incertitude

sont finalement réalisés avec EPMA Dating. Une isochrone théorique calculée avec l'âge obtenu avec la macro-commande EPMA Dating est alors reportée dans le diagramme et comparée avec la droite de régression. Si la droite de régression est similaire à l'isochrone théorique et si les deux âges indépendants Th/Pb et U/Pb sont identiques dans leurs marges d'erreur, la droite de régression peut alors être considérée comme une isochrone et l'âge obtenu est validé.

VII-6.2 Ages

Ech.	Nb. Gr.	n	Moyenne des âges ponctuels			Age par moyenne pondérée			Age isochrone U-Th-Pb									
			Moy.	$2\sigma_m$	95% conf.	Age	2 σ	MSWD	Age Th/Pb	2σ+	2σ-	Age U/Pb	2 σ+	2 σ-	Age U-Th-Pb	2 σ	MSWD	MSWD max.
CH5 bords	3	149	328.2	3.6	3.5	327.4	4.5	0.54	333	7	6	325	25	26	**331.3**	**3.4**	0.72	1.23
CH5 coeurs	2	70	338.2	5.1	5.0	336.9	6.3	0.65	343	11	10	332	36	39	**341.2**	**5.7**	0.89	1.34
BE3 bords	4	64	335.9	4.5	4.4	335.7	6.4	0.43	341	11	10	328	34	36	**338.3**	**5.2**	0.58	1.36
BE3 coeurs	3	23	350.1	6.9	6.7	349.0	11.0	0.42	357	29	25	322	144	171	**352.1**	**8.0**	0.66	1.62
CE1 bords	3	58	319.5	4.2	4.1	319.4	5.9	0.40	319	14	13	329	30	32	**321.5**	**4.6**	0.55	1.38
CE1 coeurs	4	53	335.8	6.8	6.6	337.9	8.7	0.57	341	59	44	348	82	112	**343.3**	**9.4**	0.71	1.40
BR10.1 bords	3	75	315.5	4.3	4.2	314.8	5.4	0.56	322	16	14	314	14	15	**317.9**	**4.9**	0.79	1.33
BR10.1 coeurs	3	47	326.0	8.7	8.4	322.8	8.0	0.92	334	14	13	324	14	15	**329.4**	**6.7**	1.20	1.42
IR1 bords	3	77	311.7	6.2	6.1	312.8	6.9	0.64	319	32	27	318	34	41	**318.7**	**5.4**	0.80	1.33
IR1 coeurs	3	106	325.2	8.2	7.9	330.6	3.9	0.57	332	27	23	333	14	17	**332.5**	**4.1**	0.80	1.28
LE2 bords	3	54	298.1	8.0	7.8	298.0	9.3	0.68	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
LE2 coeurs	2	64	291.0	7.2	7.0	293.5	7.5	0.70	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
LE2	3	118	294.2	5.4	5.3	295.3	5.8	0.69	304	12	11	298	40	44	**302.5**	**5.4**	0.82	1.26

Tableau VII-9: *Tableau intégrant l'ensemble des âges obtenus. Pour chaque population, cœur ou bord, sont indiqués : i) le nombre de grains différents dont proviennent les points de la population (Nb. Gr.) ; ii) le nombre n de points d'analyse ; iii) La moyenne des âges ponctuels, l'écart-type (σ_m) de cette moyenne (ou erreur standard), et l'incertitude sur cette moyenne pour un intervalle de confiance contenant 95% de la population ; iv) l'âge obtenu par la méthode de moyenne pondérée avec son incertitude à 2σ et le MSWD ; v) les*

âges Th/Pb et U/Pb et leurs incertitudes respectives à 2σ et l'âge isochrone Th-U-Pb (en gras) avec son incertitude à 2σ, sa valeur de MSWD. La valeur que ce MSWD ne doit pas dépasser est également indiquée.

L'ensemble des âges obtenus est présenté dans le *Tableau VII-9*, la *Figure VII-13* et la *Figure VII-14*, ils sont individuellement discutés ci-dessous.

VII-6.2.1 Echantillon CH5 - Massif GI de Chantada

Cet échantillon composé de 3 grains est divisé en deux populations impliquant respectivement 2 grains pour la population « cœurs » et 3 grains pour la population « bordures ».

Age de la population « bordures » des monazites

Dans le diagramme *Th/Pb = f(U/Pb)*, les rapports U/Pb varient entre 1 et 11 % ce qui entraîne une moins bonne définition de l'âge U/Pb et une plus grande incertitude. C'est naturellement l'inverse pour l'âge Th/Pb. Cependant, les âges Th/Pb (333 +7 -6 Ma) et U/Pb (325 +25 -26 Ma) sont identiques en tenant compte des marges d'erreurs. De plus la droite de régression est pratiquement confondue avec l'isochrone théorique 331 Ma. Nous pouvons donc assimiler la droite de régression obtenue à une isochrone vraie. Ceci nous permet de valider un âge isochrone Th-U-Pb calculé à 331,3 ± 3,4 Ma à partir des bordures des monazites. La valeur du MSWD montre également que cet âge est statistiquement recevable.

Age de la population « cœurs » des monazites

Dans le diagramme *Th/Pb = f(U/Pb)*, les rapports U/Pb varient entre 2 et 10 % environ. Malgré le bon étalement des points, et comme pour la population de bordure, l'âge U/Pb (332 +36 -39 Ma) est moins contraint et son incertitude est plus grande que celle de l'âge Th/Pb (343 +11 -10 Ma). Les deux âges indépendants sont identiques en prenant en compte les marges d'erreurs. La droite de régression calculée est pratiquement confondue avec l'isochrone théorique 341 Ma. Nous pouvons donc considérer la droite de régression comme une isochrone et valider un âge isochrone Th-U-Pb calculé à 341,2 ± 5,7 Ma à partir des cœurs des monazites. La valeur du MSWD montre également que cet âge est statistiquement recevable.

Ces deux populations montrent une différence d'âge de près de 10 Ma, que ce soit sur la moyenne directe des âges ponctuels ou en calculant l'âge par la méthode des moyennes pondérées (*Tableau VII-9*). Même en intégrant les barres d'erreurs respectives, les âges des deux populations ne sont pas superposables.

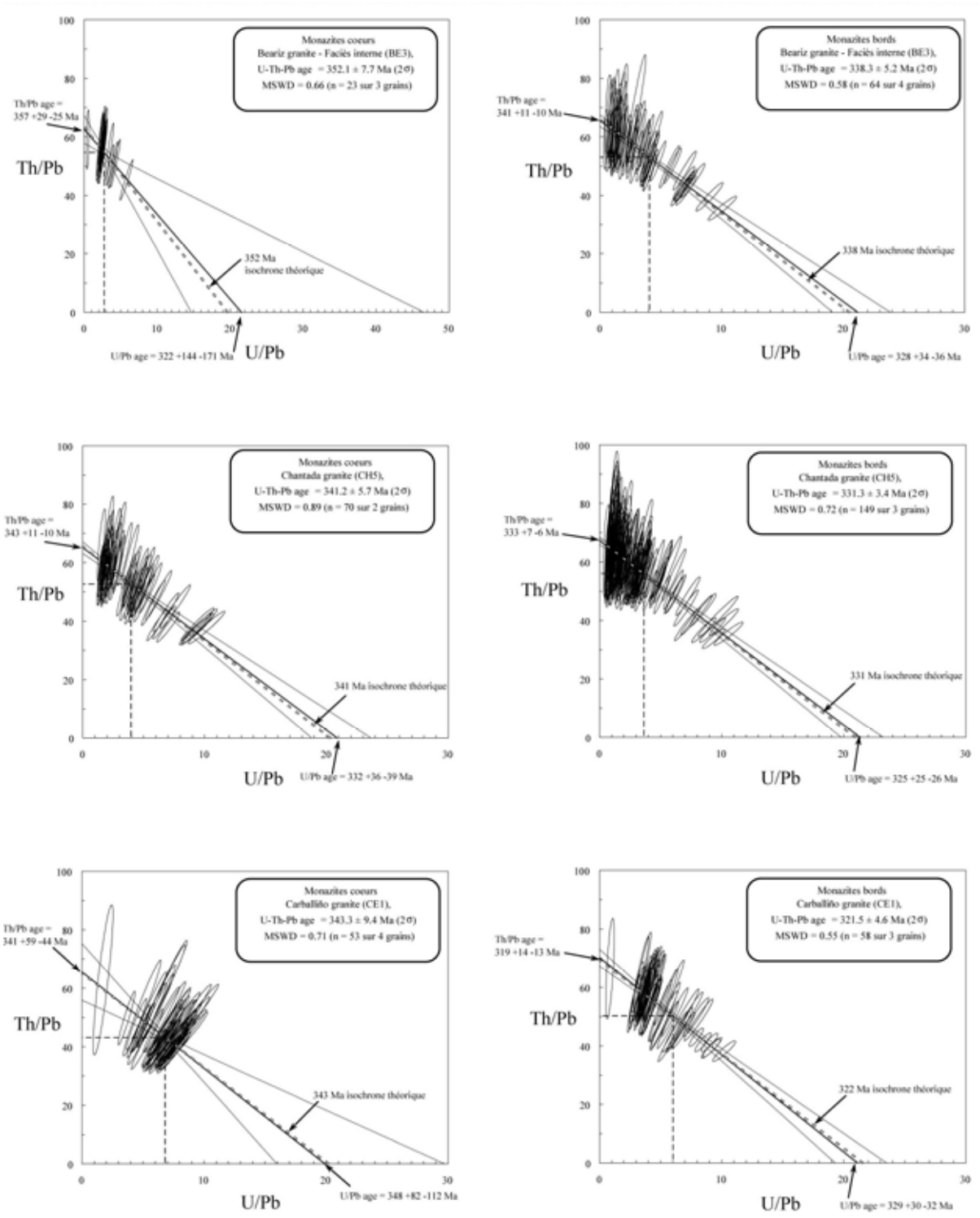


Figure VII-13: *Ages isochrone Th-U-Pb obtenus respectivement sur les cœurs et les bordures des monazites des échantillons BE3 (faciès interne G1 du massif de Beariz), CH5 (massif G1 de Chantada) et CE1 (massif G2 de Carballiño). Pour chaque diagramme, la droite de régression calculée sur la population de points est figurée en trait plein. Le point [$(Th/Pb)_{bar}$;$(U/Pb)_{bar}$] où est calculé l'âge et son incertitude est indiqué par l'intersection des droites verticales et horizontales en pointillé avec la droite de régression. L'isochrone théorique tracée avec la valeur d'âge obtenue est en pointillé. Chaque ellipse marquant l'enveloppe d'erreur d'un point d'analyse est à 2σ.*

VII-6.2.2 Echantillon BE3 - Massif de Beariz - faciès interne GI

Cet échantillon composé de 4 grains est divisé en deux populations impliquant respectivement 3 grains pour la population « cœurs » et 4 grains pour la population « bordures ».

Age de la population « bordures » des monazites

Dans le diagramme *Th/Pb = f(U/Pb)*, les points sont bien répartis, les rapports U/Pb variant entre 1 et 10 %. Comme précédemment, l'âge U/Pb est le moins bien contraint. Les âges Th/Pb (341 +11 -10 Ma) et U/Pb (328 +34 -36 Ma) sont identiques en tenant compte des marges d'erreurs. De surcroît, la droite de régression est pratiquement confondue avec l'isochrone théorique 338 Ma. Nous pouvons donc assimiler la droite de régression obtenue à une isochrone vraie. Ceci nous permet de valider un âge isochrone Th-U-Pb calculé à 338,3 ± 5,2 Ma à partir des bordures des monazites. La valeur du MSWD montre également que cet âge est statistiquement recevable.

Age de la population « cœurs » des monazites

Dans le diagramme *Th/Pb = f(U/Pb)*, les rapports U/Pb varient entre 0,5 et 6 % environ. Comme pour la population de bordure, l'âge U/Pb (322 +144 -171 Ma) est le moins bien défini. Une majorité de points est très regroupée ce qui a pour effet d'augmenter l'incertitude sur l'âge Th/Pb (357 +29 -25 Ma). Ce regroupement des points permet par contre de diminuer fortement l'incertitude au niveau du point de calcul de l'âge. Les deux âges indépendants sont identiques en prenant compte des marges d'erreurs. La droite de régression calculée reste proche de l'isochrone théorique 352 Ma. L'écart le plus important se situe au niveau de l'âge U/Pb, ce qui va dans le sens de son incertitude élévée (voir plus haut). Nous pouvons donc considérer la droite de régression comme une isochrone et valider un âge isochrone Th-U-Pb calculé à 352,1 ± 7,7 Ma à partir des cœurs des monazites. La valeur du MSWD montre également que cet âge est statistiquement recevable.

Ces deux populations montrent une différence d'âge plus forte que précédemment. La moyenne directe des âges ponctuels ou l'âge obtenu par la méthode de moyennes pondérées (*Tableau VII-9*) montrent une population de cœurs plus vieille de 13 à 14 Ma que la population de bordure. En intégrant les barres d'erreurs respectives, les moyennes des âges ponctuels des deux populations ne sont pas superposables. Par contre elles sont superposables au niveau des âges obtenus par la méthode des moyennes pondérées en intégrant les

incertitudes. Cependant cette superposition est uniquement le fait de l'incertitude sur l'âge de la population de cœurs qui est deux fois plus importante que les autres incertitudes.

VII-6.2.3 Echantillon CE1 - Massif G2 de Carballiño

Cet échantillon composé de 4 grains est divisé en deux populations impliquant respectivement 4 grains pour la population « cœurs » et 3 grains pour la population « bordures ».

Age de la population « bordures » des monazites

Dans le diagramme *Th/Pb = f(U/Pb)*, les rapports U/Pb varient entre 1 et 10 %. Les points sont relativement bien étalés. Les âges Th/Pb (319 +14 -13 Ma) et U/Pb (329 +30 -32 Ma) sont identiques en tenant compte des marges d'erreurs. De plus la droite de régression est pratiquement confondue avec l'isochrone théorique 322 Ma. Nous pouvons donc assimiler la droite de régression obtenue à une isochrone vraie. Ceci nous permet de valider un âge isochrone Th-U-Pb calculé à 321,5 ± 4,6 Ma à partir des bordures des monazites. La valeur du MSWD (0,55) montre également que cet âge est statistiquement recevable.

Age de la population « cœurs » des monazites

Dans le diagramme *Th/Pb = f(U/Pb)*, les rapports U/Pb varient entre 2 et 8 % environ. Le regroupement relatif des points a pour effet d'augmenter les incertitudes sur les âges Th/Pb (341 +59- 44 Ma) et U/Pb (348 +82 -112 Ma). Du fait des incertitudes, le critère d'identité des deux âges est affaibli. Ceci est contrebalancé par le fait que la droite de régression établie à partir de la population se superpose parfaitement sur l'isochrone théorique 343 Ma. Il est donc possible de considérer la droite de régression comme une isochrone et valider un âge isochrone Th-U-Pb calculé à 343,3 ± 9,4 Ma à partir des cœurs des monazites. La faible incertitude de cet âge par rapport aux deux âges indépendants est précisément le résultat du regroupement relatif des points. La valeur du MSWD (0,71) est en accord avec une validation statistique de cet âge.

Ces deux populations montrent une différence d'âge encore plus forte que précédemment. La moyenne directe des âges ponctuels ou l'âge obtenu par la méthode de moyennes pondérées (*Tableau VII-9*) montrent une population de cœurs plus vieille de 16 à 18 Ma que la population de bordure. En intégrant les barres d'erreurs respectives, les moyennes des âges ponctuels des deux populations ne sont pas superposables.

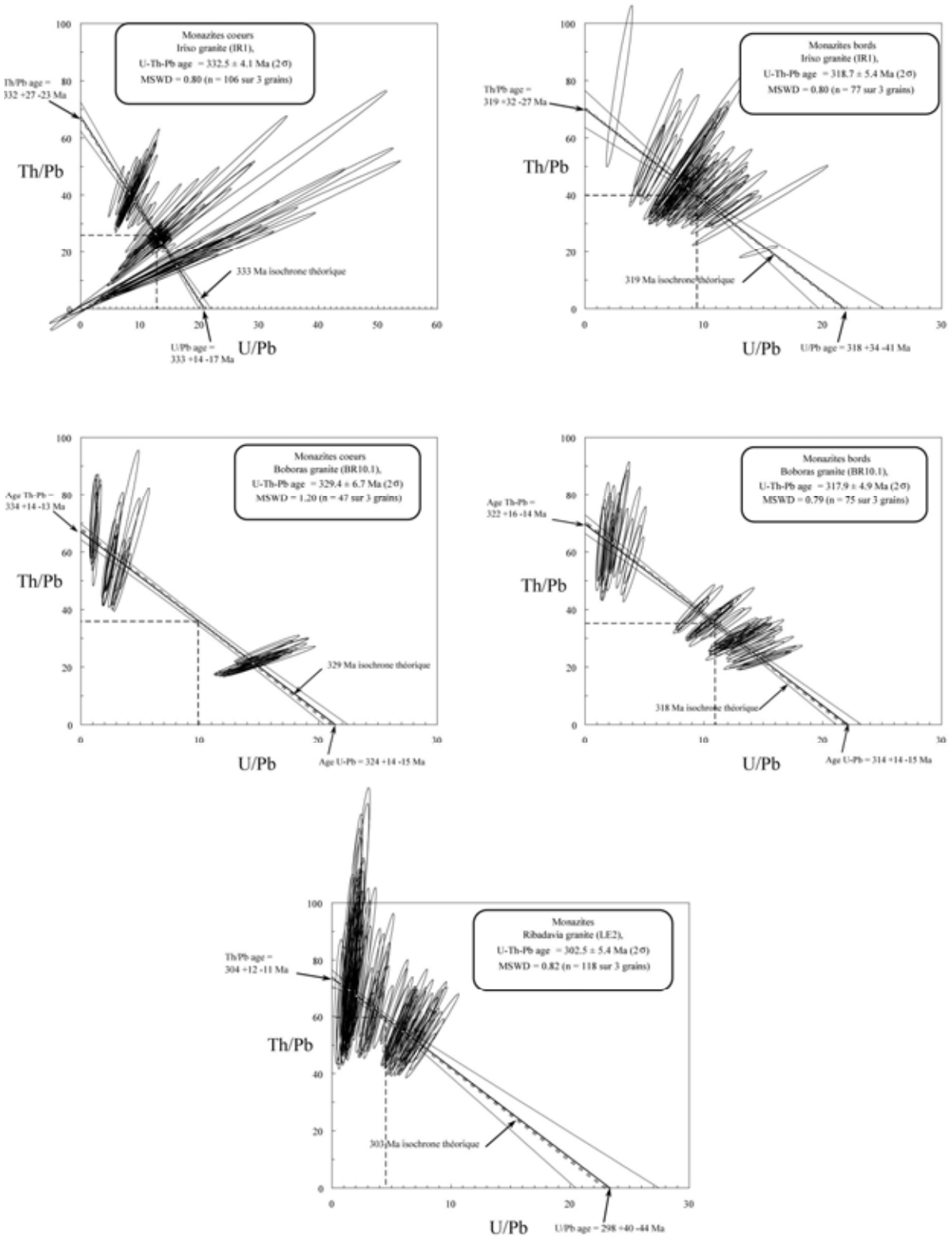


Figure VII-14: *Ages isochrone Th-U-Pb obtenus respectivement sur les cœurs et les bordures des monazites des échantillons IR1 (Massif G3 d'Irixo) et BR10.1 (massif G3 de Boborás). L'âge de l'échantillon LE2 (Massif G4 de Ribadavia) a été calculé avec les deux populations de cœurs et de bordures (cf. le texte). Pour les conventions de représentation graphique, voir la légende de la figure précédente.*

VII-6.2.4 Echantillon IR1 – Massif G3 d'Irixo

Cet échantillon composé de 3 grains est divisé en deux populations impliquant respectivement 3 grains pour la population « cœurs » et 3 grains pour la population « bordures ».

Age de la population « bordures » des monazites

Dans le diagramme *Th/Pb = f(U/Pb)*, les rapports U/Pb varient essentiellement entre 5 et 13 %, avec deux valeurs plus éloignées à 2 et 15%. Les points sont relativement bien étalés. Les âges Th/Pb (319 +32 -27 Ma) et U/Pb (318 +34 -41 Ma) sont pratiquement identiques. De plus la droite de régression est confondue avec l'isochrone théorique 319 Ma. Nous pouvons donc assimiler la droite de régression obtenue à une isochrone vraie. Ceci nous permet de valider un âge isochrone Th-U-Pb calculé à 318,7 ± 5,4 Ma à partir des bordures des monazites. La valeur du MSWD (0,80) montre aussi que cet âge est statistiquement recevable.

Age de la population « cœurs » des monazites

Dans le diagramme *Th/Pb = f(U/Pb)*, les rapports U/Pb varient entre 6 et 16 % environ avec une bonne distribution des points. Les âges Th/Pb (332 +27 -23 Ma) et U/Pb (333 +14 -17 Ma) sont pratiquement identiques. La droite de régression est confondue avec l'isochrone théorique 333 Ma. Nous pouvons donc assimiler la droite de régression obtenue à une isochrone vraie. Ceci nous permet de valider un âge isochrone Th-U-Pb calculé à 332,5 ± 4,1 Ma à partir des coeurs des monazites. La valeur du MSWD (0,80) montre que cet âge est recevable statistiquement.

Ces deux populations montrent également une différence d'âge. La moyenne directe des âges ponctuels ou l'âge obtenu par la méthode de moyennes pondérées (*Tableau VII-9*) montrent une population de cœurs plus vieille de 13 à 18 Ma que la population de bordure. En intégrant les barres d'erreurs respectives, les moyennes des âges ponctuels des deux populations ne sont pas superposables.

VII-6.2.5 Echantillon BR10.1 – Massif G3 de Boborás

Cet échantillon composé de 3 grains est divisé en deux populations impliquant respectivement 3 grains pour la population « cœurs » et 3 grains pour la population « bordures ».

Age de la population « bordures » des monazites

Dans le diagramme *Th/Pb = f(U/Pb)*, les rapports U/Pb se répartissent en deux groupes variant essentiellement entre 2 et 4 % pour le premier et 9 et 15 % pour le second. Ce type de distribution conduit à bien contraindre les âges Th/Pb (322 +16- 14 Ma) et U/Pb (314 +14 -15 Ma) et leurs incertitudes respectives. Ces deux âges indépendants sont identiques en prenant en compte les marges d'erreurs. La droite de régression est pratiquement confondue avec l'isochrone théorique 318 Ma. Nous pouvons donc assimiler la droite de régression obtenue à une isochrone vraie. Ceci nous permet de valider un âge isochrone Th-U-Pb calculé à 317,9 ± 4,9 Ma à partir des bordures des monazites. La valeur du MSWD (0,79) montre aussi que cet âge est statistiquement recevable.

Age de la population « cœurs » des monazites

Dans le diagramme *Th/Pb = f(U/Pb)*, les rapports U/Pb se présentent en deux groupes variant respectivement entre 1-4 % et 15-16 % environ. Les âges Th/Pb (334 +14 -13 Ma) et U/Pb (324 +14 -15 Ma) sont comme précédemment bien contraints avec de relativement petites incertitudes. La droite de régression est très proche de l'isochrone théorique 329 Ma. Nous pouvons donc assimiler la droite de régression obtenue à une isochrone vraie. Ceci nous permet de valider l'âge isochrone Th-U-Pb calculé à 329,4 ± 6,7 Ma à partir des coeurs des monazites. La valeur du MSWD (1,20) montre que cet âge est recevable statistiquement. L'incertitude est plus importante que pour d'autres échantillons car le point de calcul de l'âge est situé entre les 2 groupes de points (voir *Figure VII-14*).

Ces deux populations montrent une différence d'âge. La moyenne directe des âges ponctuels ou l'âge obtenu par la méthode de moyennes pondérées (*Tableau VII-9*) montrent une population de cœurs plus vieille de 8 à 11 Ma que la population de bordures. En intégrant les barres d'erreurs respectives, les moyennes des âges ponctuels des deux populations sont superposables, mais cela est uniquement dû à l'importante incertitude sur l'âge de la population de cœurs. En effet, en calculant un âge par ces méthodes « directes » l'incertitude est de ± 8 à ± 8,7 Ma. Malgré cette superposition nous considérons que l'écart d'âges est suffisamment important pour justifier le traitement individuel de ces deux populations. De plus, cet écart est du même ordre de grandeurs que celui d'autres échantillons présentés précédemment et comportant par contre des incertitudes sur l'âge du cœur plus faible (exemple : CH5).

VII-6.2.6 Echantillon LE2 – Massif G4 de Ribadavia

Cet échantillon composé de 3 grains est divisé en deux populations impliquant respectivement 2 grains pour la population « cœurs » et 3 grains pour la population « bordures ».

Les deux populations de cet échantillon montrent un résultat très différent des précédents : i) la moyenne directe des âges ponctuels ou l'âge obtenu par la méthode de moyennes pondérées (*Tableau VII-9*) donnent un résultat inverse à celui attendu. En effet la population de cœurs est plus jeune de 5 à 7 Ma que la population de bordures ; ii) l'intégration des barres d'erreurs respectives conduit les moyennes des âges ponctuels des deux populations à se chevaucher complètement. Cela signifie donc que les deux populations ont le même âge. Ceci nous a donc conduit à ne calculer qu'un seul âge par la méthode isochrone Th-U-Pb sur l'ensemble des deux populations. Il est à noter que cet échantillon est le seul à présenter cette particularité, que l'on peut vraisemblablement relier à des phénomènes de dissolution/recristallisation des cœurs visibles notamment sur les clichés MEB (voir partie VII-4.2.1, ci-dessus). Au second ordre, certains grains montrent une bordure à profil en " V " inversé progressif (e.g. BE3-gr16) alors que d'autres ont plutôt une bordure en " U ", c'est-à-dire globalement faible et homogène pouvant varier brusquement (*e.g.* BR10.1-gr592). Les monazites à profils de type " V " (Chantada CH5, Ribadavia LE2 et Beariz BE3 interne) sont toutes issues de massifs appartenant au groupe des granodiorites s.l. (G1 et G4). Inversement les monazites à profils en " U " (Carballiño CE1, Boborás BR10.1, Irixo IR1) proviennent de granites à 2 micas s.l. (G2 et G3). Il semble donc qu'il y ait un lien entre la géochimie du granite hôte et l'évolution de la composition de la monazite.

Dans le diagramme *Th/Pb = f(U/Pb)*, les rapports U/Pb varient approximativement entre 1 et 9 %. Les points sont relativement bien étalés. Les âges Th/Pb (304 +12-11 Ma) et U/Pb (298 +40-44 Ma) sont identiques en tenant compte des marges d'erreurs. La droite de régression est très proche de l'isochrone théorique 303 Ma. Nous pouvons donc assimiler la droite de régression obtenue à une isochrone vraie. Ceci nous permet de valider un âge isochrone Th-U-Pb calculé à 302,5 ± 5,4 Ma à partir de l'ensemble de la population de cœurs et de bordures des monazites de cet échantillon. La valeur du MSWD (0,82) est également en accord avec le fait qu'il n'existe statistiquement qu'une seule population d'âge dans cet échantillon.

VII-6.3 Synthèse des résultats

VII-6.3.1 Validation des âges

La méthode de datation chimique sur monazite à la microsonde électronique a été validée par de nombreux auteurs i) par l'obtention d'âges identiques dans leurs marges d'erreurs entre les méthodes isotopiques conventionnelles sur zircon et la méthode chimique sur monazite (*e.g.* Cocherie *et al.,* 2005); ii) par l'obtention d'âges identiques dans leurs marges d'erreurs d'une même population de monazites analysée par méthode isotopique conventionnelle et par méthode chimique à la microsonde (*e.g.* Be Mezeme, 2005; Cocherie & Albarède, 2001; Cocherie *et al.,* 1998) ; iii) par l'accord général entre les nombreux âges obtenus ces dernières années par méthode chimique sur monazite avec les âges de la bibliographie (Be Mezeme, 2005 ; Be Mezeme *et al.*, 2005, 2006 ; Cocherie & Albarede, 2001 ; Cocherie *et al.*, 1998, 2001 & 2005 ; Montel *et al.*, 1994, 1996 ; Suzuki & Adachi, 1991, 1994).

	Pb total (Pb_t) (ppm)	Pb_0 max (3% de Pb_t)	Pb_0 min (0,1% de Pb_t)
Moyenne	1047	31	1
$2\sigma_m$	30	1	< 1
2σ	878	26	1
Maximum	2812	84	3
Minimum	138	4	< 1

Tableau VII-10: *Evaluation du plomb initial intégré par les monazites étudiées lors de leur cristallisation. σ_m et σ sont respectivement l'écart-type de la moyenne (ou erreur standard) et l'écart-type des points par rapport à la moyenne. Toutes les valeurs sont en ppm. Les quantités maximales et minimales, de plomb initial, intégrées par les monazites sont calculées avec les intervalles de la bibliographie (3% et 0,1% du plomb total, voir paragraphe VII-2.2.1 ci-dessus).*

Le paramètre qui peut fondamentalement remettre en cause les âges obtenus est la présence de plomb initial dans les monazites, c'est-à-dire intégré dans la structure de celle-ci lors de sa cristallisation. Le maximum de plomb qui a été mesuré est de 2812 ppm. Ceci implique que le plomb initial potentiellement intégré varie entre 3 et 84 ppm (voir *Tableau VII-10*). La teneur moyenne en plomb total des monazites étudiées est deux fois plus basse (1047 ppm) ce qui implique une valeur de plomb initial « moyen » variant entre 1 et 30 ppm (voir *Tableau VII-10*). Sachant que l'incertitude sur la mesure du plomb est de 150 ppm, cette valeur moyenne maximum de 30 ppm est 5 fois plus basse que le seuil de détection. Dans nos analyses, le plomb initial peut donc être négligé car son effet sur l'âge calculé s'intègre dans les barres d'erreurs qui sont entre ± 3,4 et ± 9,4 Ma.

VII-6.3.2 Signification et synthèse des âges isochrone Th-U-Pb

Signification géologique des âges obtenus sur les populations « bordures » des monazites

Lors de leur mise en place, les granites cristallisent en quelques millions d'années au maximum (elle est donc très rapide pour des petites coupoles). Ceci revient à dire que la cristallisation des bordures des monazites, synchrone de celle du granite, enregistre le moment de l'emplacement du granite. L'hypothèse que la cristallisation des bordures des monazites se déroule pendant la cristallisation du granite est le postulat de base de cette méthode appliquée à la datation de l'emplacement des granites. Il est établi que la monazite peut cristalliser à partir de liquides magmatiques. La plus belle démonstration de ce phénomène est l'existence de monazites automorphes centimétriques dans certaines pegmatites (Chang *et al.*, 1998). Nous disposons de plusieurs éléments qui vont dans ce sens[55] :

i) le fait que les bordures des monazites montrent, comparativement aux cœurs, une évolution de composition chimique, qu'elle soit progressive ou variable au cours de la cristallisation du minéral. Cela se traduit parfois par des bordures de monazites montrant des bandes de croissance que l'on peut vraisemblablement attribuer à l'évolution de composition du liquide magmatique résiduel lors de la cristallisation du granite ;

ii) le caractère très automorphe de certaines monazites qui suggère une croissance « libre », parfois précoce dans le liquide silicaté ;

iii) le respect des critères de recoupement des différentes générations de granite et l'obtention d'âges identiques à partir de deux échantillons d'un même type de granite vont bien dans le sens que les âges obtenus sur les bordures des monazites soient effectivement l'enregistrement de l'emplacement des granites.

Signification géologique des âges obtenus sur les populations « cœurs » des monazites

L'occurrence d'au moins deux générations de monazites dans un même échantillon (ou une même unité géologique) est un phénomène courant qui a largement été décrit dans la littérature (*e.g.* Be Mezeme *et al.,* 2005; Copeland *et al.,* 1988; Finger *et al.,* 2002; Simpson *et al.,* 2000). La différence d'âge entre les deux générations de monazites dans les exemples de la bibliographie est généralement très importante (souvent plus de 100 Ma), ce qui facilite alors la détection de ce phénomène. Par ailleurs, l'existence de monazite avec un cœur hérité a été identifiée (Be Mezeme *et al.*, 2005). La fraction héritée est généralement interprétée comme indiquant l'âge du protholite (si celui-ci est igné) ou l'âge d'un évènement métamorphique antérieur. Le cas de la présence de deux générations de monazites dans un granite a déjà été démontré par Copeland *et al.* (1988) dans un granite de l'Himalaya et ces

[55] Il faut cependant noter que les éléments i) et ii) pris individuellement ne constituent pas du tout un argument pour dire que les bordures des monazites sont d'origine magmatique.

auteurs ont proposé que l'âge de la fraction héritée (*i.e.* les cœurs des monazites) traduisait un évènement métamorphique précoce dans la source ayant produit le magma pour former ce granite. Dans ce type de cas, il n'y a statistiquement aucune raison pour que l'écart d'âge entre la cristallisation du granite et un évènement métamorphique dans la roche source du granite soit toujours très important. La reconnaissance de deux évènements différents est surtout liée à la possibilité de caractériser texturalement et chimiquement deux populations et au rapport entre l'écart d'âge des deux évènements avec les marges d'incertitude et la résolution spatiale de la méthode de datation utilisée.

Par rapport à cela, les éléments qui vont dans le sens de cœurs de monazites ayant cristallisé avant l'emplacement du granite sont les suivants :

i) la géométrie des domaines fournissant les âges les plus anciens est systématiquement entourée par un domaine d'âge plus jeune. Cette géométrie est la marque typique d'une néoformation de monazite sur un cœur plus ancien. Ce phénomène est minéralogiquement très courant ;

ii) Le fait que l'évolution de composition du domaine de cœur est relativement faible, traduisant des conditions physico-chimiques qui évoluent lentement et donc très différentes des conditions lors de la cristallisation d'un magma ;

iii) Le fait que les cœurs sont généralement riches et à teneurs stables en yttrium ce qui est en accord avec une croissance de monazite dans un environnement métamorphique de haut grade (il s'agit d'ailleurs d'un des principes de base du géothermomètre monazite) ;

iv) Le fait que les substitutions qui s'opèrent lors de la croissance des cœurs ne sont pas exactement les mêmes que celles qui s'opèrent lors de la croissance des bordures. Cela suppose que les conditions physico-chimiques ont changées entre les deux stades de croissance ;

v) Le fait que, hormis pour le massif de Ribadavia, les âges des cœurs sont systématiquement plus vieux que les bords et que l'écart d'âge est supérieur au temps de cristallisation d'un granite.

Bilan

A partir des éléments précédents, nous proposons les résultats géochronologiques suivants, synthétisés dans la *Figure VII-15* ci-dessous:

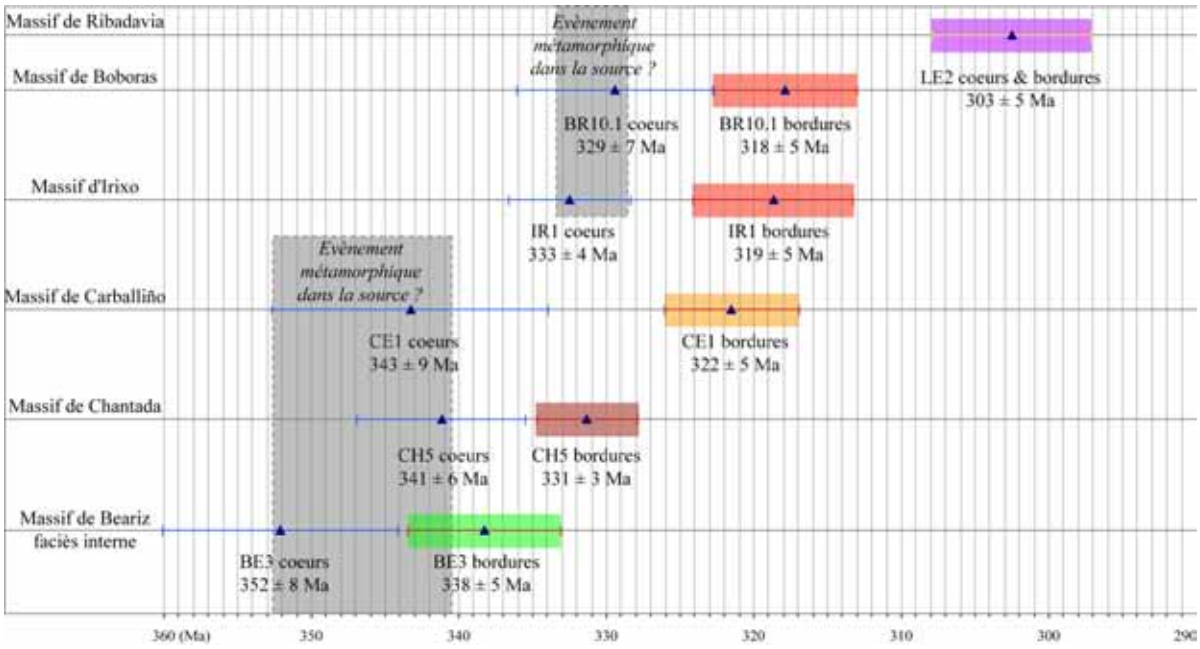


Figure VII-15: *Synthèse de l'ensemble des âges isochrone Th-U-Pb obtenus. Les âges réalisés à partir des populations de bordures des monazites, encadrées par un rectangle de couleur, sont interprétés comme étant les âges d'emplacement des différents massifs. Les âges des populations de cœurs de monazites sont les marques d'évènements géologiques qui se sont produits avant l'emplacement des granites. Il pourrait s'agir de phénomènes de métamorphisme de la source (faciès amphibolite et/ou fusion partielle). La séparation de ces âges en deux groupes (rectangles pointillés gris) ne repose que sur les écarts relatifs entre ces âges et n'est indiquée qu'à titre de proposition.*

- **Ages des bordures des monazites : âges de mise en place des granites**

Ages des massifs G1 (groupe des granodiorites précoces) :

Le faciès interne porphyrique à deux micas du Massif de Béariz c'est mis en place à 338 ± 8 Ma, il est contemporain (en intégrant les barres d'erreurs) du Massif de Chantada mis en place à 331 ± 3 Ma. Ceci suggère une mise en place des massifs G1 (Massif de Chantada, Beariz interne et Avión) dans la zone étudiée essentiellement pendant la période 340 – 330 Ma

Ages des massifs G2 (groupe des leucogranites à deux micas) :

Le Massif de Carballiño c'est mis en place à 322 ± 5 Ma ce qui suggère que ce groupe de granites ait une mise en place bien séparée dans le temps de celle des massifs G1.

Ages des massifs G3 (groupe des granites à deux micas, à biotite dominante) :

Les Massifs de Boborás et Irixo, datés respectivement à 318 ± 5 Ma et 319 ± 5 Ma se mettent en place simultanément. Ceci suggère que les autres massifs de ce même groupe (Castro Dozón, Rodeiro) ont également le même âge. Ces granites se mettent en place peu de

temps après les grands batholites de leucogranites G2, ce qui est conforme aux observations de terrain.

Age des massifs G4 (groupe des granodiorites tardives) :

Le Massif de Ribadavia est daté à 303 ± 5 Ma, ce qui indique qu'il est nettement séparé dans le temps de la génération précédente. Ceci est conforme avec les observations de terrain qui montrent que ce granite recoupe toutes les structures antérieures.

- **Ages des cœurs des monazites**

Les cœurs des monazites provenant des massifs de Beariz faciès interne G1, Chantada G1 et Carballiño G2 fournissent respectivement des âges à 352 ± 8 Ma, 341 ± 6 Ma et 343 ± 9 Ma. Nous proposons – à titre d'hypothèse – qu'il s'agit d'un évènement métamorphique ayant affecté la source de ces différents granites. Cela supposerait qu'au moins une partie de la source entre ces différents types de massif soit commune.

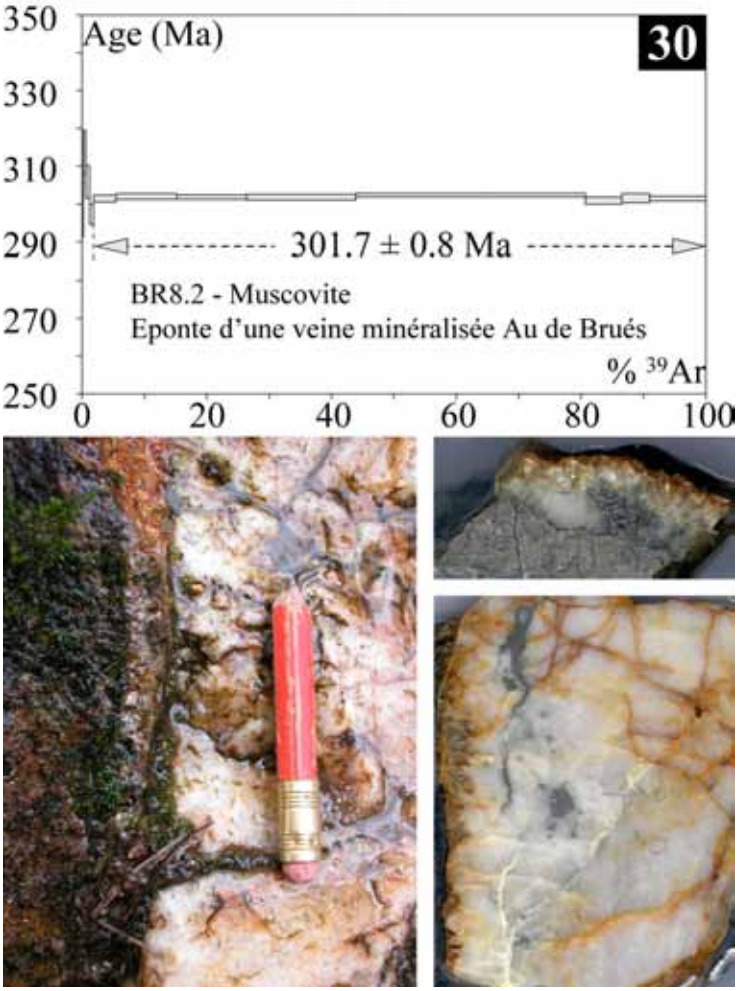
Les cœurs des monazites provenant des massifs G3 de Boborás et Irixo fournissent logiquement des âges similaires respectivement de 329 ± 7 Ma et 333 ± 4 Ma. Nous proposons de même qu'il pourrait s'agir d'un évènement métamorphique affectant la future source de ces granites (métamorphisme en faciès amphibolite et/ou fusion partielle). Cela suggérerait qu'une partie de la source de ces granites G3 ne se situerait pas au même niveau structural qu'une partie de la source des autres types de massifs.

Les phénomènes de dissolution/recristallisation qui marquent les cœurs des monazites présentes dans l'échantillon du massif G4 de Ribadavia suggèrent qu'il y aurait un évènement fluide important, vraisemblablement avant 303 ± 5 Ma, ayant altéré ces monazites. Malheureusement, nous ne disposons pas d'éléments supplémentairement pour confirmer cette hypothèse

* * * * *

Chapitre VIII

GEOCHRONOLOGIE $^{40}AR/^{39}AR$: DATATIONS DES GRANITES ET DES MINERALISATIONS



VIII-1 Objectif de cette étude

Un total de 31 micas (muscovites et biotites), provenant de 20 échantillons de granites et de veines minéralisées, ont été analysés. 24 micas (muscovite et/ou biotite) provenant de 17 échantillons, d'une part, ont été analysés en collaboration avec Gilles Ruffet au Laboratoire de Géochronologie $^{40}Ar/^{39}Ar$ de Geosciences Rennes et 7 micas provenant de 5 échantillons, d'autre part, ont été analysés par Patrick Monié au Laboratoire de Geochronologie de l'Université de Montpellier. Deux échantillons identiques ont été analysés dans les deux laboratoires afin de contrôler et valider les résultats de chaque laboratoire. Cette étude a été réalisée dans l'objectif d'obtenir un calage temporel fin des évènements magmatiques et hydrothermaux, et donc préciser la place des deux types de minéralisations filoniennes hydrothermales au sein des évènements tectono-magmatiques affectant le secteur étudié.

VIII-2 Echantillons analysés

Quatre générations de granites (G1 à G4), des dykes et des sills provenant des granites G2 et G3, les pegmatites-aplites des granites G2 et G3, ainsi que plusieurs échantillons de veines Au et Sn-W ont été analysés. Les caractéristiques et coordonnées de chaque échantillon sont détaillées dans le *Tableau VIII-1* et localisés *Figure VIII-1*.

n°	Groupe	Massif	Localisation	Nature	Longitude (WGS84)	Latitude (WGS84)	Minéral analysé	Laboratoire
CH5	G1 Granodiorites précoces	Chantada	Carrière à 1km à l'Est de Chantada	granite porphyrique à 2 micas de Chantada (G1)	7° 45' 27,5"W	42° 36' 47,1"N	Ms	Rennes
							Bt	Rennes
BE8	G1 Granodiorites précoces	Beariz	Ponte Inés	granite grossier prophyrique à 2 micas de Beariz	8° 5' 26,9"W	42° 25' 45,9"N	Bt	Montpellier
BE9							Ms	Montpellier
MA52	G2 Granites à deux micas et leucogranites	Beariz	Stockwerk de Magros, route Brués-Beariz, km 14,7	Leucogranite Ms-Tur-Gt de Beariz	8° 15' 16,2"W	42° 26' 43,6"N	Ms	Montpellier
MA16 B1	G2 Granites à deux micas et leucogranites	Beariz	Mina Soriana	Sill de leucogranite greisenifié	8° 14' 37,8"W	42° 26' 46,7"N	Ms	Rennes
MA23	(Sn-W)	Beariz	Magros	Muscovites hydrothermales dans stockwerk à quartz de Magros	8° 15' 17"W	42° 26' 45,4"N	Ms	Rennes
MA36	(An-W)	Beariz	Mina Soriana	Macro Muscovites hydrothermales avec quartz et arsénopyrite dans filon Sn-W	8° 14' 41,5"W	42° 26' 45,2"N	Ms	Rennes
CE1	G2 Granites à deux micas et leucogranites	Carballiño	Cea	granite à 2 micas de Carballiño (G2)	8° 0' 9,9"W	42° 27' 51"N	Ms	Rennes
							Ms	Montpellier
							Bt	Rennes

							Bt	Montpellier
BR10.4	G2 Granites à deux micas et leucogranites	Carballiño	Bruès - site 10 (sur le chemin des galeries I à VI)	Sill pegmatitique de type Carballiño (G2) recoupé par les dykes du Boboras	8° 9' 6,1"W	42° 27' 30,7"N	Ms	Rennes
BR10.13	G2 Granites à deux micas et leucogranites	Carballiño	Bruès - Site 10 au dessus du chemin entre II et III	Sill intrafolial de type Carballiño (G2)	8° 9' 7,1"W	42° 27' 26,9"N	Ms	Rennes
IR1	G3 Granites à deux micas à biotite dominante	Irixo	Irixo	granite à 2 micas d'Irixo (G3)	8° 7' 4,5"W	42° 30' 45,9"N	Ms	Rennes
							Bt	Rennes
BR10.1	G3 Granites à deux micas à biotite dominante	Boborás	Bruès, sur le chemin juste avant la galerie I	granite à 2 micas de Boborás (G3)	8° 9' 5,6"W	42° 27' 25,3"N	Ms	Rennes
							Bt	Rennes
PVi1	G3 Granites à deux micas à biotite dominante	Boborás	Ponte Viñao	granite à 2 micas de Boborás (G3)	8° 8' 19,8"W	42° 26' 53,7"N	Ms	Rennes
							Ms	Montpellier
							Bt	Rennes
							Bt	Montpellier
BR5.1	G3 Granites à deux micas à biotite dominante	Boborás	Bruès - site 5 (sur la route N545)	dyke granitique de type Boborás (G3) en faille normale	8° 9' 8,7"W	42° 27' 22,6"N	Ms	Rennes
BR10.8	G3 Granites à deux micas à biotite dominante	Boborás	Bruès - site 10, au dessus du chemin des mines entre galeries II et III	dyke granitique de type Boborás (G3) en faille normale	8° 9' 7"W	42° 27' 26,7"N	Ms	Rennes
							Bt	Rennes
BR8.15	G3 Granites à deux micas à biotite dominante	Boborás	Bruès - site 8 (rivière)	dyke aplito-pegmatitique recoupant le granite de Boborás	8° 9' 5,1"W	42° 27' 28,1"N	Ms	Rennes
							Bt	Rennes
BR8.2	(Au)	Boborás	Bruès - site 8 (rivière)	Muscovites en franges contact granite/veine	8° 9' 5,1"W	42° 27' 28,1"N	Ms	Rennes
BR8.13	(Au)	Boborás	Bruès - site 8 (rivière)	Macro Muscovites hydrothermales dans les fractures du quartz	8° 9' 5,1"W	42° 27' 28,1"N	Ms	Rennes
BRI.8	(Au)	Boborás	Bruès - Galerie I	Muscovites hydrothermales dans quartz	8° 9' 5,6"W	42° 27' 25,1"N	Ms	Rennes
LE2	G4 Granodiorites tardives	Ribadavia	Carrière de Leiro	granite de Ribadavia (G4)	8° 9' 35,3"W	42° 22' 18,1"N	Bt	Rennes

Tableau VIII-1: *Numéro, caractéristiques, minéral utilisé et laboratoire d'analyse utilisés pour la datation des granites et des filons minéralisés du secteur d'étude.*

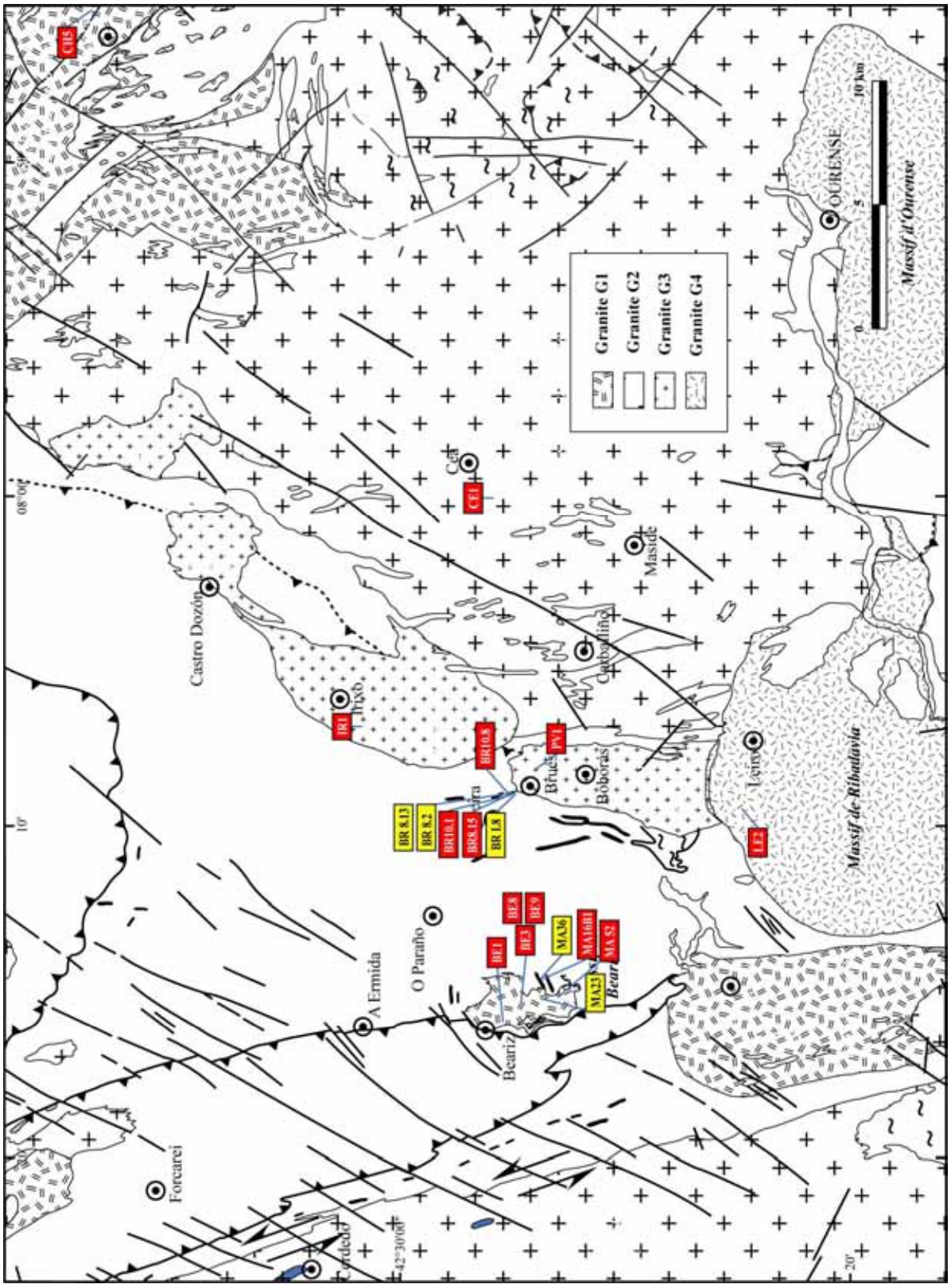


Figure VIII-1 : *Localisation des échantillons à partir desquels ont été réalisées les datations $^{40}Ar/^{39}Ar$. Les échantillons à cadre rouge sont des échantillons de granite ou aplite, les micas hydrothermaux sont en jaune.*

VIII-3 Principe de la méthode, protocole analytique

VIII-3.1 Principe de la méthode de datation $^{40}Ar/^{39}Ar$

Ainsi que précisé en introduction générale, cette méthode géochronologique ne sera pas détaillée ici, mais seulement son principe, de façon succincte. Une description précise et détaillée de la méthode peut être consultée dans McDougall & Harrison (1999).

La méthode de datation géochronologique $^{40}Ar/^{39}Ar$ est une amélioration de la méthode potassium-argon. Le potassium possède 3 isotopes ^{39}K, ^{40}K et ^{41}K, d'abondances relatives respectives 93,2581, 0,01167 et 6,73 % (Steiger & Jäger, 1977). Seul l'isotope ^{40}K est radioactif (demie vie de $1{,}25.10^9$ an) et se désintègre à 88,8 % en $^{40}Ca^*$ stable et à 11,2 % en $^{40}Ar^*$ suivant plusieurs mécanismes (détails *in* Dalrymple & Lanphere, 1969; Montigny, 1985). En utilisant les lois de désintégration radioactives vues au chapitre précédent on peut déterminer un « âge » pour une phase minérale contenant du potassium à l'aide de l'équation $t = \frac{1}{\lambda}\ln\left[\frac{^{40}Ar^*}{^{40}K}\times\frac{\lambda}{\lambda e}+1\right]$, avec $\lambda=\lambda_e+\lambda_\beta$, λ_e la constante de désintégration $^{40}K \rightarrow {}^{40}Ar$, λ_β la constante de désintégration $^{40}K \rightarrow {}^{40}Ca$, respectivement égales à $0{,}581.10^{-10}.an^{-1}$ et $4.962.10^{-10}.an^{-1}$ (Steiger & Jäger, 1977).

Le principe de la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ consiste à irradier la phase minérale à potassium que l'on veut dater dans un flux de neutrons rapides afin de transformer une partie du ^{39}K en ^{39}Ar, sachant que le rapport $^{40}K/^{39}K$ est constant et connu. Le $^{39}Ar_K$ ainsi obtenu est proportionnel à la teneur en ^{39}K de l'échantillon et donc le rapport $^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ calculé lors de l'analyse de l'échantillon est proportionnel au rapport $^{40}Ar^*/^{40}K$ de ce dernier. Cependant, il est nécessaire de connaître le rendement de la transformation $^{39}K \rightarrow {}^{39}Ar_K$ lors de l'irradiation. Ce rendement, noté J, s'écrit (Crasty & Mitchell, 1966) : $J = \frac{^{39}K}{^{40}K}\times\left(\frac{\lambda_e+\lambda_\beta}{\lambda_e}\right).\Delta\int\Phi(E).\sigma(E).dE$, avec ^{39}K et ^{40}K les teneurs initiales dans l'échantillon, Δ le temps d'irradiation. L'intégrale représente l'efficacité de l'irradiation, fonction de $\Phi(E)$, le flux de neutrons d'énergie E et $\sigma(E)$, la section efficace de capture des neutrons d'énergie E. En fait, le paramètre J est déterminé, pour chaque lot d'échantillons, à partir de standards d'âge connu, irradiés avec les échantillons à analyser.

Sachant que lors de l'irradiation se produisent des interférences isotopiques à partir de certains isotopes du potassium, du calcium et du chlore, le rapport $^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ utilisé pour le calcul de l'âge est déterminé par la formule suivante :

$$\frac{^{40}Ar*}{^{39}Ar_K} = \frac{\left(^{40}Ar/^{39}Ar\right)_{mesuré} - 295{,}5\left(^{36}Ar/^{39}Ar\right)_{mesuré} + 295{,}5\left(^{36}Ar/^{37}Ar\right)_{Ca}\left(^{37}Ar/^{39}Ar\right)_{mesuré}}{1-\left(^{39}Ar/^{37}Ar\right)_{Ca}\left(^{37}Ar/^{39}Ar\right)_{mesuré}} - \left[\frac{^{40}Ar}{^{39}Ar}\right]_K$$

Cette formulation simplifiée ne prend pas en compte la discrimination de masse du spectromètre de masse et les corrections associées aux interférences isotopiques se rapportant au chlore.

Les rapports $(^{36}Ar/^{37}Ar)_{Ca}$, $(^{39}Ar/^{37}Ar)_{Ca}$ et $(^{40}Ar/^{39}Ar)_K$ ne dépendent que du réacteur et sont connus. Tous les autres termes de l'équation étant mesurés au spectromètre de masse on peut déterminer le rapport $^{40}Ar*/^{39}Ar_K$.

Le facteur J d'irradiation est déterminé par $J = \frac{e^{\lambda t_s} - 1}{(^{40}Ar*/^{39}Ar_K)_s}$, avec t_s l'âge connu du standard et $^{40}Ar*/^{39}Ar_K$ le rapport calculé après analyse de ce dernier.

L'âge de la phase minérale analysée est donné par : $t = \frac{1}{\lambda}\ln\left(\left(^{40}Ar*/^{39}Ar_K\right).J + 1\right)$.

Température de fermeture

Ainsi que nous venons de le voir, cette méthode est basée sur la désintégration d'un élément père, le potassium en un élément fils, ici un gaz rare, l'argon. Au sein de structures minérales comme les muscovites, biotites, feldspaths, amphiboles, *etc.*, l'argon produit peut diffuser dans la structure et peut s'en échapper. L'importance de la diffusion de l'argon produit est fonction de nombreux paramètres, au premier chef la température. Cette diffusion est également fonction de la composition chimique des phases minérales et de la forme et taille des cristaux. L'équation de diffusion, $\frac{D}{a^2} = \frac{D_0}{a^2}.e^{-\frac{E}{RT}}$, (avec D_0 le coefficient de diffusion de la phase pour une température infinie, « a » la dimension caractéristique de la phase minérale analysée, E l'énergie d'activation du minéral fonction de sa composition chimique, R la constante des gaz parfaits et T la température) montre que la diffusion est proportionnelle à la température, la diffusion étant d'autant plus importante que la température est élevée. Ainsi par exemple dans le cas d'une intrusion granitique, il existe un certain temps après la cristallisation des micas pendant lequel l'argon n'est pas accumulé dans la structure car la température du milieu étant élevée, la diffusion de l'argon est trop importante. L'accumulation de l'argon produit au sein de la phase minérale ne va débuter qu'en deçà d'une certaine température, la diffusion devenant négligeable. Ce phénomène correspond au concept de température de blocage proposé par Jäger *et al.* (1967) puis amélioré et remplacé par Dodson (1973) par le concept de température de fermeture

isotopique. Ce concept propose que lors du refroidissement d'une roche il existe un temps t_1, de température T_1, à partir duquel le volume d'argon produit est supérieur au volume diffusé et un temps t_2, de température T_2, auquel la diffusion devient négligeable (système clos). Dans le cas d'un granite, la cristallisation de celui-ci et donc des micas se produit au temps t_0 de température T_0, puis lors du refroidissement, les températures T_1 et T_2 sont successivement atteintes et dépassées aux temps t_1 et t_2. Ainsi il existe une « fenêtre de fermeture » (par ex. Dunlap, 1997) pendant laquelle la rétention de l'argon est partielle et donc l'enregistrement de l'âge également. Il apparaît ici évident que si un granite se met en place dans un encaissant froid, le refroidissement sera rapide et l'âge obtenu sera très proche de t_0. Inversement, si l'encaissant est chaud, le refroidissement pourrait être lent et donc l'âge obtenu pourrait être substantiellement plus jeune que t_0. Néanmoins, en cas de refroidissement très lent (<1-2°C/Ma), lors d'un « slow cooling », les spectres d'âges (voir ci-dessous) présentent une forme caractéristique permettant de détecter ce phénomène. Dans le cas des muscovites et des biotites, la température de fermeture dépend de nombreux paramètres précisés précédemment et pourrait varier sur une gamme de 600 à 200°C (Hames & Bowring, 1994; McDougall & Harrison, 1999). Cependant on admet communément, pour les muscovites, une température de fermeture isotopique de 450 ± 50°C (par ex. Villa, 1998), et pour les biotites, une température de fermeture isotopique de 350 ± 50°C (Spear, 1993).

Spectres d'âges

Pour les datations réalisées sur monograins, par chauffage au laser, le chauffage par paliers successifs permet d'analyser le gaz libéré et de calculer un âge à chaque incrément de température, appelé âge apparent. Les résultats sont présentés dans un diagramme appelé spectre d'âges (Turner *et al.*, 1966) ayant pour abscisse le pourcentage de ^{39}Ar dégazé par étape et en ordonnée l'âge. Ceci permet donc de visualiser l'évolution des âges apparents en fonction de l'augmentation de température et d'imager la distribution de l'argon au sein du minéral analysé. Si tous les âges apparents sont identiques, on peut calculer un « âge plateau » (*Figure VIII-2-a*), celui-ci traduisant une distribution homogène de l'argon radiogénique et de l'argon induit au sein de la structure cristalline. Cet âge correspond le plus souvent à l'âge de fermeture isotopique lors du refroidissement initial du minéral, ou à l'âge d'une perturbation (évènement thermique, fluides, déformation, *etc.*) ayant totalement remis à zéro le chronomètre isotopique du minéral par perte totale de l'isotope radiogénique. Cependant des cas où l'âge plateau n'a pas de signification géologique sont reportés (excès d'argon lié à la présence d'argon « hérité » dans la structure, *e.g.* Ruffet *et al.,* 1997).

Dans la pratique, les spectres d'âges montrent parfois des formes complexes traduisant des perturbations du système isotopique K-Ar. Néanmoins, suivant les causes de ces perturbations et l'interprétation qui en est faite l'âge du minéral analysé peut être déterminé, calculé ou estimé. On distingue notamment les perturbations suivantes produisant différentes formes de spectres :

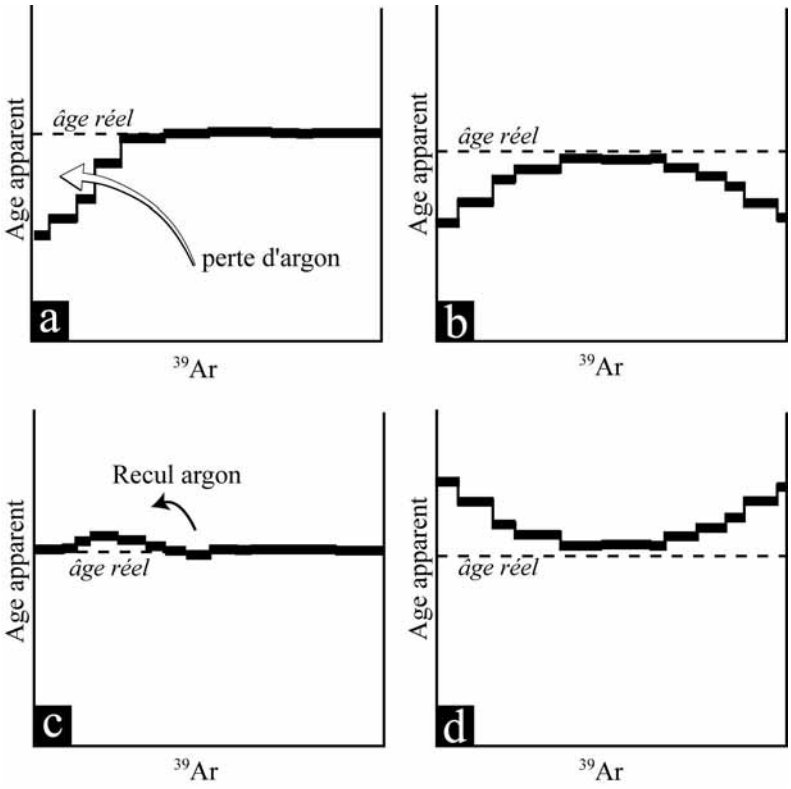


Figure VIII-2: *Quelques exemples théoriques de différentes formes de spectres d'âges perturbés, avec une exagération des formes. a) perte d'argon radiogénique dans la bordure du minéral analysé ; b) spectre « en bosse » dû à une altération et perte d'argon ; c) phénomène de recul et redistribution de ^{39}Ar (recul en système fermé) ; d) forme « en selle » due à un excès d'argon radiogénique.*

i) perte d'argon radiogénique par diffusion volumique lors d'une perturbation thermique (Turner, 1968 et références suivantes). Une modélisation numérique, en rapport avec le type de minéral analysé, permet de déterminer (1) l'âge de la crise thermique, estimé par excès par les âges apparents des premiers paliers de température et (2) l'âge de première fermeture isotopique du minéral estimé par défaut par les âges apparents des paliers de haute température. (*Figure VIII-2-a*).

ii) mélange de deux phases minérales. Les spectres peuvent adopter une forme « en bosse » (Wijbrans & McDougall, 1986) ou une forme en selle (Alexandrov *et al.*, 2002; Castonguay *et al.*, 2001; Cheilletz *et al.*, 1999; Tremblay *et al.*, 2000, *Figure VIII-2-b & d.*)

iii) excès d'argon par incorporation d'argon « étranger » dans le grain produisant des spectres « en selle » (Lanphere & Dalrymple, 1976) (*Figure VIII-2-d*)

iv) phénomène « de recul », lié à des déplacements de ^{39}Ar dans le réseau cristallin avec perte partielle sur le bord du grain (jusqu'à 0,2 µm, McDougall & Harrison, 1999). Ce phénomène est très important pour les grains petits et très fins à faible

rapport volume/surface mais également pour les biotites chloritisées (*e.g.* Ruffet *et al.,* 1991). Le phénomène de recul peut provoquer une perte de ^{39}Ar (système ouvert) ou une redistribution de ^{39}Ar (système fermé). Pour les biotites, les spectres d'âges présentent des âges anormalement bas aux étapes de basse température et des âges anormalement élevés dans les étapes intermédiaires, *Figure VIII-2-c*).

VIII-3.2 Procédure analytique

VIII-3.2.1 Séparation des muscovites et des biotites

Les cristaux sont extraits à partir d'échantillons broyés au broyeur d'Abish de façon à respecter au maximum l'intégrité des minéraux. Les broyats sont tamisés pour extraire la fraction 250-2000µm. Cette fraction est lavée avec un léger traitement aux ultra-sons puis séchée en étuve (100°C). Les cristaux individuels de muscovites et/ou biotites sont extraits sous loupe binoculaire en fonction de leurs formes et dimensions, en veillant à l'absence d'altération ainsi qu'à l'absence d'inclusion. Une dizaine de cristaux de dimensions de l'ordre d'1 mm à 300 µm sont sélectionnés par échantillon.

VIII-3.2.2 Irradiation

Les grains sélectionnés ainsi que les standards sont empaquetés dans de l'aluminium pur recuit, pour former des petits paquets de 11 x 11 x 0,5 mm. Ces paquets sont placés en colonne avec un paquet de monograins de standard intercalé tous les 10 paquets d'échantillons. Cette colonne est positionnée dans un container scellé en aluminium. Le standard ou moniteur utilisé lors de ces travaux est, pour le Laboratoire de Rennes, l'amphibole Hb3gr datée à 1071,7 ± 5,4 Ma (Roddick, 1983) et pour le Laboratoire de Montpellier, l'amphibole MMhb1 (Renne *et al.*, 1998; Samson & Alexander, 1987, 520.4 ± 1.7 Ma). La répartition des moniteurs au sein de la colonne d'irradiation va permettre de contrôler de façon très précise le gradient de flux de neutrons le long de cette colonne (gradient pouvant atteindre 10-12%). On peut ainsi obtenir des précisions de l'ordre de 0.2% sur les rapports $^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ mesurés sur les standards. La colonne est irradiée dans la position 5C du réacteur nucléaire de 2 MW de l'Université McMaster à Hamilton (Ontario, Canada). L'utilisation de cette position centrale dans le réacteur a pour but de limiter les gradients de flux de neutrons. L'irradiation de la colonne correspondant à cette étude a duré 60 heures, les échantillons recevant ainsi un flux total de neutrons de $3.6.10^{18}$ n cm^{-2}. L'irradiation de la

colonne analysée à Montpellier a été effectuée sur une durée de 50 heures. Après irradiation, chaque colonne est conservée dans un château de plomb, le temps que les émissions associées aux isotopes à courte période produits soient négligeables.

VIII-3.2.3 Analyse et dispositif d'analyse

Les analyses ont été effectuées sur les échantillons selon la technique de chauffage par paliers de température sur cristaux individuels à l'aide d'un laser de puissance continue (CO_2). L'analyse d'un monograin d'échantillon s'effectue par paliers de température successifs, jusqu'à la fusion complète du monograin. Tous les 3 paliers, une mesure du bruit de fond de la ligne (blanc) est effectuée et soustraite aux résultats des analyses suivantes. Chaque monograin de moniteur est par contre analysé en une seule étape.

Etape d'analyse

Les grains devant être analysés sont placés dans les alvéoles (36) d'un porte-échantillon en cuivre qui se trouve positionné dans une chambre en acier inoxydable avec un hublot (ZnS) à pompage différentiel. Le dispositif d'analyse comprend : i) un système de chauffage laser ; ii) une chambre d'extraction des gaz et une ligne de purification des gaz en acier inoxydable (à l'exception d'un piège froid en pyrex) et iii) un spectromètre de masse gaz MAP215. Chaque étape se déroule pendant 25 minutes, et est constituée de :

- 1 minute de chauffage laser
- 2 minutes de purification des gaz sur la ligne
- 40 secondes de détente des gaz dans le spectromètre de masse
- 12 minutes d'analyse (11 cycles) après introduction des gaz dans le spectromètre
- 10 minutes de pompage du spectromètre après analyse (et donc 22 minutes pour la ligne d'extraction des gaz).

Chauffage du monograin

L'échantillon est chauffé pendant 1 minute, à une puissance donnée du laser, en utilisant un laser continu de type CO_2 (Synrad model J48-2W). Le faisceau laser passe au travers d'un système de lentilles en ZnS permettant d'agrandir le faisceau puis de le faire converger sur l'échantillon avec un diamètre de 3 mm. Le grain est visualisé pendant la phase de chauffage à l'aide d'une caméra couplée à un téléobjectif à focale fixe.

Purification des gaz

Le système de purification des gaz comprend un Getter SAES SORB AC AP10 GP MK3 utilisant un alliage ZrAl chauffant à 400°C ainsi qu'un piège cryogénique constitué d'un tube en pyrex en « U » plongé dans de l'azote liquide à -180°C. Ces deux dispositifs permettent d'éliminer efficacement les traces d'eau et de dioxyde de carbone libérés lors du chauffage de l'échantillon.

Analyse au spectromètre de masse

Immédiatement à la suite des 2 minutes de purification, les gaz sont introduits dans le spectromètre de masse où ils se détendent pendant 40 secondes. La partie ligne est alors isolée du spectromètre et mise en pompage. L'analyse des isotopes est effectuée par un spectromètre MAP modèle 215 équipé d'un multiplicateur d'électrons. Les gaz sont analysés sur 11 cycles de mesure des masses 36, 37, 38, 39, 40 et le bruit de fond du spectromètre est mesuré aux masses 39,5 et 40,5.

↳L'analyse d'un échantillon comporte ainsi en moyenne une dizaine d'étapes.

VIII-3.3 Corrections

VIII-3.3.1 Discrimination de masse

Une détermination de la discrimination de masse du spectromètre de masse est nécessaire afin de corriger le rapport $^{40}Ar^{*}/^{39}Ar_K$ intervenant dans le calcul de l'âge. Pour déterminer la discrimination de masse, on effectue des mesures régulières de microvolumes d'air. Le rapport $^{40}Ar/^{36}Ar$ de l'air atmosphérique étant constant [$(^{40}Ar/^{36}Ar)_{Atm} = 295,5$], la mesure de ce même rapport avec le spectromètre de masse permet de déterminer la discrimination de masse de ce dernier.

VIII-3.3.2 Interférences isotopiques associées au potassium et au calcium

Les rapports $(^{40}Ar/^{39}Ar)_K$, $(^{36}Ar/^{37}Ar)_{Ca}$ et $(^{39}Ar/^{37}Ar)_{Ca}$ sont fonction du réacteur dans lequel a été réalisée l'irradiation. On détermine ces rapports en irradiant des sels purs de calcium (CaF_2) et de potassium (K_2SO_4) dans les mêmes conditions que les échantillons.

Pour les échantillons analysés, les valeurs de ces rapports de sels sont les suivantes :

$(^{40}Ar/^{39}Ar)_K = 2,97.10^{-2} \pm 3\%$

$(^{36}Ar/^{37}Ar)_{Ca} = 2,79.10^{-4} \pm 3\%$

$(^{39}Ar/^{37}Ar)_{Ca} = 7,06.10^{-4} \pm 4\%$

Une correction est également appliquée pour corriger des interférences isotopiques associées aux isotopes du chlore.

VIII-3.3.3 Autres corrections et calculs d'âges

L'ensemble des corrections est réalisé par un logiciel qui prend en compte les corrections : i) de contamination atmosphérique ; ii) des interférences isotopiques du potassium, du calcium et du chlore ; iii) de discrimination de masse du spectromètre de masse.

Les erreurs sur les âges apparents sont purement analytiques et ne prennent pas en compte l'erreur sur le rapport ($^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$) du moniteur et sur son âge. L'erreur sur le rapport ($^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$) du moniteur est par contre prise en compte dans le calcul de l'erreur d'un éventuel âge plateau.

On considère qu'il y a obtention d'un âge plateau si celui-ci est : i) constitué d'au moins trois étapes successives représentant au moins 70 % du total du $^{39}Ar_K$ dégazé; ii) constitué d'âges se recoupant dans leurs marges d'erreur à 2σ et recoupant l'âge moyen dans ses marges d'erreur également à 2σ.

VIII-4 Résultats

L'ensemble des spectres d'âges acquis sont présentés *Figure VIII-3* pour les granites et *Figure VIII-4* pour les minéralisations.

VIII-4.1 Granites

VIII-4.1.1 Granites GI

Massif de Chantada

Une muscovite et une biotite provenant d'un même échantillon du granite de Chantada (G1) ont été analysées (*Figure VIII-3*, n°1 & 2). Bien que la muscovite permette de calculer un âge plateau à 309,2 ± 0,4 Ma, le spectre d'âges montre une forme en selle avec un âge apparent à 310,2 ± 0,9 Ma à l'étape de fusion et un âge minimum à 307,4 ± 1,0 Ma aux étapes de températures intermédiaires. Ce type de spectre est parfois observé lors de l'analyse de muscovites et expliqué par un mélange de deux domaines d'âges distincts au sein du grain, un domaine lié à la cristallisation du granite et un second domaine recristallisé ou néoformé (Alexandrov *et al.*, 2002). Cette recristallisation peut être liée, ou non, à un phénomène de

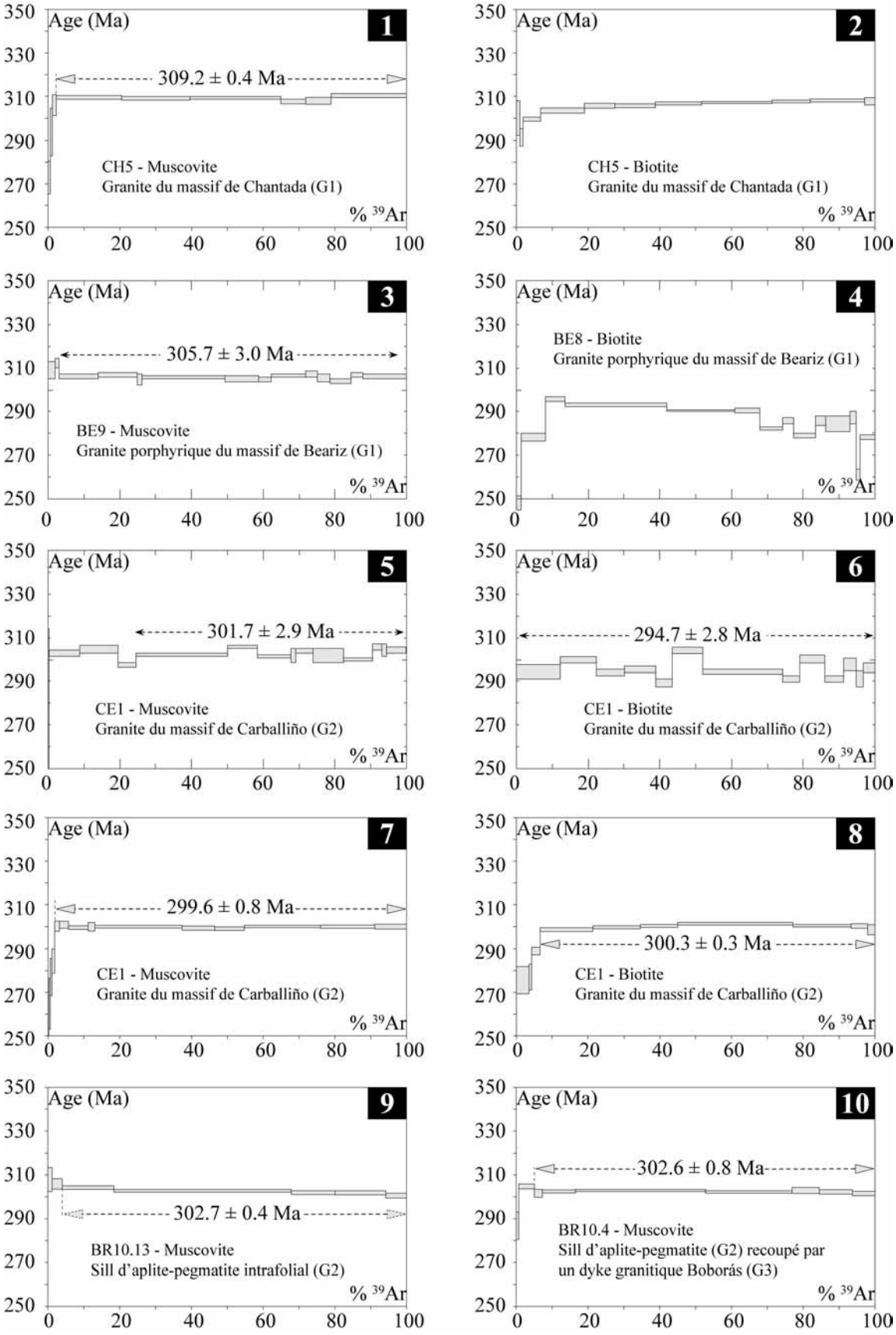
déformation (Alexandrov *et al.*, 2002; Castonguay *et al.*, 2001; Cheilletz *et al.*, 1999; Tremblay *et al.*, 2000). Suivant le modèle proposé par Alexandrov *et al* (2002), l'âge de cristallisation devrait être égal ou supérieur à 310 Ma, avec un évènement perturbateur possible, plus récent que 307 Ma.

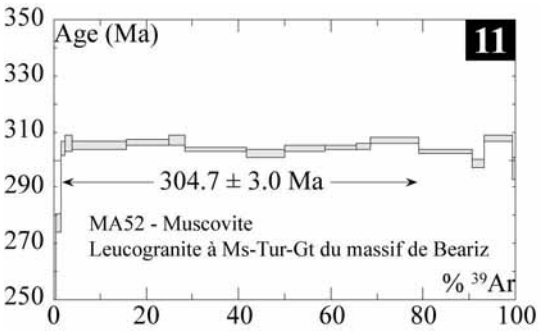
Le spectre d'âges de la biotite montre une forme de perte avec des âges apparents progressant de 299,5 ± 1,0 Ma aux étapes de basses températures à 308,1 ± 0,7 Ma aux étapes de hautes températures suggérant une perte d'argon radiogénique ($^{40}Ar^*$) par diffusion volumique (Turner, 1968 et références suivantes) lors d'un évènement thermique. Suivant les modèles de diffusion (*e.g.* Crank, 1976), cet évènement thermique se déroulerait vers ca. 300 Ma. Cet évènement perturbateur est probablement identique à celui détecté dans le spectre perturbé de la muscovite. L'assez bonne concordance entre les âges de haute température de la biotite et de la muscovite pourrait indiquer un refroidissement rapide du granite et suggère qu'un âge autour de 309-310 Ma pourrait être proche de l'âge de cristallisation du granite de Chantada.

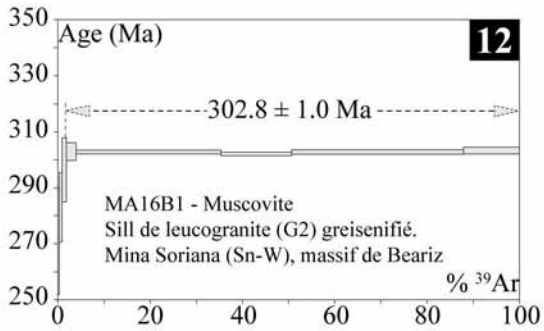
Massif de Beariz, granite prophyrique

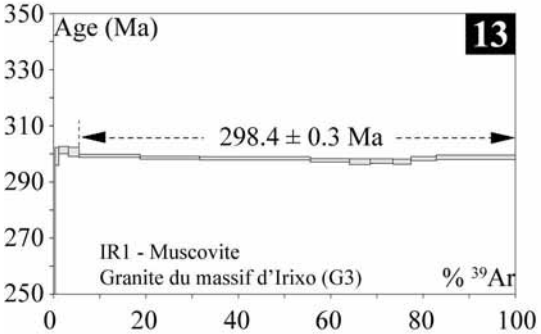
Une muscovite et une biotite provenant du même affleurement de Ponte Inés ont été analysées (*Figure VIII-3*, n°3 & 4). Le spectre d'âges de la muscovite montre un âge plateau de 305,7 ± 3,0 Ma. Ce spectre montre une forme « en selle » avec des âges apparents minimaux aux moyennes températures (305,4 ± 1,4 Ma) et des âges apparents anormalement haut (311,9 ± 4,4 Ma) aux deux premières et deux dernières étapes. Ceci suggère un âge de cristallisation égal ou supérieur à 305,7 ± 3,0 Ma.

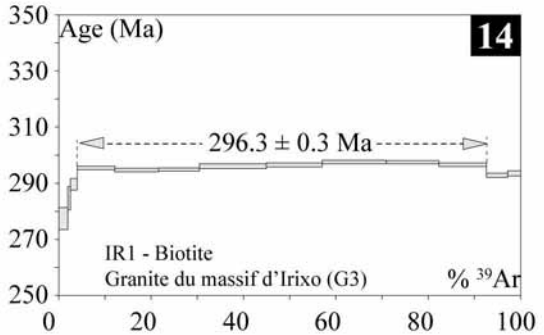
Le spectre d'âges de la biotite montre une forme « en bosse » extrêmement prononcée. Ainsi les âges aux basses et hautes températures sont très anormalement bas par rapport aux âges apparents des températures intermédiaires. Cette forme est typique d'une altération microscopique de la biotite en chlorite (McDougall & Harrison, 1999; Ruffet *et al.*, 1991). L'âge de fermeture isotopique est donc supérieur à celui indiqué par les âges apparents maximums de températures intermédiaires (295,45 ± 2,2 Ma). Cet âge ne doit pas être pris en considération

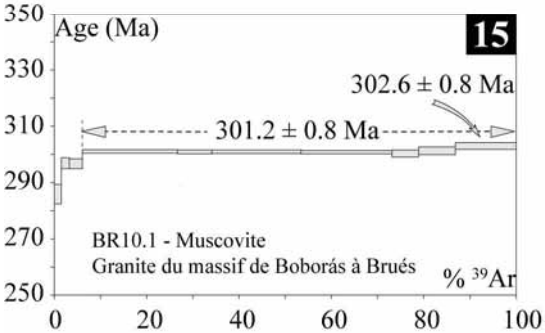

1
Age (Ma)
309.2 ± 0.4 Ma
CH5 - Muscovite
Granite du massif de Chantada (G1)
% 39Ar
2
Age (Ma)
CH5 - Biotite
Granite du massif de Chantada (G1)
% 39Ar
3
Age (Ma)
305.7 ± 3.0 Ma
BE9 - Muscovite
Granite porphyrique du massif de Beariz (G1)
% 39Ar
4
Age (Ma)
BE8 - Biotite
Granite porphyrique du massif de Beariz (G1)
% 39Ar
5
Age (Ma)
301.7 ± 2.9 Ma
CE1 - Muscovite
Granite du massif de Carballiño (G2)
% 39Ar
6
Age (Ma)
294.7 ± 2.8 Ma
CE1 - Biotite
Granite du massif de Carballiño (G2)
% 39Ar
7
Age (Ma)
299.6 ± 0.8 Ma
CE1 - Muscovite
Granite du massif de Carballiño (G2)
% 39Ar
8
Age (Ma)
300.3 ± 0.3 Ma
CE1 - Biotite
Granite du massif de Carballiño (G2)
% 39Ar
9
Age (Ma)
302.7 ± 0.4 Ma
BR10.13 - Muscovite
Sill d'aplite-pegmatite intrafolial (G2)
% 39Ar
10
Age (Ma)
302.6 ± 0.8 Ma
BR10.4 - Muscovite
Sill d'aplite-pegmatite (G2) recoupé par
un dyke granitique Boborás (G3)
% 39Ar

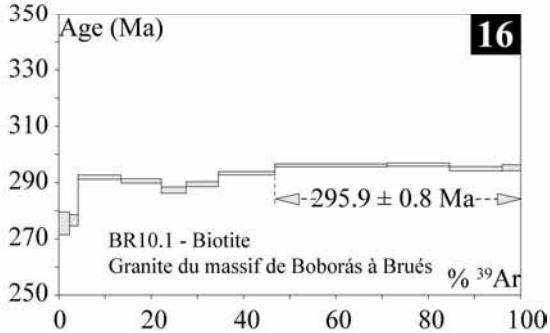

Age (Ma)
11
304.7 ± 3.0 Ma
MA52 - Muscovite
Leucogranite à Ms-Tur-Gt du massif de Beariz
% 39Ar

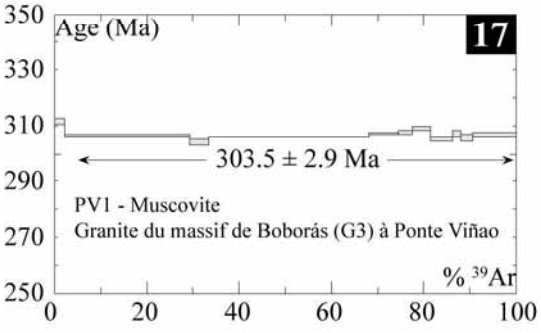

Age (Ma)
12
302.8 ± 1.0 Ma
MA16B1 - Muscovite
Sill de leucogranite (G2) greisenifié.
Mina Soriana (Sn-W), massif de Beariz
% 39Ar

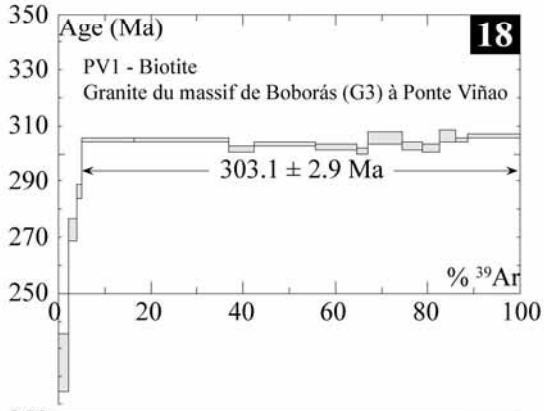

Age (Ma)
13
298.4 ± 0.3 Ma
IR1 - Muscovite
Granite du massif d'Irixo (G3)
% 39Ar

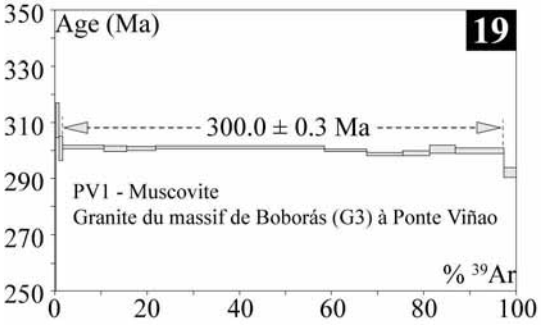

Age (Ma)
14
296.3 ± 0.3 Ma
IR1 - Biotite
Granite du massif d'Irixo (G3)
% 39Ar

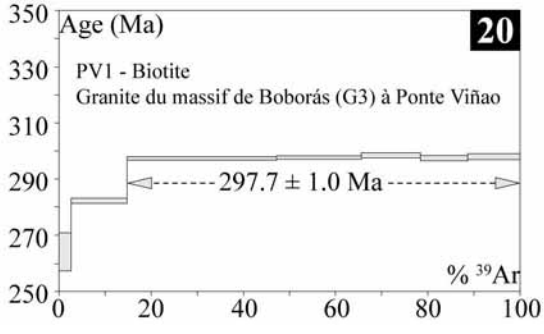

Age (Ma)
15
302.6 ± 0.8 Ma
301.2 ± 0.8 Ma
BR10.1 - Muscovite
Granite du massif de Boborás à Brués
% 39Ar


Age (Ma)
16
295.9 ± 0.8 Ma
BR10.1 - Biotite
Granite du massif de Boborás à Brués
% 39Ar


Age (Ma)
17
303.5 ± 2.9 Ma
PV1 - Muscovite
Granite du massif de Boborás (G3) à Ponte Viñao
% 39Ar


Age (Ma)
18
PV1 - Biotite
Granite du massif de Boborás (G3) à Ponte Viñao
303.1 ± 2.9 Ma
% 39Ar


Age (Ma)
19
300.0 ± 0.3 Ma
PV1 - Muscovite
Granite du massif de Boborás (G3) à Ponte Viñao
% 39Ar


Age (Ma)
20
PV1 - Biotite
Granite du massif de Boborás (G3) à Ponte Viñao
297.7 ± 1.0 Ma
% 39Ar

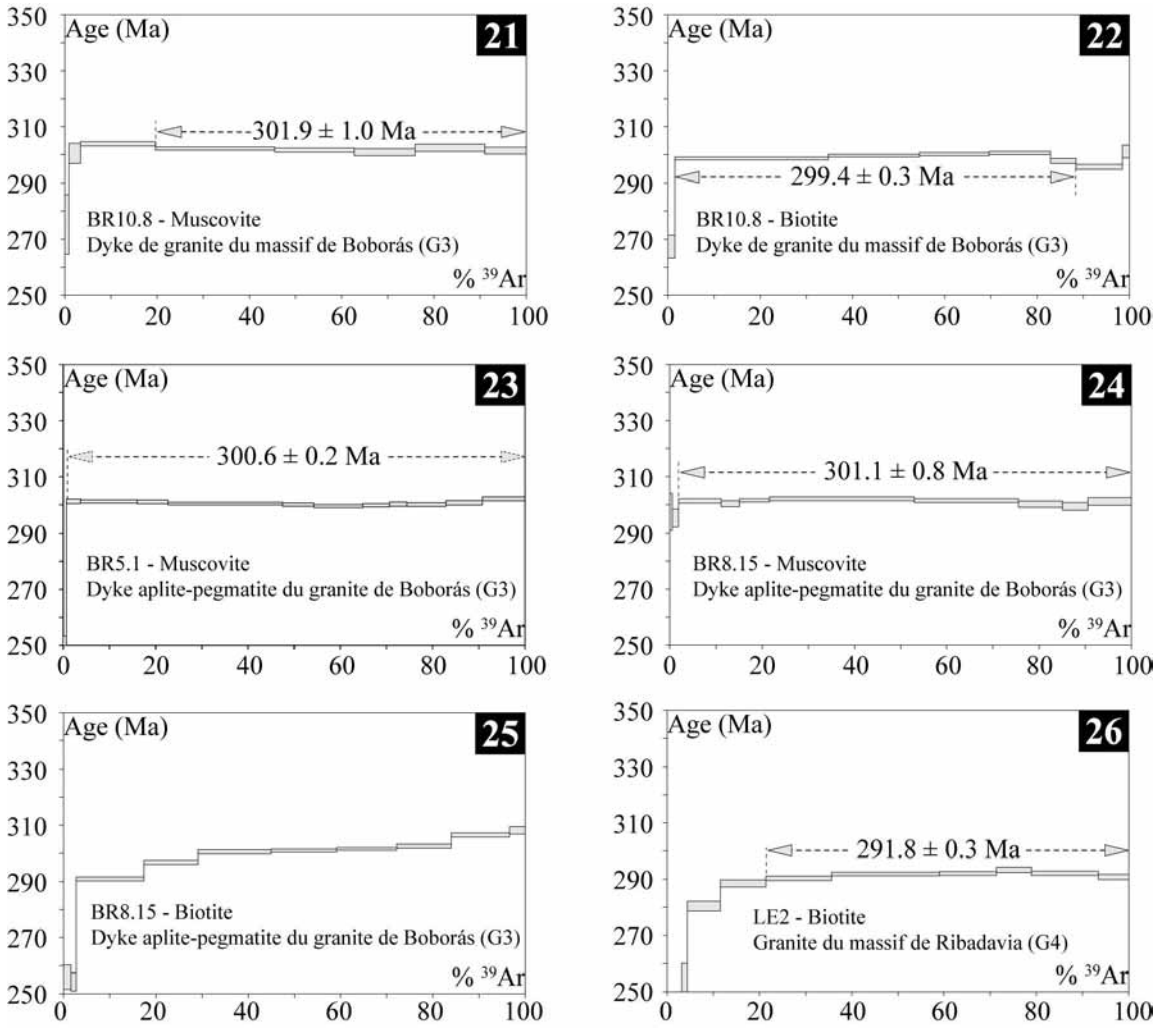


Figure VIII-3 : *Spectres d'âges acquis sur les granites dans les laboratoires de Géosciences Rennes et de l'Université de Montpellier. Les âges plateaux sont donnés à 2σ, et l'ensemble des données d'analyses est présenté en annexes G & H*

VIII-4.1.2 Granites G2

Massif de Carballiño

Deux muscovites et deux biotites d'un même échantillon de granite provenant de la partie centrale du massif de Carballiño ont été analysées, dans les deux laboratoires (*Figure VIII-3*, n°5 & 6 [Montpellier], n°7 & 8 [Rennes]). Les spectres d'âges des muscovites permettent de calculer un âge plateau de 301,7 ± 3,0 Ma (n°5) et 299,6 ± 0,8 Ma (n°7). Les biotites définissent un âge discordant de 294,7 ± 2,8 Ma (n°6) et 300,3 ± 0,3 Ma.

Le spectre d'âges de la muscovite n°5 possède une forme « en creux et bosses » avec plusieurs maxima et minima, atteignant respectivement 303,9 ± 3,6 Ma et 305,1 ± 1,6 Ma aux hautes et basses températures. Cette forme suggère la présence de deux domaines au sein du monograin analysé. Ainsi que vu précédemment, ces deux domaines pourraient être liés à une

recristallisation partielle du fait d'une déformation ou d'une perturbation thermique. L'âge de cristallisation serait donc égal ou supérieur à 305,1 ± 1,6 Ma, avec une perturbation plus récente que 299,4 ± 2,1 Ma. Le spectre d'âges de la muscovite n°7 présente comparativement à la précédente un plateau très bien défini. On observe néanmoins une très discrète forme en selle avec un minimum à 298,7 ± 0,4 Ma et un maximum de 299,7 ± 0,5 Ma aux hautes températures. De même que pour le granite G1 de Chantada cette forme suggère la présence de deux domaines au sein du monograin analysé. Ainsi que vu précédemment, ces deux domaines pourraient être liés à une recristallisation partielle du fait d'une déformation, d'une perturbation thermique ou d'une circulation de fluides. Cela supposerait un domaine initial à 299,7 ± 0,5 Ma et un domaine recristallisé ou néoformé à 298,7 ± 0,4 Ma lié ou non à la déformation.

Bien que possédant un âge plateau bien défini, le spectre d'âges de la biotite n°8 présente une très légère forme en bosse. Cette forme indique un début d'altération de la biotite avec présence de chlorite à l'origine d'un recul (recoil effect) de l'$^{39}Ar_K$ produit durant l'irradiation (Lo & Onstott, 1989; Ruffet *et al.*, 1991). Du fait de ce phénomène de recul et la forme étant très peu prononcée, l'âge vrai de cette biotite pourrait être très légèrement plus jeune que 300,3 ± 0,4 Ma. Le spectre d'âges de la biotite n°6 est trop perturbé pour être interprétable.

Ces quatre âges suggèrent une fermeture isotopique intervenant au plus tard entre 301,7 ± 2,9 Ma et 299,6 ± 0,8 Ma avec l'évidence d'un évènement perturbateur (thermique et/ou tectonique et/ou fluide) autour de 298,5 Ma.

Sills d'aplite et pegmatite du granite de Carballiño

Deux muscovites provenant de deux sills différents présents dans les micaschistes au niveau des mines de Brués ont été analysées (*Figure VIII-3*, n°9 & 10). Ces sills ont une texture aplitique et pegmatitique. Il est à noter que les relations de terrain montrent que ces sills sont recoupés par les dykes granitiques du massif de Boborás (voir Chapitre IV). Les muscovites montrent deux très beaux spectres d'âges avec deux âges plateaux concordant à 302,7 ± 0,4 Ma et 302,6 ± 0.8 Ma. Il est également à noter que ces âges sont plus vieux que ceux obtenus sur le cœur du massif de Carballiño (voir paragraphe précédent, ci-dessus).

Leucogranite du massif de Beariz

Deux muscovites ont été analysées, l'une provenant du leucogranite à muscovite-tourmaline-grenat du flanc Ouest du massif (*Figure VIII-3*, n°11 [Montpellier]) et l'autre

provenant d'un sill de leucogranite partiellement greisenifié de Mina Soriana (*Figure VIII-3*, n°12 [Rennes]). La muscovite n°11 permet de calculer un âge plateau à 304,7 ± 3,0 Ma et la muscovite n°12 permet de calculer un âge plateau à 302,8 ± 1,0 Ma. Le spectre d'âges de la muscovite n°11 possède une forme générale en selle avec un minimum à 302,8 ± 2,8 Ma aux températures intermédiaires. Les maximums sont observés aux basses et hautes températures. Cette forme suggère deux domaines d'âges au sein du grain analysé, indiquant une cristallisation égale ou supérieure à 307,4 ± 2,8 Ma et un potentiel évènement perturbateur (tectonique et/ou thermique) à 302, 8 ± 2,8 Ma.

Le spectre d'âges de la muscovite n°12 montre un âge plateau nettement mieux défini. Cependant, on observe une légère forme en selle avec un minimum à 302,1 ± 0,7 Ma aux températures intermédiaires et des âges apparents légèrement plus vieux aux hautes et basses températures, respectivement à 303,3 ± 1,1 Ma et 302,9 ± 3,2 Ma. Cet élément semble également cohérent avec le précédent pour proposer une cristallisation égale ou supérieure à 302,8 ± 1,0 Ma avec un potentiel évènement perturbateur plus jeune que 302,1 ± 0,7 Ma.

VIII-4.1.3 Granites G3

Massif de Boborás

2 muscovites et 2 biotites de deux échantillons provenant, pour l'un de la partie centrale du massif (PV1) et pour le second de la bordure Nord-Ouest (BR10.1), ont été analysées (*Figure VIII-3*, n° 15 à 20). Les muscovites et biotites de l'échantillon PV1 ont été analysées dans les deux laboratoires. Deux dykes granitiques, à cinématique en faille normale, issus du massif de Boborás (*Figure VIII-3*, n° 21 à 23) ainsi qu'un dyke de pegmatite recoupant le granite (*Figure VIII-3*, n° 24, 25) ont également été analysés. Ces différents échantillons se localisent également sur le bord du massif.

Partie interne du massif, Ponte Viñao

Les deux spectres d'âges de muscovites (n°17, [Montpellier] et n°19, [Rennes]) montrent deux âges plateau, respectivement de 303,5 ± 2,9 Ma et 300,0 ± 0,3 Ma. Ces spectres possèdent une très légère forme en selle avec pour le spectre n°17 un minimum à 301,9 ± 3,4 Ma et un maximum à 306,0 Ma. Pour le spectre n°19, le minimum observé est à 298,3 ± 0,6 Ma aux températures intermédiaires et les maximum sont de 300,9 ± 0,6 Ma et 300,8 ± 0,5 Ma aux basses et hautes températures. De même que pour les échantillons précédant, il est possible de proposer un âge de cristallisation des muscovites égal ou supérieur à 303,1 ± 2,9 Ma, avec une perturbation thermique plus récente que 298,3 ± 0,6 Ma.

Les deux spectres d'âges de biotites (n°18, [Montpellier] et n°20, [Rennes]) montrent deux âges plateau, respectivement de 303,1 ± 2,9 Ma et 297,7 ± 1,0 Ma. Le spectre n°18 présentant plusieurs creux et bosses suggère un début d'altération marqué par la présence de chlorite. En effet, la forme en bosse et les petits creux et bosses sont compatibles avec la présence de biotite et de phénomènes de reculs lors de l'irradiation, puis libération différentielle d'argon lors de l'analyse. Ainsi l'âge de fermeture isotopique de la biotite n°18 pourrait être plus jeune que 303,1 ± 2.9 Ma. Le spectre d'âges de la biotite de l'échantillon PV1 (n°20) permet de calculer un âge plateau à 297,7 ± 0,3 Ma.

Bordure du massif

Le spectre d'âges de la muscovite BR10.1 permet de calculer un âge plateau à 301,2 ± 0,8 Ma. Le spectre d'âges montre une forme en selle avec un âge apparent minimal à 300,1 ± 1,3 Ma et un âge apparent significativement plus vieux à l'étape de fusion à 302,6 ± 0,8 Ma. Cela suggère une fois de plus un âge de cristallisation de la muscovite égal ou supérieur à 302,6 ± 0,8 Ma, avec une perturbation plus récente que 300,1 ± 1,3 Ma. La biotite montre un spectre d'âges très perturbé avec une forme en selle prononcée dans la première partie du spectre suivie d'un segment plat jusqu'à la fusion permettant de calculer un âge pseudo-plateau à 295,9 ± 0,4 Ma.

Dykes de granite issus du massif de Boborás

Deux dykes différents situés dans la zone des mines de Brués ont été échantillonnés et deux muscovites et une biotite ont été analysées. Les deux spectres d'âges des muscovites des échantillons BR10.8 et BR5.1 (n°21 et 23) permettent de calculer deux âges plateaux, respectivement de 301,9 ± 0,5 Ma et 300,6 ± 0,2 Ma. Néanmoins, le spectre d'âges de la muscovite BR5.1 montre une forme en selle assez marquée avec un âge apparent minimal à 299,6 ± 0,5 Ma et un âge apparent significativement plus vieux à l'étape de fusion à 302,1 ± 0,7 Ma. Cela suggère une fois de plus un âge de cristallisation de la muscovite égal ou supérieur à 302,1 ± 0,7 Ma, avec une perturbation plus récente que 299,6 ± 0,5 Ma.

Le spectre d'âges de la biotite de l'échantillon BR10.8 (n°22), malgré un âge plateau à 229,4 ± 0,3 Ma, montre une forme en bosse relativement nette suggérant sans ambiguïté une chloritisation de la biotite (*e.g.* Ruffet *et al.,* 1991). Ce résultat est à considérer avec beaucoup de précautions.

Dyke de pegmatite recoupant le granite de Boborás

Un dyke de pegmatite recoupant le granite de Boborás a été échantillonné. Ce dyke possède une minéralogie peu variée, en tout point identique à celles de pegmatites localement observées au sein du granite dans le secteur de Brués. Ces pegmatites diffèrent nettement des

pegmatites évoluées et complexes des granites G2. Le spectre d'âges de la muscovite de l'échantillon BR8.15 (n° 24) permet de calculer un âge plateau à 301,1 ± 0,4 Ma. La biotite n° 25 montre une forme en marches d'escalier (staircase shape) très prononcée avec des âges apparents anormaux aux hautes températures (jusqu'à 308 Ma environ). Ceci suggère une chloritisation importante de la biotite (Cheilletz *et al.*, 1999). Ce résultat ne peut être pris en compte.

Massif d'Irixo

Un échantillon (IR1), provenant du cœur du massif, a été prélevé. Une muscovite et une biotite de cet échantillon ont été analysées (*Figure VIII-3*, n° 13 & 14). La muscovite montre un âge plateau à 298,4 ± 0,3 Ma. Cependant comme d'autres analyses précédentes, le spectre d'âges apparents montre une légère forme en selle avec un âge minimum vers 297,5 ± 0,5 Ma (4 étapes concordantes, ca 22% du $^{39}Ar_K$ dégazé) et une étape de haute température jusqu'à 298,8 ± 0,8 Ma. Cela suggère un âge de cristallisation de la muscovite égal ou supérieur à 298,8 ± 0,8 Ma, avec une perturbation plus récente que 297,5 ± 0,5 Ma. La biotite montre un âge plateau à 296,3 ± 0,3 Ma, mais le spectre d'âges apparents possède une forme en bosse qui peut indiquer une légère chloritisation (Ruffet *et al.*, 1991). Ce résultat parait difficilement exploitable.

VIII-4.1.4 Granites G4 – Massif de Ribadavia

Une biotite d'un échantillon de granite du massif de Ribadavia a été analysée (*Figure VIII-3*, n° 26). Le spectre d'âges montre une forme en escalier et légèrement en bosse qui, cependant, permet de calculer un âge plateau à 291,8 ± 0,7 Ma à partir des températures intermédiaires à hautes (78,6 % du total du $^{39}Ar_K$ libéré). Ce résultat seul rend difficile l'interprétation de l'âge, en termes d'âge de cristallisation ou d'âge de refroidissement. Néanmoins, la dimension inférieure à 15 km de ces granites suggère que le refroidissement peut avoir eu lieu rapidement. L'âge de cristallisation de ce type de granite pourrait donc être proche de 292 Ma.

VIII-4.2 Minéralisations

VIII-4.2.1 Minéralisations aurifères

Trois échantillons de muscovites hydrothermales ont été prélevés dans les veines et filons minéralisés des mines de Brués (*Figure VIII-4*, n° 29 à 31). Les observations de terrain

et microscopiques montrent que les muscovites situées aux bordures des veines (muscovites « en franges », BR8.2, n° 30) sont synchrones du quartz Q1 et antérieures aux autres muscovites (BR8.13, n°29 et BRI.8, n° 31) situées dans les fractures du quartz Q1. Le spectre d'âges de la muscovite précoce BR8.2 (n° 30) permet le calcul d'un âge plateau à 301,7 ± 0,4 Ma complètement concordant avec l'âge plateau à 301,9 ± 0,5 Ma calculé à partir du spectre d'âges de la muscovite BR8.13. Le spectre d'âges de la muscovite BRI.8 (n°31) permet le calcul d'un âge plateau plus jeune à 298,2 ± 0,4 Ma.

Ces trois muscovites hydrothermales montrent cependant une bonne concordance d'âge suggérant un développement de l'hydrothermalisme dans un espace de temps restreint, au moins pour les deux premiers stades hydrothermaux.

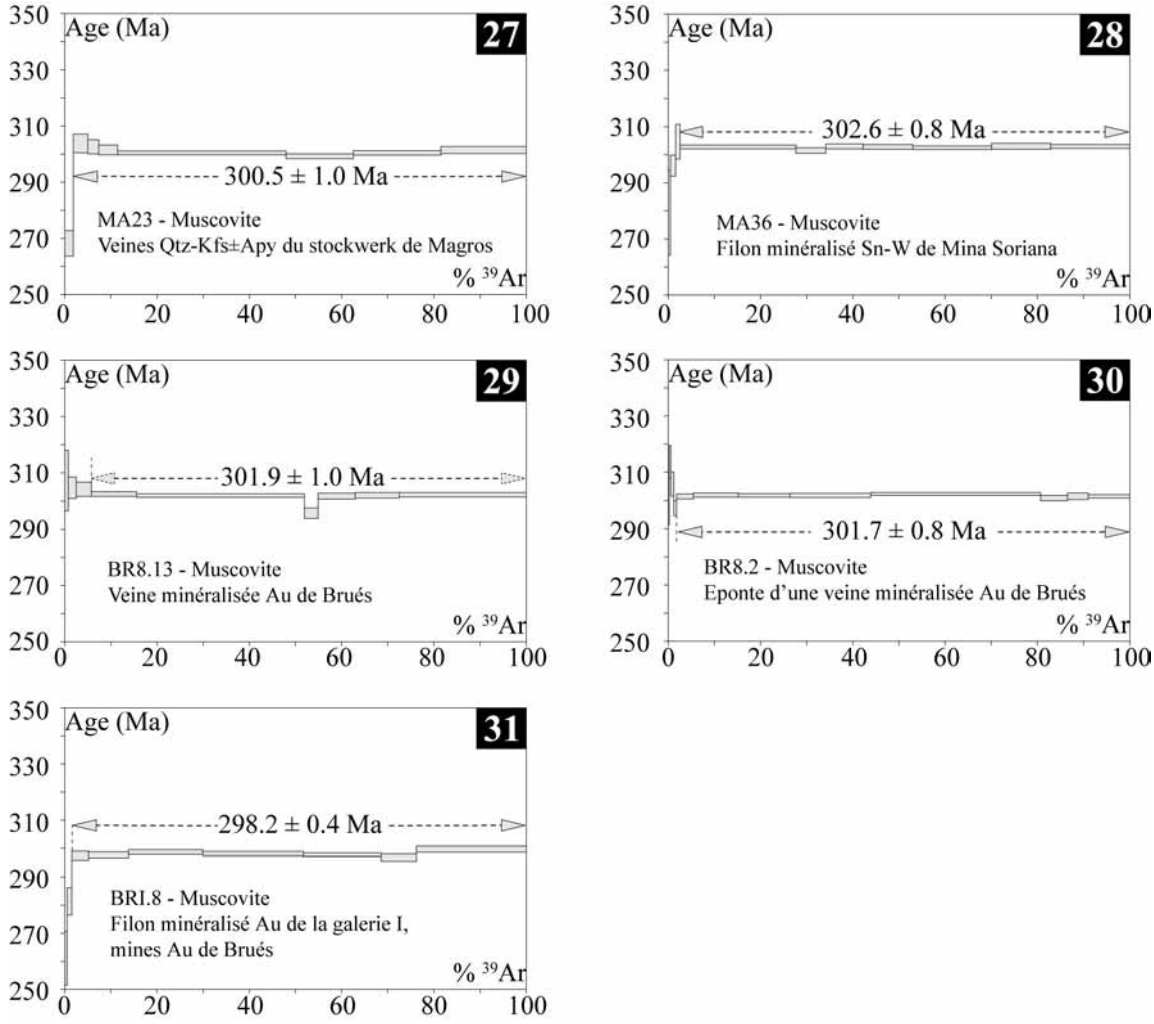


Figure VIII-4: *Spectres d'âges acquis sur les minéralisations aurifères de Brués, étain-tungstène de Mina Soriana et le stockwerk de Magros dans le laboratoire de Géosciences Rennes. Les âges plateaux sont donnés à 2σ, et l'ensemble des données d'analyses est présenté en annexes G & H.*

VIII-4.2.2 Minéralisations étain-tugnstène

Deux échantillons de veines ont été prélevés dans le massif de Beariz. L'échantillon (MA23) provient d'une veine de quartz à feldspath potassique, muscovite ± arsénopyrite. Cette veine est localisée dans le leucogranite de Beariz et fait partie du stockwerk de Magros. Comme cela a été vu au Chapitre IV , le quartz de ces veines possède une déformation de très haute température marquée par la texture en échiquier du quartz. Le second échantillon (MA36) provient du cœur d'un des filons minéralisés de Mina Soriana. Les deux spectres correspondant aux deux muscovites analysées sont présentés *Figure VIII-4*, n° 27 & 28.

Le spectre d'âges de la muscovite MA23 (n° 27) du stockwerk de Magros permet de calculer un âge plateau à 300,5 ± 1,0 Ma. Le spectre d'âges apparents montre une forme en selle avec un âge apparent minimal de 299,2 ± 0,9 Ma. L'étape de fusion voit une augmentation de l'âge apparent jusqu'à 301,4 ± 1,1 Ma. Cette forme suggère un mélange entre deux domaines d'âges distincts au sein de la muscovite analysée avec un premier domaine à 301,4 ± 1,1 Ma et un second à 299,2 ± 0,9 Ma. Ainsi la fermeture isotopique de cette muscovite pourrait intervenir vers 301,5 Ma avec un évènement perturbateur plus jeune que 299 Ma. Le spectre d'âges de la muscovite MA36 (n°28) du filon minéralisé permet de calculer un âge plateau de 302,6 ± 0,4 Ma. L'âge plateau, plus jeune, de la muscovite n° 27 par rapport à la n°28 semble cohérent. En effet, les fabriques du quartz montrent que les veines du stockwerk de Magros ont été affectées par une déformation de plus haute température que celle des filons. L'âge de fermeture isotopique est donc logiquement plus jeune car le passage par la température de fermeture est intervenu plus tardivement au stockwerk que dans les filons situés dans l'encaissant.

VIII-4.3 Synthèse et discussion des résultats

L'ensemble des âges plateaux obtenus est présenté *Figure VIII-5*. Observés dans leur ensemble, les âges obtenus respectent les relations de recoupement des différentes générations de granites. Ce respect de l'ordre chronologique est cependant moins clair entre les granites G2 et G3. Les datations réalisées sur ces deux types de massifs montrent par ailleurs des points communs : i) les âges obtenus dans les parties internes des massifs sont généralement plus jeunes que ceux obtenus sur les bordures ; ii) les âges obtenus sur les biotites sont généralement plus jeunes que ceux obtenus sur les muscovites et montrent un décalage assez significatif avec ces dernières.

Indépendamment de la nature de la roche hôte (magmatique ou hydrothermale), de nombreux spectres montrent des perturbations, avec de fréquentes formes en selles suggérant l'existence d'un minimum de deux domaines d'âges distincts dans de nombreuses muscovites. Ces perturbations et anomalies d'âges, conjointement avec l'existence d'âges plus jeunes aux cœurs des massifs, peuvent s'expliquer par deux hypothèses :

1. les granites se sont mis en place dans un encaissant relativement chaud induisant un refroidissement lent depuis les bords des massifs vers leurs parties plus internes.
2. les granites se sont mis en place dans un encaissant relativement froid et les micas ont subi une perturbation après la fermeture de leur système isotopique.

L'hypothèse 1 permet d'expliquer les différences d'âges entre les bords et les parties internes des plutons, mais n'explique pas les perturbations (spectres en forme de selle) des muscovites. L'hypothèse 2 permet d'expliquer un enregistrement sur un court intervalle de temps de la cristallisation des granites (domaine 1) puis une perturbation (domaine 2) par un évènement thermique ou tectonique. Néanmoins elle n'explique alors pas la différence d'âge entre muscovite et biotite, différence qui devrait être faible si le refroidissement est rapide. Une perturbation des micas paraît cependant très plausible. En effet, de nombreux spectres en forme de selle montrent un minimum vers 300 Ma qui pourrait être lié à ce type d'évènement. De plus, on observe une contemporanéité des âges obtenus sur les muscovites des dykes granitiques et pegmatitiques Boborás avec ceux obtenus sur les filons hydrothermaux. Une seconde perturbation affectant principalement les biotites pourrait avoir lieu vers 298 Ma ce qui est également l'âge le plus jeune obtenu sur les minéralisations. Une hypothèse avec plusieurs perturbations thermiques liées à des circulations de fluides est par ailleurs totalement en accord avec le caractère polyphasé du remplissage des filons minéralisés (voir Chapitre IV & Chapitre V). Dans cette hypothèse l'âge des massifs G3 pourrait être plus vieux que 303,5 Ma. Le même type d'hypothèse peut également s'appliquer au massif de Beariz et Carballiño.

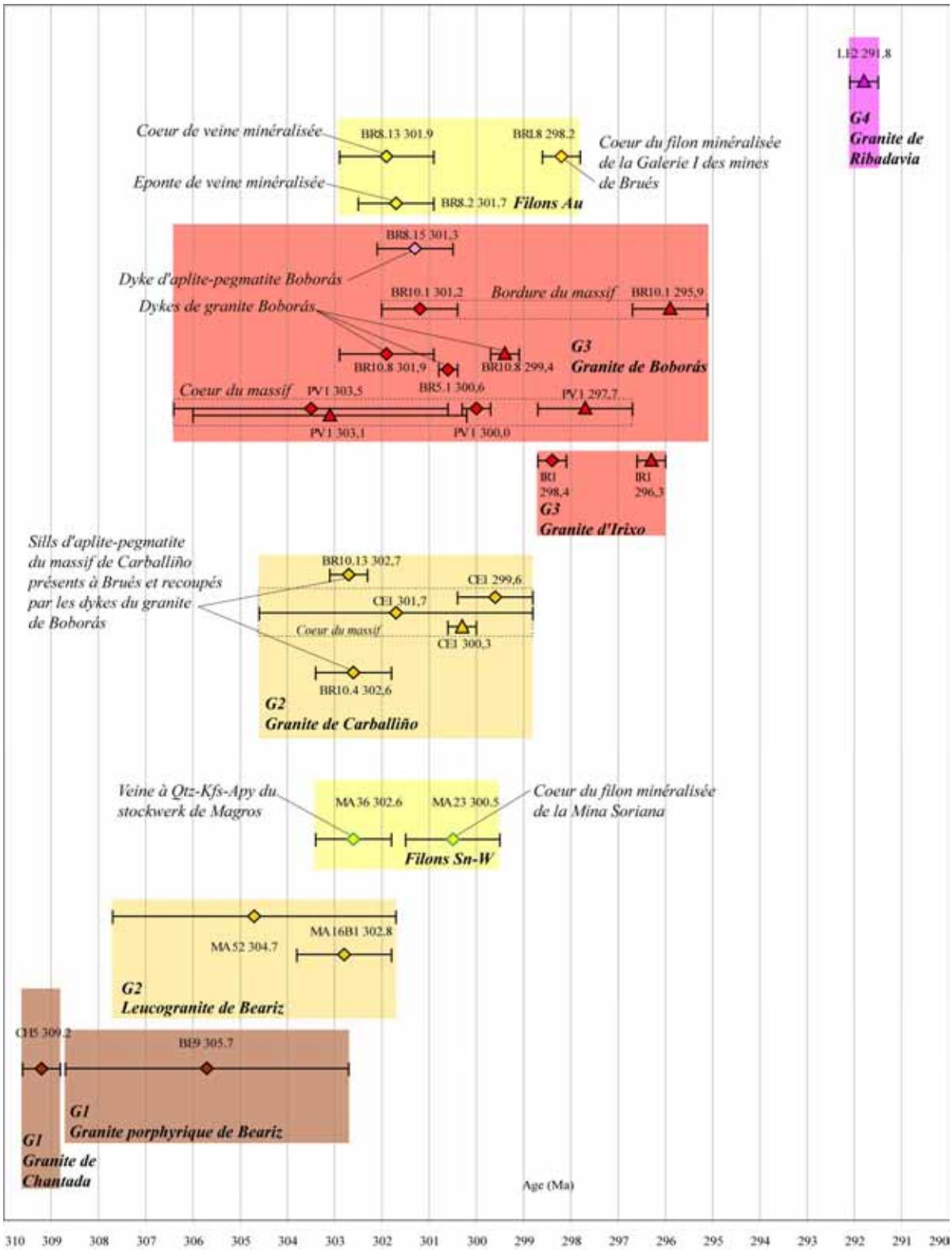


Figure VIII-5: *Synthèse et représentation chronologique, par génération de granite et par massif de l'ensemble des résultats obtenus par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur les granites et minéralisations du secteur étudié. Les âges établis sur des muscovites sont figurés par des losanges et sur les biotites par des triangles. Les barres d'erreurs sont à 2σ.*

Malgré cette hypothèse plausible, il est nécessaire de s'attarder sur la signification des âges plateaux. En effet, s'agit-il de plateaux liés à la cristallisation des micas, leur fermeture isotopique rapide puis leur perturbation par des évènements fluides peu de temps après ou s'agit-il d'une remise à zéro du système isotopique par un événement thermique, dont l'âge serait lui-même affecté par d'autres évènements fluides ultérieurs ? Ce type de question amène à proposer une troisième hypothèse : les granites se mettent en place dans un encaissant relativement chaud, en accord avec les conditions métamorphiques de l'évènement D3 pendant lequel se mettent en place les granites G1 à G3 (apparition de la sillimanite, sillimanite-feldspath potassique, et fusion partielle). La baisse de température des granites après leur cristallisation est alors progressive mais reste au dessus de 400°C. Vers 310 Ma (âge du massif de Chantada), les zones les plus externes, au Nord du secteur d'étude atteignent la température de fermeture des muscovites. Cette température n'est atteinte que vers 303 Ma dans la partie centrale du secteur d'étude. A partir de ce moment des évènements perturbateurs (un ou plusieurs) vont affecter les muscovites (les biotites n'ont pas atteint leur température de fermeture), puis vers 298 Ma les biotites qui ont alors dépassé leur température de fermeture sont également affectées par des perturbations. Ce gradient thermique Nord-Sud pourrait également expliquer l'âge à 391 Ma du granite G4 situé à l'extrémité Sud de la zone d'étude. La présence de dômes métamorphiques et de migmatites surtout concentrés dans la partie Sud et au Sud du secteur d'étude est compatible avec cette hypothèse. Dans cette hypothèse, les âges plateaux sont interprétés comme n'ayant pas de signification géologique, mais comme étant le passage d'un point considéré sous la température de fermeture du mica analysé. Ce type de cas particulier a déjà été reporté, par exemple, dans le cas du granite du Pinet situé dans le Sud du Massif Central français. Les âges obtenus sur ce granite sont de 360 ± 20 Ma en U/Pb sur zircon (Pin, 1981) et de 361 ± 5 Ma en isochrone U-Th-Pb sur monazite par méthode microsonde électronique (Duguet, 2003) alors qu'ils sont, par méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$, de 346 ± 7 Ma (Maluski & Monie, 1988) et de 343 ± 2 Ma à 339 ± 2 Ma (Duguet, 2003). Le climax du métamorphisme dans cette région étant daté à 350 Ma, cette différence de près de 20 Ma a été interprétée par Duguet (2003) comme un enregistrement par les muscovites magmatiques du passage du bâti par l'isotherme 250-300°C vers 340 Ma, soit près de 20 Ma après l'emplacement du granite dans un domaine affecté par un métamorphisme de haute température et près de 10 Ma après le passage par le pic du métamorphisme. Dans ce type de cas de figure, les auteurs expliquent ainsi des âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ plateaux comme le passage par la température de fermeture.

Il est cependant clair qu'en l'état actuel, nos données ne nous permettent pas de trancher définitivement pour l'une ou l'autre des trois hypothèses énoncées. Des datations complémentaires sur les micas de l'encaissant seraient nécessaires pour affirmer ou infirmer celles-ci.

* * * * *

Chapitre IX

SYNTHESE

APPORTS D'UNE ETUDE INTEGREE SUR LES RELATIONS ENTRE GRANITES ET MINERALISATIONS FILONIENNES EN CONTEXTE TARDI OROGENIQUE

IX-1 Introduction

Dans ce dernier chapitre, les différents résultats obtenus seront synthétisés, comparés et discutés, dans un premier temps, pour définir le plus précisément possible le contexte tectonique et métamorphique dans lequel se mettent en place les granites et les caractéristiques de ceux-ci. Dans un second temps l'ensemble des données sera synthétisé pour contraindre les relations – les liens – entre granites, déformation et minéralisations. Enfin, dans un troisième temps, les éléments réunis seront utilisés afin de répondre le plus précisément possible aux questions posées en introduction ou apporter des éléments de réponse.

IX-2 Le cadre tectono-métamorphique et magmatique des minéralisations

IX-2.1 Les principales phases de déformations

L'étude réalisée sur les micaschistes de l'encaissant (Chapitre III) confirme les études précédemment réalisées (Barrera Morate *et al.*, 1988, 1989 ; Marquínez García, 1981, 1984; Marquínez García & Klein, 1982) sur l'existence de 3 évènements principaux de déformation D1 à D3 auxquels correspond à chaque fois au minimum une schistosité.

-L'évènement D1 a été très peu préservé (rares S1 crénulées et plis isoclinaux) ce qui rend impossible la détermination des cinématiques et caractéristiques de cet évènement. Il semble seulement que le grade métamorphique de cet évènement soit faible (zone de la chlorite).

-L'évènement D2 est un évènement de déformation majeur dans le secteur d'étude. Cet évènement se marque par la formation d'une schistosité S2 subhorizontale (parallèle à S0), très pénétrative qui transpose presque totalement la schistosité S1. C'est un évènement de déformation non coaxiale (exsudats asymétriques, plans de cisaillement à faible pendage associés à des plis d'entraînement et des exsudats asymétriques compatibles) de direction Nord-Sud à cinématique vers le Nord. Cette affirmation est basée sur l'étude de la linéation et les critères de cinématique dans cette linéation. L'orientation et la typologie des plis utilisées par Marquínez García (1984) ne nous paraissent pas pertinentes pour la détermination de la cinématique, ces plis étant fortement affectés par l'évènement D3. A cette déformation D2 cisaillante vers le Nord est associé un métamorphisme prograde en faciès schiste vert à amphibolite marqué par des porphyroblastes syntectoniques. Ce type de déformation (création d'une schistosité subhorizontale) sur le chemin prograde peut clairement être lié à la mise en

place des nappes. A partir de nos observations, l'hypothèse d'un évènement D2 lié à une mise en place de nappes à cinématique Est (= empilement produisant un métamorphisme prograde) et en étalement vers le Nord (= déformation non coaxiale vers le Nord) paraît très plausible. En effet, lors de la mise en place de nappes, la linéation est généralement très bien marquée. S'il s'agit de nappes en étalement, la linéation associée au fluage latéral du matériel produit une linéation moins nette. Ceci nous semble cohérent avec la linéation, parfois peu prononcée, observée sur le terrain.

-L'évènement D3 est un raccourcissement Est-Ouest produisant un très important plissement multi-échelle marqué par une structuration du domaine en antiformes et synformes kilométriques et l'apparition hétérogène d'une schistosité de crénulation ou d'une néoformation de schistosité S3, toutes deux subverticales, homoaxiales de S2. La sillimanite marquant une discrète linéation d'étirement L3, des micro cisaillements à vergence Nord et se localisant dans les queues asymétriques des porphyroclastes D2, indique un fluage du matériel vers le Nord en réponse à ce raccourcissement. Le métamorphisme associé à cet évènement est un métamorphisme de haute température (sillimanite, sillimanite-feldspath potassique) conduisant à l'anatexie au cœur des antiformes D3.

IX-2.2 La place du magmatisme et ses particularités

IX-2.2.1 Le magmatisme syn D3

Cinq générations de granites (G1 à G5) sont présentes dans le secteur d'étude. L'ordre chronologique est bien établi par des relations de recoupement. L'étude des caractéristiques pétrostructurales des granites et de leur encaissant (Chapitre III et Chapitre IV) démontre que les granites G1 à G3 sont syntectoniques et se sont mis en place pendant l'évènement D3, c'est-à-dire en contexte compressif. Au sein de l'évènement D3 on observe une diminution de la fabrique et de la déformation interne des granites au court du temps : granites G1 à forte fabrique verticale Nord-Sud, granites G2 à fabrique N-S verticale bien définie sur les bordures (indépendante de l'orientation du contact), peu définie dans les parties internes (granites G3 à très faible orientation préférentielle mis en évidence par l'ASM). Cette caractéristique alliée aux relations entre la déformation de l'encaissant (présence probable de point triple S3 au Nord du granite G1 d'Avión et absent au niveau des massifs G3) conduit à considérer l'emplacement des granites G1 précoces dans D3, synchrone de la plus forte déformation D3 pour les granites G2, et tardif pour les granites G3. Pour cette raison, l'évènement D3 a été subdivisé en deux parties par la notion – discutable – de pic de la déformation. La

caractéristique commune de ces trois générations de granites syn-D3 est leur forme cartographique allongée Nord-Sud. La cohérence entre la forme cartographique et la forme en profondeur des granites a été validée par l'étude gravimétrique des massifs de Beariz et des massifs G3 et cette étude confirme la forme en laccolithe de ces granites.

IX-2.2.2 Les granites G1 et la zone de cisaillement de Couso

Le cas particulier du massif de Beariz

Le massif de Beariz était jusqu'à présent considéré comme un unique massif G2 présentant un faciès grossier et un faciès fin de bordure (Barrera Morate *et al.*, 1989; Castroviejo, 1974; González Cuadra, 1996). Ce massif d'allongement Nord-Sud est composé principalement d'un granite porphyrique à biotite dominante. Il contient au niveau de son flanc Ouest des enclaves magmatiques sombres. Ces caractéristiques sont typiques de celles des granites G1, même si elles sont ici moins prononcées. Par ailleurs ce granite est recoupé par un leucogranite G2 sur ces flancs Ouest et Est ainsi que par de nombreux dykes d'aplite issus de ce leucogranite. Les études minéralogiques et géochimiques (Chapitre V) confirment également son appartenance au type G1 et sa très forte perturbation, y compris dans ses parties les plus internes, par l'emplacement du leucogranite G2 et les phénomènes hydrothermaux à l'origine des minéralisations Sn-W. Le massif de Beariz est donc un pluton composite G1-G2 dont les racines distinctes sont discriminées par l'étude gravimétrique.

L'emplacement des granites G1 et la zone de cisaillement de Couso

Les granites G1 dans le secteur d'étude occupent des positions tout à fait particulières. En effet, les granites d'Avión, Beariz et Meabia se situent au cœur d'un synforme D3 et dessinent un alignement parallèle à la zone de cisaillement de Couso. Cette situation semble anormale étant donné que des expériences de modélisation analogique ont montré (El Dursi, 2005) que lors de leur emplacement dans des domaines plissés, les plutons migraient vers les antiformes même s'ils étaient injectés au niveau des synformes. Une hypothèse possible serait que ces plutons se localisent dans des antiformes D3 de second ordre de longueur d'onde 1 à 2 km et qu'ils se mettent en place au niveau de la discontinuité rhéologique correspondant au contact chevauchant entre l'unité basale allochtone et le para autochtone. Cette hypothèse serait compatible avec la schistosité très redressée sur le flanc Est du massif de Beariz (mont Marcofán) et la position structurale de ces granites à proximité du contact chevauchant.

La synthèse réalisée sur les granites du NW Ibérique (Chapitre II) montre le lien étroit qui existe entre les granites G1 et d'importantes zones de faille et de cisaillement, probablement d'échelle crustale, structurant le NW Ibérique (*e.g.* Malpica-Tuy, Viveiro-Valdoviño). L'orientation des 3 massifs G1 est similaire à celle de ces failles. Par ailleurs, ces granites contiennent une composante magmatique profonde (tonalite, quartz-diorites) que l'on trouve également dans la bordure Est du granite G2 de La Estrada-Cerdedo. Il s'agit du seul et unique endroit dans le secteur d'étude où des tonalites sont en enclaves dans un massif G2. Tout ces éléments suggèrent que le zone de cisaillement de Couso pourrait être une structure précoce ayant facilité l'injection des magmas G1 dans cette zone. L'existence de ces structures précoces guidant les magmas G1 pourrait expliquer que certains massifs G1 sont syn à tardi D2 (*e.g.* Ábalos *et al.,* 2002 ; Baie de Vigo : Gallastegui, 1993). Ces structures pourraient donc être syn à anté D2 et réactivées lors de l'évènement D3. Les critères de déformation post-solidus dans le granite G2 de La Estrada-Cerdedo montrent ainsi que cette zone de cisaillement qui affecte les massif d'Avión et La Estrada-Cerdedo a fonctionnée pendant D3 et postérieurement à l'emplacement des massifs G1 et G2.

IX-2.2.3 Granites G2, aplites et pegmatites

Les massifs G2 sont des granites et leucogranites issus de la fusion de parties supérieures de la croûte (probablement à composition métapélitique) ainsi que le montre l'étude géochimique et minéralogique (Chapitre V). Ces vastes batholites d'allongement Nord-Sud occupent les cœurs des antiformes D3. Ce type de magma adopte classiquement une forme de laccolithe ainsi que cela a été démontré pour plusieurs exemples très similaires dans le Massif Central Français (*e.g.* Gébelin, 2004). La présence de nombreux panneaux et bandes d'encaissant, et les contacts normaux cartographiquement peu pentés de ces granites sont en accord avec cette hypothèse. Dans ce cas, ces granites ne se mettent pas en place en force dans l'encaissant comme cela se produit pour les diapirs. Ceci suppose donc que ces granites se sont mis en place dans les antiformes D3 au minimum après l'initiation de ceux-ci, ce qui ne contredit pas une augmentation du plissement ultérieur et un rôle des granites sur la morphologie ultérieure de ces antiformes. Cette hypothèse est en accord avec le fait que ces granites ne sont pas précoces dans D3 comme le sont les massifs G1. Par ailleurs, ces granites (notamment le flanc Est du massif de Carballiño) recoupent clairement l'isograde d'apparition de la sillimanite. Le domaine a donc déjà été au moins partiellement structuré en synformes et antiformes.

Ces granites montrent des liens étroits avec les zones de migmatites. Les contacts entre ces granites et les migmatites sont généralement diffus et jamais tranchés comme c'est le cas par exemple pour le massif G3 de Boborás sur son flanc Sud-Ouest. Ceci a déjà été bien caractérisé dans le NW Ibérique notamment par Capdevila *et al.* (1973). Sans considérer une quelconque relation génétique entre les granites G2 et ces migmatites (il existe probablement plusieurs générations de migmatites) cela suppose que les massifs G2 sont contemporains de phénomènes de fusion partielle, ce qui est cohérent avec la haute température du métamorphisme D3. Ils se mettent donc très probablement en place dans un environnement de très haute température.

Les aplites et pegmatites

Les importants champs d'aplites et de pegmatites se mettent en place au moment du pic de la déformation D3. L'essentiel de ces injections dans l'encaissant est réalisé avant le pic de la déformation comme le montre le fort boudinage qui les affecte et le moulage par la schistosité S3. Ceci confirme très nettement la compression Est-Ouest et l'échappement du matériel vers le Nord (Chapitre III). Cependant certaines injections sont légèrement sécantes sur la S3 tout en étant légèrement plissées. Considérées dans leur ensemble elles sont donc synchrones du pic de la déformation tout comme les granites G2. La présence de pegmatites exactement similaires au sein du granite G2 de Carballiño, leur lien spatial avec ces granites et le fait que les pegmatites soient recoupées par les massifs G3 montre qu'il s'agit d'aplites-pegmatites G2 comme cela a déjà été proposé précédemment (Fuertes-Fuente, 1996; Fuertes-Fuente & Martín-Izard, 1998). L'emplacement de ce leucogranite pourrait avoir été guidé par l'emplacement antérieur du granite G1, comme cela a été proposé par Bouchot *et al.* (2005) dans des exemples du Massif Central Français.

Le leucogranite G2 de Beariz

Ainsi que démontré par les chapitres IV et V, le leucogranite albitique à tourmaline-grenat-muscovite de Beariz recoupe le granite G1 et est porteur d'une minéralisation disséminée (non économique) en Sn, Ta et Nb. Il s'agit donc d'un granite spécialisé, dont on peut suggérer qu'il représente un des produits les plus évolués de la lignée magmatique G2. De par leurs caractéristiques géochimiques, de tels leucogranites se mettent généralement en place après les granites moins évolués comme le massif de Carballiño (*e.g.* Černý et Ercit, 2005b). Les similitudes minéralogiques et géochimiques (Chapitre V) étant nombreuses entre ce leucogranites et les pegmatites G2, il semble possible de proposer que l'emplacement de ce

leucogranite est synchrone de celui des pegmatites minéralisées. Ceci est cohérent avec le recoupement du granite G2 de Carballiño par ces pegmatites (Carrière de Fondo de Vila, Chapitre III).

Les granites G3

Les études structurales, microtexturales (Chapitre III et Chapitre IV) ont démontré le caractère syn-tectonique tardi D3 des granites G3. La mise en place de ces granites laccolithiques est contrôlée par la compression Est-Ouest qui guide préférentiellement l'épanchement du magma suivant la direction de moindre contrainte, Nord-Sud. Le niveau structural dans lequel s'injectent ces granites pourrait être l'ancien plan de chevauchement du para autochtone sur l'autochtone, expliquant ainsi pourquoi ces massifs ne se situent pas au contact G2/micaschiste, autre discontinuité majeure de cette zone. L'étude gravimétrique montre que les racines des granites peuvent être interprétées comme des fentes de tension N45 à partir desquelles s'épanche le magma. La géométrie, très particulière de ces zones de racines vraisemblablement très verticales, peut expliquer la présence d'une faible composante magmatique profonde dans ces magmas (enclaves elliptiques sombres du massif d'Irixo). Par ailleurs, il semble exister une corrélation directe entre le nombre de racines et la dimension du massif, suggérant une coalescence du magma entre deux racines formant ainsi des massifs plus importants, par exemple les massifs de Boborás et Irixo. L'échappement du matériel vers le Nord permet une mise en place sans nécessiter une injection en force du magma (absence de point triple S3). La tectonique compressive D3 a pour effet de localiser une extension aux extrémités des plutons G3, permettant l'injection de magma sous la forme de dykes à cinématique normale vers le Nord dans l'encaissant. Ces dykes granitiques syntectoniques subissent une évolution radicalement différente suivant leur orientation favorable ou non par rapport à la schistosité (cisaillement antithétique à Castro Dozón). L'effet de la déformation D3 sur les massifs G3 à l'état submagmatique se marque par le contrôle de l'orientation de dykes d'aplite et pegmatite G3 qui se présentent sous la forme de réseaux conjugués compatibles avec une compression Est-Ouest. Par ailleurs, il est à noter que le granite de Boborás recoupe des migmatites sur son flanc Ouest et qu'il est situé dans une des zones les plus métamorphiques associée à l'évènement D3. Ceci suppose donc que lors de l'emplacement de ce granite, l'encaissant possédait une température relativement importante.

Les granites G4

Ces granites adoptent une forme circulaire, très différente des précédentes. Ils recoupent l'ensemble des structures D3, et ne sont pas associés à une schistosité. Ces caractéristiques montrent que ces granites ne sont pas compatibles avec l'évènement compressif D3. Ils sont donc post-D3. Par analogie avec des travaux récents (Aranguren *et al.*, 2003), ces granites pourrait être liés à des failles normales dans le cadre d'une tectonique purement extensive.

IX-2.3 Contraintes temporelles sur le magmatisme – discussions

Les datations sur les granites réalisées par deux méthodes différentes, sur monazite à la microsonde électronique (Chapitre VII) et sur monograins de micas par méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ (Chapitre VIII) ont produit des résultats fondamentalement divergents. Différentes hypothèses ont été proposées pour expliquer ce phénomène au Chapitre VIII . L'âge obtenu par cette méthode sur le granite G1 de Chantada, le plus éloigné du secteur d'étude, produit un âge de 309,2 ± 0,4 Ma sur muscovite. L'âge obtenu sur les bordures de monazites issues du même échantillon est de 331 ± 3 Ma. Cet âge est compatible avec l'âge précédemment obtenu à 323 ± 11 Ma (Rb-Sr RT) sur ce même massif (Bellido *et al.*, 1992). Par contre, l'intégration des barres d'erreurs (312 *versus* 309,6 Ma) ne rend pas les âges Rb-Sr et $^{40}Ar/^{39}Ar$ superposables.

Ces granites G1 sont les plus proches de l'évènement D2. Cet évènement D2 a été daté par méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ dans le synforme de Verín à 340 ± 0,9 Ma (Dallmeyer *et al.*, 1997) à partir de phyllites en roche totale. Les granites G1 étant précoces dans l'évènement D3 ils ne peuvent être très séparés dans le temps de l'évènement D2. En cela, les âges bordures de monazites sur les massifs de Beariz (338,3 ± 5,2 Ma) et Chantada (331 ± 3 Ma) sont : i) identiques dans leurs marges d'erreurs ; ii) proches de l'âge D2 obtenu par méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur la zone du synforme de Verín nettement moins affectée par le métamorphisme de haute température D3. Des constations similaires peuvent êtres réalisées avec l'ensemble des autres générations de granites. Cependant la comparaison est très délicate car il s'agit essentiellement d'âges anciens et de méthodes différentes.

A partir de ces éléments nous ne pouvons pas valider les âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ obtenus sur les granites. Les âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ obtenus sur les minéralisations fournissant des âges très similaires, nous interprétons également ces âges comme un passage du bâti par la température de fermeture des micas vers 300 Ma. Ce phénomène est lié à la forte température engendrée par l'évènement D3 produisant d'importantes fusions partielles à l'Est et au Sud du secteur d'étude. La cohérence apparente des résultats $^{40}Ar/^{39}Ar$ obtenus à Geosciences Rennes avec

un respect de l'ordre chronologique est interprétée comme liée au gradient thermique entre les zones d'encaissant peu métamorphisé et les zones très métamorphisées, les zones les plus chaudes se situant au niveau du massif de Boborás et dans l'ensemble Sud du secteur d'étude.

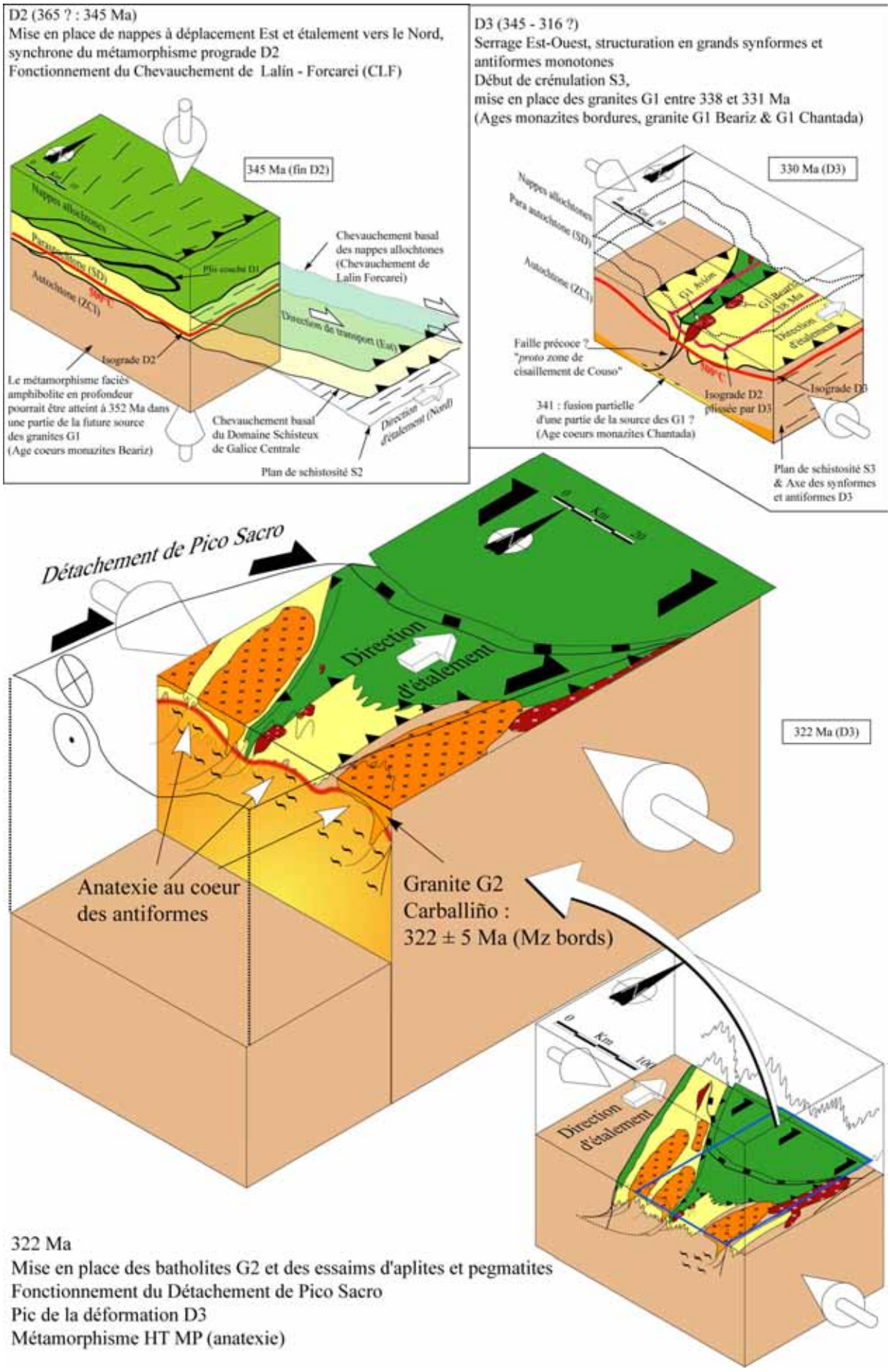
La conséquence de ce phénomène est de ne pas obtenir de contrainte sur l'âge des minéralisations, les âges d'emplacement des granites étant fournis par les âges de bordures des monazites.

IX-2.4 Modèle d'évolution de la zone d'étude

A partir des éléments présentés ci-dessus nous proposons le modèle d'évolution tectono-métamorphique et magmatique présenté *Figure IX-1*, intégrant les datations monazite.

Pendant l'évènement D2 les nappes à vergence Est et en étalement vers le Nord (nappes ductiles) sont mises en place par le biais du chevauchement de Lalín Forcarei sur le para auctochtone. Ce modèle interprète les marqueurs de déformation et de cinématique vers le Nord comme liés à cet échappement du matériel vers le Nord. Le fonctionnement de ce chevauchement a été proposé à 345 Ma par Martínez Catalán *et al.* (2002). La mise en place du Domaine Schisteux sur l'autochtone pourrait être proche de cet évènement. Un âge sur les cœurs des monazites du massif de Beariz indique un évènement à 352 ± 8 Ma. La monazite cristallisant essentiellement dans le chemin prograde et dans les produits cristallisés de la fusion partielle, cet âge pourrait être interprété comme l'âge du métamorphisme prograde dans une partie de la source des futurs massifs G1. Vers la fin de l'évènement D2, que nous proposons à 345 Ma du fait de l'âge à 338 ± 5 Ma du massif syn D3 de Beariz, la partie basale du Domaine schisteux atteint une température proche de 500°C responsable du métamorphisme prograde. Entre 345 et 338 ± 5 Ma (âge du massif de Beariz syn-D3) la déformation change très fortement. Il s'agit de l'évènement compressif Est-Ouest D3. Ce changement brusque de contrainte pourrait être lié à une rotation de la contrainte principale de la verticale à l'horizontale. Vers 330 Ma, les granites G1 se sont mis en place dans le domaine en voie de structuration en antiformes et synformes. Il est à noter que les âges obtenus sur les granites G1 sont identiques en incluant les marges d'erreur : Beariz à 338 ± 5 et Chantada à 331 ± 3 Ma. L'âge obtenu à 341 ± 6 Ma pourrait être lié à l'anatexie d'une partie de la source des G1. Mais ceci ne peut rester qu'une hypothèse. Ainsi que précisé précédemment, leur alignement et position particulière au cœur d'un synforme suggère un contrôle par une zone de cisaillement située au niveau de l'actuelle zone de cisaillement sénestre de Couso. Vers 322 ± 5 Ma (âge du granite G2 de Carballiño) le serrage Est-Ouest est à son paroxysme. Les

granites G2 se mettent en place au cœur des synformes. La mise en place de ces importants batholites localise alors une partie de la déformation et facilite le fluage vers le Nord du domaine métamorphique du secteur d'étude. Le fonctionnement du détachement ductile à vergence Nord du Pico Sacro (DPS) a été attribué à la période 323 ± 11 Ma à 314 ± 6 Ma à partir des données de la littérature par Martínez Catalán *et al.* (2002). L'âge supérieur du DPS provient du recoupement du granite G1 de Chantada par le DPS. Nous proposons, à partir des résultats obtenus, que la période de fonctionnement du DPS pourrait être 331 ± 3 Ma (âge du granite de Chantada) à 314 ± 6 Ma. Ce détachement syn-compression vers le Nord serait donc syn D3 et synchrone des massifs G1 à G3 et pourrait très largement faciliter leur emplacement par création d'espace selon une direction Nord-Sud. La composante verticale de ce détachement étant relativement importante, estimée à environ 5 km (Marquínez García, 1984). Le fonctionnement de ce détachement pourrait également expliquer un important phénomène de fusion partielle au cœur des synformes D3 du fait d'un début d'exhumation syn-compression. Les pegmatites seraient injectées dans le micaschiste entre 322 et 319 Ma. Vers 319 ± 5 – 318 ± 5 Ma (âges des granites G3), le domaine subit toujours une importante compression Est-Ouest. Cette déformation devient plus localisée sur les bordures des massifs G2 et la déformation D3 provoque le fonctionnement d'une demi-cuillère à cinématique Nord. Ceci a pour effet de cisailler de façon importante le flanc Est du massif G2 de La Estrada-Cerdedo. Le long du flanc Ouest du granite G2 de Carballiño le cisaillement est très faible et produit essentiellement la formation de fentes de tension N45 servant de drains au magma G3 et permettant leur mise en place à la fin de l'évènement D3. La forte compression Est-Ouest se termine ensuite et les massifs G3 se mettent en place au Sud de la zone d'étude, à peu de distance du dôme migmatitique de Celanova. La mise en place à 303 ± 5 Ma des granites G4 pourrait être liée à la présence d'un détachement extensif situé entre Celanova et le secteur d'étude. Le bâti pourrait passer sous une température de l'ordre de 300°C vers 300 Ma (cf. âges argon, Chapitre VIII).


D2 (365 ? : 345 Ma)
Mise en place de nappes à déplacement Est et étalement vers le Nord, synchrone du métamorphisme prograde D2
Fonctionnement du Chevauchement de Lalín - Forcarei (CLF)
345 Ma (fin D2)
Nappes allochtones
Para autochtone (SD)
Autochtone (ZC1)
Pli couché D1
Chevauchement basal des nappes allochtones (Chevauchement de Lalín Forcarei)
Direction de transport (Est)
Isograde D2
Le métamorphisme faciès amphibolite en profondeur pourrait être atteint à 352 Ma dans une partie de la future source des granites G1 (Age coeurs monazites Beariz)
Chevauchement basal du Domaine Schisteux de Galice Centrale
Direction d'étalement (Nord)
Plan de schistosité S2
D3 (345 - 316 ?)
Serrage Est-Ouest, structuration en grands synformes et antiformes monotones
Début de crénulation S3,
mise en place des granites G1 entre 338 et 331 Ma
(Ages monazites bordures, granite G1 Beariz & G1 Chantada)
330 Ma (D3)
Nappes allochtones
Para autochtone (SD)
Autochtone (ZC1)
G1 Avión
G1 Beariz 338 Ma
Direction d'étalement
Faille précoce ? "proto zone de cisaillement de Couso"
341 : fusion partielle d'une partie de la source des G1 ? (Age coeurs monazites Chantada)
Isograde D2 plissée par D3
Isograde D3
Plan de schistosité S3 & Axe des synformes et antiformes D3
Détachement de Pico Sacro
Direction d'étalement
322 Ma (D3)
Anatexie au coeur des antiformes
Granite G2 Carballiño : 322 ± 5 Ma (Mz bords)
0
Km
10
Direction d'étalement
322 Ma
Mise en place des batholites G2 et des essaims d'aplites et pegmatites
Fonctionnement du Détachement de Pico Sacro
Pic de la déformation D3
Métamorphisme HT MP (anatexie)

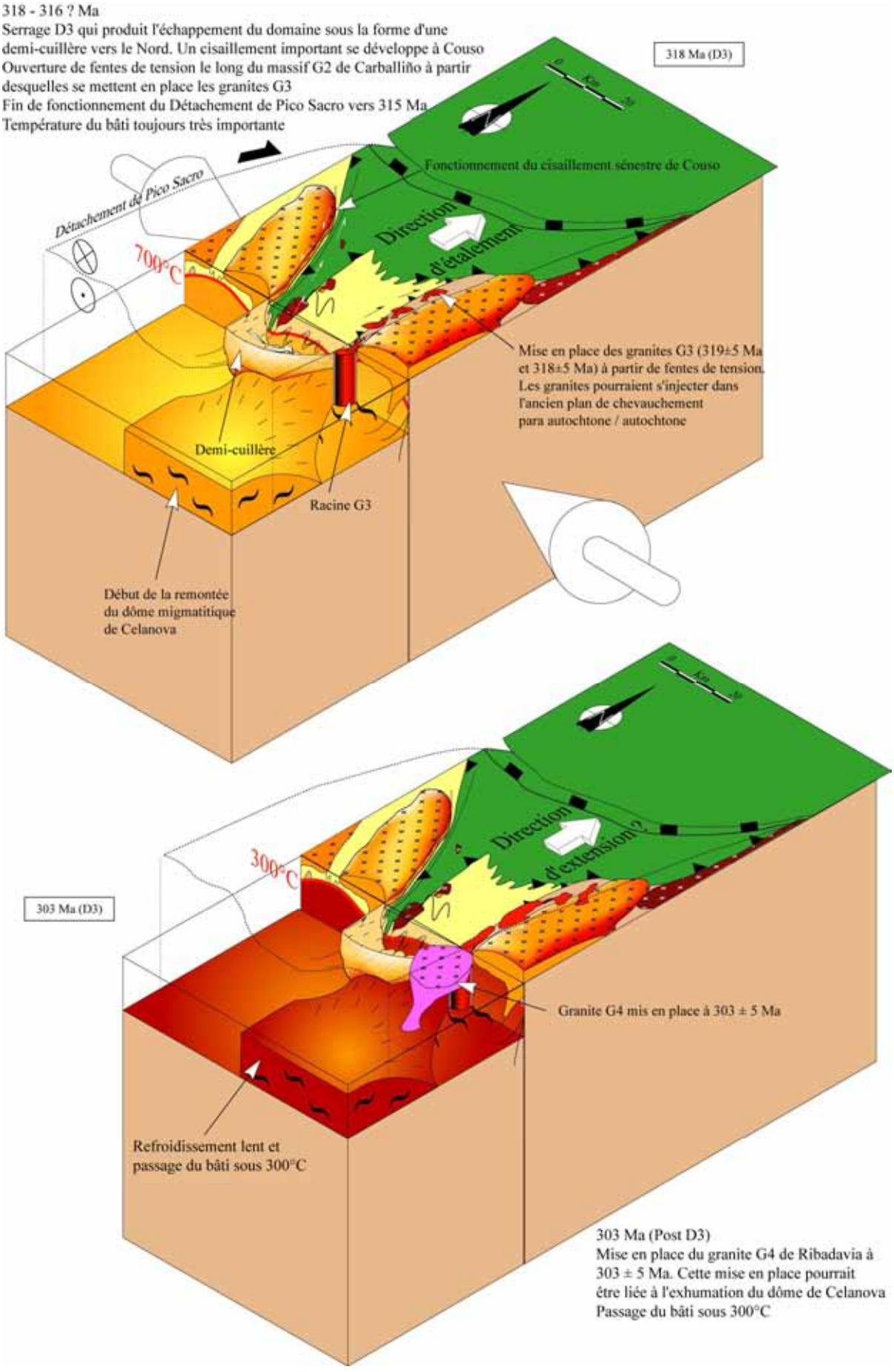

318 - 316 ? Ma
Serrage D3 qui produit l'échappement du domaine sous la forme d'une demi-cuillère vers le Nord. Un cisaillement important se développe à Couso
Ouverture de fentes de tension le long du massif G2 de Carballiño à partir desquelles se mettent en place les granites G3
Fin de fonctionnement du Détachement de Pico Sacro vers 315 Ma
Température du bâti toujours très importante
318 Ma (D3)
Détachement de Pico Sacro
700°C
Fonctionnement du cisaillement sénestre de Couso
Direction d'étalement
Mise en place des granites G3 (319±5 Ma et 318±5 Ma) à partir de fentes de tension. Les granites pourraient s'injecter dans l'ancien plan de chevauchement para autochtone / autochtone
Demi-cuillère
Racine G3
Début de la remontée du dôme migmatitique de Celanova
303 Ma (D3)
300°C
Direction d'extension ?
Granite G4 mis en place à 303 ± 5 Ma
Refroidissement lent et passage du bâti sous 300°C
303 Ma (Post D3)
Mise en place du granite G4 de Ribadavia à 303 ± 5 Ma. Cette mise en place pourrait être liée à l'exhumation du dôme de Celanova
Passage du bâti sous 300°C

Figure IX-1 : *Modèle général d'évolution de la zone étudiée prenant en compte la déformation, la mise en place des granites et la formation des minéralisations dans le secteur d'étude. (Voir le texte pour détails et explications)*

IX-3 Discussion

IX-3.1 Contrôle structural des minéralisations

L'étude structurale des minéralisations filoniennes Au et Sn-W et de leurs granites hôtes permet de souligner les points communs suivants :

i) les granites hôtes des minéralisations sont de petites coupoles Nord-Sud desquelles émanent des injections de sills et dykes N60 à N90 formant localement des réseaux dans les micaschistes. Les concentrations de dykes et sills sont majoritairement observées au niveau des extrémités Nord et/ou Sud des coupoles ;

ii) les minéralisations se localisent préférentiellement en sommet de coupole, plus précisément dans les zones où se localisent des injections magmatiques dans l'encaissant ; le rôle du changement de rhéologie causé par la présence de ces injections et de l'altération associée dans l'encaissant ne peut pas être négligé. Ceci explique le fort lien spatial entre injections magmatiques (granites, sills, dykes, veines intermédiaires) et minéralisations, toujours, au moins partiellement, localisées dans ou près des corps intrusifs ;

iii) les caractéristiques des zones hydrothermalisées (tourmalinites), la présence de veines intermédiaires, veines à quartz-feldspath et la déformation de haute à très haute température du quartz Q1 suggèrent un très court intervalle de temps entre la mise en place, respectivement, du granite de Boborás et du leucogranite de Beariz, et la formation des veines et filons Au et Sn-W ;

iv) les similitudes entre les fentes de tension, veines et filons Au et Sn-W, en termes d'orientation, de génération de quartz et de déformation de ces quartz sont remarquables. Les deux types de minéralisations sont très similaires (présence de filons d'orientations et cinématiques similaires ainsi que présence de deux familles de veines de quartz dans les deux cas présentant des orientations et cinématiques comparables sur l'ensemble des deux massifs) et sont toutes deux compatibles avec une cinématique normale décrochante.

L'ensemble de ces résultats démontre de manière convaincante le lien structural significatif entre les mécanismes de mise en place des granites et la formation des filons minéralisés. Au regard de ces données, il semble peu probable qu'un laps de temps conséquent se soit écoulé entre la mise en place et déformation des granites et la formation des filons, même si les études géochronologiques ne nous ont pas permis de précisément dater les minéralisations.

IX-3.2 Les liens entre le magmatisme et les minéralisations : des liens temporels indirects mais forts

IX-3.2.1 Les granites jouent-ils un rôle thermique ?

L'étude structurale des granites et des minéralisations (paragraphe précédent) propose l'existence d'un continuum magmatique-hydrothermal pour les deux systèmes hydrothermaux Au et Sn-W. Les éléments en faveur d'une haute température lors de la formation des filons minéralisés – c'est-à-dire d'une formation des filons dans la continuité de l'emplacement des granites – sont, dans les deux systèmes minéralisés, les suivants :

- on observe systématiquement des veines à composition intermédiaire entre pegmatite-aplite et veine de quartz s.s.
- l'altération hydrothermale des micaschistes encaissants est strictement centrée sur les intrusions magmatiques (tourmalines, greisen, etc.)
- les déformations des quartz Q1 des veines situées dans les granites sont de haute température

Les études minéralogiques indiquent (géothermomètres muscovite-phengite ; chlorite ; bismuth natif) :

- des températures très élevées de l'ordre de 650 – 400°C pour les zones d'altérations à tourmaline ou greisen, compatibles avec des températures liées aux injections magmatiques.
- Des températures de l'ordre de 600 à >271°C pour les stades I à III des filons.

L'étude gravimétrique a démontré le lien spatial qui existe entre la position des racines des granites et la position et l'importance des minéralisations.

L'ensemble de ces éléments vont dans le sens, au moins pour le quartz Q1, d'une formation immédiatement à la suite de l'emplacement des granites, c'est-à-dire au moment de l'injection d'aplites et pegmatites tardi magmatiques dans les encaissants.

IX-3.2.2 Les granites apportent-ils une contribution en termes de fluides dans le système ?

Les études des inclusions fluides sur les minéralisations aurifères ont démontré la présence de saumures de haute température dans le quartz Q1. Ceci peut être en accord avec l'existence d'une contribution de fluides magmatiques dans le système hydrothermal. Cet élément va donc : i) dans le sens d'une contribution de fluides magmatiques dans le système hydrothermal, au moins au premier stade de dépôt ; ii) implique nécessairement que le granite est en cours de cristallisation, ce qui est totalement cohérent avec le paragraphe précédent.

De plus, les analyses en isotopes stables ont montré que les données obtenues sur les minéralisations étaient compatibles avec des fluides magmatiques initiaux à $\delta^{18}O$ = +8 ‰ interagissant à haute température avec l'encaissant, puis subissant une baisse de température suivie d'une dilution par des fluides probablement d'origine météorique. Par ailleurs la présence majoritaire d'inclusions fluides aquo-carboniques dans les systèmes hydrothermaux pourraient être la marque des fluides produits lors du métamorphisme de contact.

IX-3.2.3 Les granites ont-ils un rôle chimique sur les minéralisations ?

L'étude des compositions des tourmalines sur les minéralisations Sn-W montre que la composition des fluides (à l'origine du développement de ces minéraux d'altération) est contrôlée par le granite. L'importance des altérations hydrothermales à tourmaline entre les minéralisations Sn-W et Au est d'ailleurs totalement corrélable au degré d'évolution du granite hôte.

Les résultats obtenus sur les compositions des minéraux d'altération (muscovites, tourmalines) montrent très bien les différences de composition des fluides entre les systèmes Au et Sn-W (fluides plus riches en fluor, bore et Sn à pour le système Sn-W).

L'étude paragénétique et texturale des minéralisations a montré une évolution similaire pour les filons minéralisés à Sn-W et à Au. C'est au niveau des minéraux porteurs des minéralisations et des éléments mineurs que s'observent des différences. Ainsi, les sulfures des minéralisations aurifères comportent systématiquement des traces d'antimoine des stades précoces à tardifs ainsi que des traces de Co, Ni, Cr, dans les arsénopyrites. Il est remarquable que la présence de ces éléments soit corrélée aux données de composition des

granites G3, qui montrent eux aussi la présence en traces de ces mêmes éléments. Bien évidemment ceci peut être le fait d'un simple lessivage du granite par les fluides hydrothermaux. Cependant, étant donné qu'il s'agit d'éléments en traces dans le granite et que les zones d'altérations sont peu importantes, cela constitue un élément supplémentaire pour proposer qu'au minimum le granite hôte soit chaud (circulation hydrothermales efficaces), c'est-à-dire que les circulations et filons hydrothermaux suivent de près l'emplacement du granite.

IX-3.2.4 De quel ordre est l'écart de temps entre la mise en place des granites et des minéralisations ?

Une des questions fondamentales qui demeure dans le modèle proposé ici reste l'estimation du temps qui sépare la formation des filons par rapport à l'emplacement des granites. Les observations montrent des textures imbriquées dans les filons, et de nombreuses relations de continuum, à une certaine échelle. Ainsi, la succession quartz Q1 – Q2a – arsénopyrite – Q2b – Q3 pourrait être très resserrée dans le temps, ce qui entrainerait des conditions de formation peu différentes entre les premiers stades (Q1) et les derniers (Q3). Ainsi, dans les minéralisations à Sn-W, le stade III, qui paraît tardif, contient de l'étain sous la forme de stannite. Que l'étain proviennent de fluides magmatiques ou d'une remobilisation à partir du granite ou encore de la cassitérite, cela montre i) la persistance de fluides chauds contenant l'élément minéralisateur ; ii) qu'il s'agit probablement du même système que celui qui a formé l'essentiel de la minéralisation. Ceci implique que les stades III ne sont pas nécessairement tardifs, y compris pour la présence de fluides météoriques comme cela a été vu au Chapitre VI .

* * * * *

Conclusion

Les granites G3 et les minéralisations Au étudiés répondent à tous les critères tels qu'ils ont été définis pour le nouveau type proposé de « minéralisations aurifères associées à des granites réduits » (Goldfarb *et al.*, 2005; Lang & Baker, 2001; Thompson & Newberry, 2000; Thompson *et al.*, 1999). La mise en évidence de saumures dans le quartz Q1 des filons et les résultats d'isotopes stables sont en accord avec la présence de fluides magmatiques dans les filons aurifères au moins pour le stade I. Néanmoins, l'essentiel des fluides circulant dans ces structures sont des fluides riches en CO_2, N_2 et CH_4. Ces fluides pourraient être associés au métamorphisme de contact. L'ensemble des techniques utilisées est également en accord avec un rôle des granites G3 (rôle thermique, fluide et chimique). Les minéralisations aurifères étudiées ne présentent aucun lien avec une zone de cisaillement importante, comme dans les minéralisations orogéniques archéennes. En effet, la zone de cisaillement de Couso est dépourvue de minéralisations aurifères. Les études pétro-structurales, géochimiques et minéralogiques démontrent que deux types de minéralisations filoniennes, Au et Sn-W sont associées à deux types de granites réduits bien différents (type mixte I-S versus S respectivement). Ces granites tardi-orogéniques se sont mis en place vers 322-318 Ma, en contexte de compression Est-Ouest associé à une tectonique à vergence Nord. Les minéralisations se développent à l'aplomb des racines dans des zones localement extensives vers le Nord en extrémité de coupoles. Les minéralisations filoniennes Sn-W montrent de fortes relations avec le leucogranite albitique sous-jacent, probablement synchrone des pegmatites Sn-Ta-Nb observées dans la zone d'étude. Les intrusions de ce leucogranite et de ses aplites-pegmatites à veines intermédiaires produisent une très forte altération de l'encaissant. La formation du quartz Q1 et de la minéralisation Sn-W est synchrone de ce phénomène. Les deux systèmes hydrothermaux, tous les deux se présentant sous la forme de filons en faille normale vers le Nord, montrent une évolution similaire, même succession paragénétique, même déformation du quartz. Les différences entre les deux systèmes se marquent par les absences ou présences relatives en métaux Sn vs Au, mais surtout par des signatures différentes dans les minéraux marqueurs de l'altération (tourmalines dans un cas et muscovites riches en fluor dans l'autre, respectivement) ainsi que dans les sulfures (présence de Co, Cr, Ni et surtout Sb dans les sulfures des minéralisations aurifères). On peut se demander si ces différences peuvent être reliées aux différences géochimiques des granites hôtes des minéralisations. Les différents éléments avancés tendent à démontrer au minimum

une contribution des granites dans les fluides à l'origine des minéralisations. Au minimum les granites de la zone d'étude sont liés génétiquement à leurs minéralisations respectives par le contrôle thermique des circulations de fluides convectives dans les minéralisations. Des datations, par exemple, sur molybdénite, seraient nécessaires pour confirmer définitivement les relations génétiques granites G3/Au et G2/Sn-W.

* * * * *

Références bibliographiques

A

ÁBALOS, B., CARRERAS, J., DRUGUET, E., ESCUDER VIRUETE, J., GOMEZ PUGNAIRE, M. T., LORENZO ALAVAREZ, S., QUESADA, C., RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R. & GIL IBARGUCHI, J. I. 2002 - Variscan and Pre-Variscan Tectonics, *in* Gibbons, W., and Moreno, M. T., (eds.), *in The Geology of Spain* - Geological Society, London, 155-183.

ABATI, J., DUNNING, G. R., ARENAS, R., DÍAZ GARCÍA, F., GONZÁLEZ CUADRA, P., MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. & ANDONAEGUI, P. 1999 - Early Ordovician orogenic event in Galicia (NW Spain): evidence from U-Pb ages in the uppermost unit of the Ordenes Complex - *Earth and Planetary Science Letters*, 165, pp.213-228.

ADAM, D. 1987 - Minéralisations stanno-wolframifères en liaison avec l'évolution d'un segment de la chaîne hercynienne au Nord-Est du Portugal. Contribution à la métallogénie de l'étain-tungstène [Unpublished PhD thesis] - Université de Nancy I, 319 p.

AGNERIAN, H. 2004 - Report on the Salave Gold deposit, Spain, prepared for Rio Narcea Gold Mines Ltd. - [Report] NI 43-101, Roscoe Postle Associates Inc., 90 p p.

ALCOCK, J., ARENAS, R. & MARTINEZ CATALÁN, J. R. 2005 - Shear stress in subducting continental margin from high-pressure, moderate-temperature metamorphism in the Ordenes Complex, Galicia, NW Spain - *Tectonophysics*, 397, pp.181-194.

ALEXANDROV, P., RUFFET, G. & CHEILLETZ, A. 2002 - Muscovite recrystallization and saddle-shaped $^{40}Ar/^{39}Ar$ age spectra: example from the Blond granite (Massif Central, France) - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66, pp.1793-1807.

ALTHERR, R., HOLL, A., HEGNER, E., LANGER, C. & KREUZER, H. 2000 - High-potassium calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany) - *Lithos*, 50, pp.51-73.

AMEGLIO, L. 1998 - Gravimétrie et forme tridimensionnelle des plutons granitiques [Unpublished PhD thesis] - Université de Toulouse III, 246 p.

AMÉGLIO, L., VIGNERESSE, J.-L. & BOUCHEZ, J.-L. 1997 - Granite pluton geometry and emplacement mode inferred from combined fabric and gravity data, *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, 199-214.

ARANGUREN, A., CUEVAS, J., TUBIÁ, J. M., ROMÁN-BERDIEL, M. T., CASAS-SAINZ, A. & CASAS-PONSATI, A. 2003 - Granite laccolith emplacement in the Iberian arc: AMS and gravity study of the La Trojiza pluton (NW Spain) - *J. Geol. Soc. London*, 160, pp.435-445.

ARANGUREN, A. & TUBIA, J. M. 1992 - Structural evidence for the relationship between thrusts, extensional faults and granite intrusions in the Variscan belt of Galicia (Spain) - *Journal of Structural Geology*, 14, pp.1229-1237.

ARCOS, D. & SOLER, A. 1997 - Fluid origin for the copper–gold mineralization of Carlés, NW Spain., *in* Papunen, H., (ed.), *in Minerals Deposits* - Balkema, Rotterdam, 137-140.

ARENAS, R., GIL IBARGUCHI, J. I., GONZÁLEZ LODEIRO, F., KLEIN, E., MARTÍNEZ CATALÁN, J. R., ORTEGA GIRONES, E., DE PABLO MACÍA, J. G. & PEINADO, M. 1986 - Tectonostratigraphic units in the complexes with mafic and related rocks of the NW of the Iberia - *Hercynica*, II, pp.87-110.

ARIAS, D., GUILLERMO CORRETGÉ, L., SUÁREZ, O., VILLA, L., CUESTA, A. & FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J. 1993 - Gold and base-metal vein mineralization and associated silicate bodies in the Ibias area (Asturias, NW Spain) - *Chron. rech. min.*, 513, pp.25-36.

ARIAS, D. & MARTÍN-IZARD, A. 2000 - An introduction to the typological characteristics of gold deposits in NW Iberian Peninsula, *in* A GEODE-GeoFrance3D workshop on orogenic gold deposits in Europe with emphasis on the Variscides - Orléans (BRGM), France, November 7-8, 2000, p. 89-93.

ASENSIO PÉREZ, B., PAGÉS VALCARLOS, J. L., SIERRA LÓPEZ, J. & GONZÁLEZ DEL TÁNAGO, J. 2000 - Las mineralizaciones do oro asociadas al granito de Boborás (Brués, Orense). Gold mineralizations associated to the Boborás granite (Brués, Orense) - *Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe Coruña*, 25, pp.87-89.

AUDÉTAT, A., GÜNTHER, D. & HEINRICH, C. A. 2000 - Magmatic-hydrothermal evolution in a fractionating granite: A microchemical study of the Sn-W-F-mineralized Mole Granite (Australia) - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, pp.3373-3393.

AZEVEDO, M. R. & NOLAN, J. 1998 - Hercynian late-post-tectonic granitic rocks from the Fornos de Algodres area (Northern Central Portugal) - *Lithos*, 44, pp.1-20.

B

BAKER, E. M. & ANDREW, A. S. 1991 - Geologic, fluid-inclusion, and stable isotope studies of the gold-bearing breccia pipe at Kidston, Queensland, Australia - *Economic Geology*, 86, pp.810-830.

BAKKE, A. A. 1995 - The Fort Knox "porphyry" gold deposit: structurally controlled stockwork and shear quartz vein, sulfide-poor mineralization hosted by a Late Cretaceous pluton, east-central Alaska, *in* Schroeter, T. G., (ed.), *in Porphyry deposits of the northwestern cordillera of North America* - Can Inst Min Metall, Spec Vol 46, pp. 795-802.

BAKKER, R. J. 1997 - Clathrates: computer programs to calculate fluid inclusions V-X properties using clathrate melting temperature - *Computers and geosciences*, 23, pp.1-18.

BAKKER, R. J. 1999 - Adaptation of the Bowers and Helgeson (1983) equation of state to the H_2O-CO_2-CH_4-N_2-NaCl system - *Chemical Geology*, 154, pp.225-236.

BAKKER, R. J., DUBESSY, J. & CATHELINEAU, M. 1996 - Improvements in clathrate modelling: I. The H_2O-CO_2 system with various salts - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, pp.1657-1681.

BALLÈVRE, M., BOSSE, V. & CAPDEVILA, R. 1999 - Large-scale correlations of the Variscan Metamorphic terranes across the Ibero-Armorican Arc (Western Europe), *in* EUG 10 28th March - 1st April, 1999 - Strasbourg, France.

BALLEVRE, M., PARIS, F. & ROBARDET, M. 1992 - Corrélations ibéro-armoricaines au Paléozoïque: une confrontation des données paléobiogéographiques et tectonométamorphiques - *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences*, 315, pp.1783-1789.

BARAKAT, A. 1995 - Percolations fluides et transferts de métaux: les gisements d'or intragranitiques d'Europe de l'ouest - Corcoesto, Tomino (Galice), Mokrsko (République Tchèque) - Université de Nancy, 373 p.

BARBERO, L. & VILLASECA, C. 2000 - Eclogite facies relics in metabasites Sierra de Guadarrama (Spanish Central System): P-T estimations and implications for from the the Hercynian evolution - *Mineralogical Magazine*, 64, pp.815-836.

BARD, J.-P., BURG, J.-P., MATTE, P. & RIBEIRO, A. 1980 - La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques, - BRGM, Orléans, Mémoire 108, pp. 233-246.

BARRERA MORATE, J. L., FARIAS ARQUER, P., GONZÁLEZ LODEIRO, F., MARQUÍNEZ GARCÍA, J. L., MARTÍN PARRA, L. M., MARTINEZ CATALÁN, J. R., DEL OLMO SANZ, A. & DE PABLO MACÍA, J. G. 1989 - Memoria de la Hoja, Ourense/Verín (17/27), Mapa Geológico de España, scala 1:200 000 - Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 284 p.

BARRERA MORATE, J. L., GONZÁLEZ LODEIRO, F., MARTÍN PARRA, L. M., DEL OLMO SANZ, A., FARIAS ARQUER, P., MARQUÍNEZ GARCÍA, J. L., MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. & PABLO MACÍA, J. G. 1988 - Mapa Geológico de España, Ourense/Verín (17/27). Echelle 1:200 000 - Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.

BARTON, P. B. J. & BETHKE, P. M. 1987 - Chalcopyrite disease in sphalerite: Pathology and epidemiology - *American Mineralogist*, 72, pp.451-467.

BASTIDA, F., BRIME, C., GARCÍA LÓPEZ, S. & SARMIENTO, G. N. 1999 - Tectonothermal evolution in a region with thin-skinned tectonics: the western nappes in the Cantabrian Zone (Variscan belt of NW Spain) - *International Journal of Earth Sciences*, 88, pp.38-48.

BASTIDA, F., MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. & PULGAR, J. A. 1986 - Structural, metamorphic and magmatic history of the Mondonedo nappe (Hercynian belt, NW Spain) - *Journal of Structural Geology*, 8, pp.415-430.

BE MEZEME, E. 2005 - Contribution de la géochronologie U-Th-Pb sur monazite à la compréhension de la fusion crustale dans la chaîne varisque française et implication géodynamique [Unpublished PhD thesis] - Université d'Orléans, 248 p.

BE MEZEME, E., COCHERIE, A., FAURE, M., LEGENDRE, O. & ROSSI, P. 2005 - Electron microprobe monazite geochronology of magmatic events: Examples from Variscan migmatites and granitoids, Massif Central, France - *Lithos*, In Press, Corrected Proof.

BE MEZEME, E., FAURE, M., COCHERIE, A. & CHEN, Y. 2006 - In situ chemical dating of tectonothermal events in the French Variscan belt - *Terra Nova*, In press.

BEETSMA, J. J. 1995 - The Late Proterozoic / Paleozoic and Hercynian crustal evolution of the Iberian Massif, N. Portugal as traced by geochemistry and Sr-Nd-Pb isotope systematics of pre-Hercynian terrigenous sediments and Hercynian granitoids [Published PhD thesis] - Proefschrift Vrije Universiteit, Amterdam, 223 p.

BELLIDO, F., BRANDLE, J. L., LASALA, M. & REYES, J. 1992 - Consideraciones petrológicas y cronológicas sobre las rocas graníticas hercínicas - *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 17, pp.241-261.

BELLIDO, F., CAPOTE, C., CASQUET, C., FÚSTER, J. M., NAVIDAD, M., PEINADO, M. & VILLASECA, C. 1981 - Caracteres generales del cinturon hercinico en el sector oriental del sistema central español - *Cuadernos Geología Ibérica*, 7, pp.15-51.

BELLIDO MULAS, F., GONZÁLEZ LODEIRO, F., KLEIN, E., MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. & PABLO MACÍA, J. G. 1987 - Las rocas graníticas hercínicas del norte de Galicia y occidente de Asturias, Colección Memorias - IGME, Madrid, 157 p.

BERGER, B. R. & BAGBY, W. C. 1991 - The Geology and Origin of Carlin-type Gold Deposits, *in* Foster, R. P., (ed.), *in Gold Metallogeny and Exploration* - Blackie, Glasgow and London, 210-248.

BIGELEISEN, J., PERLMAN, M. L. & PROSSE, R. H. 1952 - Conversion of hydrogenic materials to hydrogen for isotopic analysis - *Analytical. Chemistry*, 24, pp.1356.

BINGEN, B., DEMAIFFE, D. & HERTOGEN, J. 1996 - Redistribution of rare earth elements, thorium, and uranium over accessory minerals in the course of amphibolite to

granulite facies metamorphism: The role of apatite and monazite in orthogneisses from southwestern Norway - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, pp.1341-1354.

BLEVIN, P. L. & CHAPPELL, B. W. 1995 - Chemistry, origin and evolution of mineralized granites in the Lachlan Fold Belt, Australia: The metallogeny of I- and S-type granites - *Economic Geology*, 90, pp.1604-1619.

BODNAR, R. J. 1993 - Revised equation and table for determining the freezing point depression of H_2O-NaCl solutions - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, pp.683-684.

BÖHLKE, J. K. 1989 - Comparison of metasomatic reactions between a common CO2-rich vein fluid and diverse wall rocks: Intensive variable, mass transfert, and Au mineralization at Alleghany, California - *Economic Geology*, 89, pp.291-327.

BOIRON, M.-C., BARAKAT, A., CATHELINEAU, M., BANKS, D. A., DURISOVA, J. & MORAVEK, P. 2001 - Geometry and P-V-T-X conditions of microfissural ore fluid migration: the Mokrsko gold deposit (Bohemia) - *Chemical Geology*, 173, pp.207-225.

BOIRON, M.-C., CATHELINEAU, M., BANKS, D. A., FOURCADE, S. & VALLANCE, J. 2003 - Mixing of metamorphic and surficial fluids during the uplift of the Hercynian upper crust: consequences for gold deposition - *Chemical Geology*, 194, pp.119-141.

BOIRON, M.-C., CATHELINEAU, M., BANKS, D. A., YARDLEY, B. W. D., NORONHA, F. & MILLER, M. F. 1996 - P-T-X conditions of late Hercynian fluid penetration and the origin of granite-hosted gold quartz veins in northwestern Iberia: a multidisciplinary study of fluid inclusions and their chemistry - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, pp.43-57.

BOIRON, M.-C., ESSARAJ, S., SELLIER, E., CATHELINEAU, M., LESPINASSE, M. & POTY, B. 1992 - Identification of fluid inclusions in relation to their host microstructural domains in quartz by cathodoluminescence - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, pp.175-185.

BOSSE, V., FERAUD, G., BALLEVRE, M., PEUCAT, J.-J. & CORSINI, M. 2005 - Rb-Sr and 40Ar/39Ar ages in blueschists from the Ile de Groix (Armorican Massif, France): Implications for closure mechanisms in isotopic systems - *Chemical Geology*, 220, pp.21-45.

BOSSE, V., FERAUD, G., RUFFET, G., BALLÈVRE, M., PEUCAT, J.-J. & DE JONG, K. 2000 - Late Devonian subduction and early-orogenic exhumation of eclogite-facies rocks from the Champtoceaux Complex (Variscan belt, France) - *Geological Journal*, 35, pp.297-325.

BOTHOREL, P., DOLIQUE, R., DOMAGE, L. & PASCAL, P. 1958 - Arsenic - Antimoine - Bismuth, *in* Pascal, P., (ed.), *in Nouveau traité de chimie minérale* - Masson, Paris, XI, pp. 850.

BOTTINGA, Y. & JAVOY, M. 1975 - Oxygen isotope partitioning among the minerals in igneous and metamorphic rocks - *Reviews of geophysics and space physics*, 13, pp.401-418.

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, 95-112.

BOUCHEZ, J.-L. 2000 - Magnetic susceptibility anisotropy and fabrics in granites: Anisotropie de susceptibilite magnetique et fabrique des granites - *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 330, pp.1-14.

BOUCHOT, V., LEDRU, P., LEROUGE, C., LESCUYER, J.-L. & MILESI, J.-P. 2005 - 5: Late Variscan mineralizing systems related to orogenic processes: The French Massif Central - *Ore Geology Reviews*, 27, pp.169-197.

BOWERS, T. S. & HELGESON, H. C. 1983 - Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H_2O-CO_2-NaCl on phase relation in geological systems: Equation of state for H_2O-CO_2-NaCl fluids at high pressure and temperature. - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47, pp.1247-1275.

BOWIE, S. H. U. & HORNE, J. E. T. 1953 - Cheralite, a new mineral of the monazite group - *Mineral Mag*, 30, pp.93-99.

BRAUN, I., MONTEL, J.-M. & NICOLLET, C. 1998 - Electron microprobe dating of monazites from high-grade gneisses and pegmatites of the Kerala Khondalite Belt, southern India - *Chemical Geology*, 146, pp.65-85.

BRUN, J.-P. & BURG, J.-P. 1982 - Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc: a corner effect during continental collision - *Earth and Planetary Science Letters*, 61, pp.319-332.

BURT, D. M. 1989 - Compositional and phase relations among Rare Earth Element minerals, *in* Lipin, B. R., and McKay, G. A., (eds.), *in Geochemistry and mineralogy of Rare Earth Elements*. Reviews in Mineralogy - The Mineralogical Society of America, Washington, D.C., 21, pp. 259-307.

C

CABELLA, R., LUCCHETTI, G. & MARESCOTTI, P. 2001 - Authigenic monazite and xenotime from pelitic metacherts in pumpellyite-actinolite facies conditions, Sestri-Voltaggio zone, Central Liguria, Italy - *The Canadian Mineralogist*, 39, pp.717-727.

CAPDEVILA, R. 1969 - Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice nord orientale (NW de l'Espagne) [Unpublished PhD thesis] - Montpellier, 430 p.

CAPDEVILA, R. 2004 - Nature and evolution of the lithospheric mantle under an internal Variscan zone - *Comptes Rendus Geosciences*, 336, pp.1321-1322.

CAPDEVILA, R., CORRETGE, G. & FLOOR, P. 1973 - Les granitoïdes varisques de la Meseta ibérique - *Bulletin de la Société géologique de France*, 15, pp.209-228.

CAPDEVILA, R. & FLOOR, P. 1970 - Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le nord ouest de l'Espagne - *Bol. Geol. Min. España*, 81, pp.215-225.

CAPDEVILA, R. & VIALETTE, Y. 1970 - Estimation radiométrique de l'âge de la deuxième phase tectonique en Galice moyenne (Nord Ouest de l'Espagne) - *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences*, 270, pp.2527-2530.

CARTIER, C. 2002 - Structure de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire et du domaine ligérien (Massif Armoricain). Implications géodynamiques pour la chaîne hercynienne [Unpublished PhD thesis] - Université d'Orléans, 309 p.

CARTIER, C. & FAURE, M. 2004 - The Saint-Georges-sur-Loire olistostrome, a key zone to understand the Gondwana-Armorica boundary in the Variscan belt (Southern Brittany, France) - *International Journal of Earth Sciences*, 93, pp.945-958.

CARTIER, C., FAURE, M. & LARDEUX, H. 2001 - The Hercynian orogeny in the South Armorican Massif (Saint-Georges-sur-Loire Unit, Ligerian Domain, France): rifting and welding of continental stripes - *Terra Nova*, 13, pp.143-149.

CASILLAS, R., NAGY, G., PANTO, G., BRÄNDLE, J. & FORIZS, I. 1995 - Occurrence of Th, U, Y, Zr, and REE-bearing accessory minerals in late-Variscan granitic rocks from the Sierra de Guadarrama (Spain) - *European Journal of Mineralogy*, 7, pp.989-1006.

CASTONGUAY, S., RUFFET, G., TREMBLAY, A. & FÉRAUD, G. 2001 - Tectonometamorphic evolution of the southern Quebec Appalachians: $^{40}Ar/^{39}Ar$ evidence for middle Ordovician crustal thickening and Silurian/early Devonian exhumation of the internal Humber zone - *Geological Society of America Bulletin*, 113, pp.114-160.

CASTRO, A., CORRETGÉ, G. L., DE LA ROSA, J., ENRIQUE, P., MARTÍNEZ, F. J., PASCUAL, E., LAGO, M., ARRANZ, E., GALÉ, C., FERNÁNDEZ, C., DONAIRE, T. & LÓPEZ, S. 2002 - Palaeozoic Magmatism, *in* Gibbons, W., and Moreno, M. T., (eds.), *in The Geology of Spain* - Geological Society, London, 117-153.

CASTRO, A., CORRETGÉ, G. L., EL-BIAD, M., EL-HMIDI, H., FERNÁNDEZ, C. & PATIÑO DOUCE, A. E. 2000 - Experimental constraints on Hercynian anatexis in the Iberian massif, Spain - *Journal of Petrology*, 41, pp.1471-1488.

CASTROVIEJO, R. 1974 - Estudio geológico y metalogénico de la zona de Beariz (Orense) y de sus yacimientos minerales de Sn y W - I. Introducción a la mineria y la geología del área - *Boletín Geológico y Minero*, 85, pp.528-548.

CASTROVIEJO, R. 1975 - Estudio geológico y metalogénico de la zona de Beariz (Orense) y de sus yacimientos minerales de Sn y W - IV. Metalogenia - *Boletín Geológico y Minero*, 86, pp.388-415.

CATHELINEAU, M. 1988 - Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature - *Clay Minerals*, 23, pp.471-485.

ČERNÝ, P., BLEVIN, P. L., CUNEY, M. & LONDON, D. 2005 - Granite-Related Ore Deposits, *in* Hedenquist, J. W., Thompson, J. F. H., Goldfarb, R. J., and Richards, J. R., (eds.), *in Economic Geology - One Hundredth Anniversary Volume 1905-2005* - Society of Economic Geologists, Inc., Littleton, CO, USA, 337-370.

ČERNÝ, P. & ERCIT, S. T. 2005a - The classification of granitic pegmatites revisited - *The Canadian Mineralogist*, 43, pp.2005-2026.

ČERNÝ, P. & ERCIT, T. S. 2005b - Classification of granitic pegmatites - *Can Mineral*, 43, pp.in press.

CHANG, L. L. Y., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J. 1998 - Rock-forming minerals - The Geological Society, London, 383 p.

CHAPPELL, B. W. & WHITE, A. J. R. 1974 - Two contrasting granite types - *Pac. Geol.*, 8, pp.173-174.

CHAPPELL, B. W. & WHITE, A. J. R. 1992 - I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt - *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 83, pp.1-26.

CHARONNAT, X., CHAUVET, A. & FAURE, M. 1999 - Contexte structural des minéralisations aurifères tardi-hercyniennes des Cévennes (Massif central français) - *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences*, 328, pp.463-469.

CHAROY, B. & NORONHA, F. 1996 - Multistage growth of rare-element, volatile-rich microgranite at Argemela (Portugal) - *J. Petrology*, 37, pp.73-94.

CHAROY, B. & NORONHA, F. 1999 - Rare-Elements (Li-rich) granitic and pegmatitic plutons: a primary or superimposed signature? - *Revista Brasileira de Geociências*, 29, pp.3-8.

CHAROY, B., NORONHA, F. & LIMA, A. 2001 - Spodumene - petalite - eucryptite: Mutual relationships and pattern of alteration in Li-rich aplite-pegmatite dykes from Northern Portugal - *The Canadian Mineralogist*, 39, pp.729-746.

CHAUVET, A., PIANTONE, P., BARBANSON, L., NEHLIG, P. & PEDROLETTI, I. 2001 - Gold deposits formation during collapse tectonics: structural, mineralogical, geochronological and fluid inclusions constraints from the Ouro Preto area (Quadrilátero Ferrífero, Brazil) - *Economic Geology*, 96, pp.25-48.

CHEILLETZ, A., RUFFET, G., MARIGNAC, C., KOLLI, O., GASQUET, D., FÉRAUD, G. & BOUILLIN, J. P. 1999 - $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of shear zones in the Variscan basement of Greater Kabilia (Algeria). Evidence of an Eo-Alpine event at 128 Ma (Hauterivian-Barremian boundary): geodynamic consequences - *Tectonophysics*, 306, pp.97-116.

CLAYTON, R. N. & MAYEDA, T. K. 1963 - The use of bromine pentafluorine in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotope analysis - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 27, pp.43-52.

COCHERIE, A. & ALBAREDE, F. 2001 - An improved U-Th-Pb age calculation for electron microprobe dating of monazite - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65, pp.4509-4522.

COCHERIE, A., BE MEZEME, E., LEGENDRE, O., FANNING, M. C., FAURE, M. & ROSSI, P. 2005 - Electron-microprobe dating as a tool for determining the closure of Th-U-Pb systems in migmatitic monazites - *American Mineralogist*, 90, pp.607-618.

COCHERIE, A., CHANTRAINE, J., FANNING, M. C., DABARD, M.-P., PARIS, F., LE HERISSE, A. & EGAL, E. 2001 - Datation U/Pb: âge Briovérien de la série d'Erquy (Massif armoricain, France) - *Comptes-rendu de l'Académie des Sciences*, 333, pp.427-434.

COCHERIE, A., LEGENDRE, O., PEUCAT, J.-J. & KOUAMELAN, A. N. 1998 - Geochronology of polygenetic monazites constrained by in situ electron microprobe Th-U-total lead determination: implications for lead behaviour in monazite - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62, pp.2475-2497.

COCKS, L. R. M. 2000 - The early Palaeozoic geography of Europe - *Journal of the Geological Society*, 157, pp.1-10.

COLLINS, P. L. F. 1979 - Gas hydrate in CO_2-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity - *Economic Geology*, 74, pp.1435-1444.

COLVINE, A. C., FYON, J. A., HEATHER, K. K., SOUSSAN MARMONT, P. M., SMITH, P. M. & TROOP, D. G. 1988 - Archean lode gold deposits in Ontario., 136 p.

COMBES, A., CASSARD, D., COUTO, H., DAMIAO, J., FERRAZ, P. & URIEN, P. 1992 - Caractérisation structurale des minéralisations aurifères de l'Arénigien dans la région de Valongo (Baixo Douro, Portugal) - *Chron. rech. min.*, 509, pp.3-15.

CONDIE, K. C. 1998 - Episodic continental growth and supercontinents: A mantle avalanche connection? - *Earth and Planetary Science Letters*, 163, pp.97-108.

COPELAND, P., PARRISH, R. R. & HARRISON, T. M. 1988 - Identification of inherited radiogenic Pb in monazite and its implications for U-Pb systematics - *Nature*, 333, pp.760-763.

CORRETGE, G. L., UGIDOS, J. M. & MARTINEZ, F. J. 1977 - Les séries granitiques varisques du secteur centre-occidental Espagnol, *in* Colloque international du CNRS n°243 - Rennes, 25 septembre - 6 Octobre 1974, p. 453-461.

CRANK, J. 1976 - The Mathematics of Diffusion 1-Diffusion-Mathematical Models. 2nd Ed. - Oxford University Press.

CRASTY, R. L. & MITCHELL, J. G. 1966 - Single sample potassium-argon ages using the Omegatron - *Earth and Planetary Science Letters*, 1, pp.121-122.

CRESPO, J. L., MORO, M. C., FADON, O., CABRERA, R. & FERNANDEZ, A. 2000 - The Salamon gold deposit (Leon, Spain) - *Journal of Geochemical Exploration*, 71, pp.191-208.

CROWLEY, J. L. 1999 - U-Pb geochronologic constraints on Paleoproterozoic tectonism in the Monashee complex, Canadian Cordillera: Elucidating an overprinted geologic history - *Geological Society of America Bulletin*, 111, pp.560-577.

CROWLEY, J. L. & GHENT, E. D. 1999 - An electron microprobe study of the U-Th-Pb systematics of metamorphosed monazite: the role of Pb diffusion versus overgrowth and recrystallization - *Chemical Geology*, 157, pp.285-302.

CROWLEY, J. L. & PARRISH, R. R. 1999 - U-Pb isotopic constraints on diachronous metamorphism in the northern Monashee complex, southern Canadian Cordillera - *Journal of Metamorphic Geology*, 17, pp.483-502.

CUENIN, O. & GAGNY, C. 1988 - Contrôle structural de la mise en place du gisement de Santa Comba et de ses filons minéralisés au sein d'une zone de cisaillement régionale: conséquences sur la répartition du stock-métal, *in* Johan, Z., and Ohnenstetter, D., (eds.), *in Gisements métallifères dans leur contexte géologique* - BRGM, Orléans, Document BRGM 158 (1), pp. 79-98.

CUNEY, M. & AUTRAN, A. 1987 - Objectifs généraux du projet GPF Echassière n°1 et résultats essentiels acquis par le forage de 900 m sur le granite albitique à topaze-lépidolite de Beauvoir - *Géologie de la France*, 2-3, pp.7-24.

CUNEY, M. & FRIEDRICH, M. 1987 - Physicochemical and crystal-chemical controls on accessory mineral paragenesis in granitoids: implications for uranium metallogenesis - *Bull. Minéral.*, 110, pp.235-247.

CUNEY, M., MARIGNAC, C. & WEISBROD, A. 1992 - The Beauvoir topaz-lepidolite albitic granite (Massif Central France). A highly specialized granite with disseminated Sn-Li-Ta-Nb-Be mineralization of magmatic origin - *Economic Geology*, 87, pp.1766-1794.

CURTI, E. 1987 - Lead and oxygen isotope evidence for the origin of the Monte Rosa gold lode deposits (Western Alps, Italy): A comparison with Archean lode deposits - *Economic Geology*, 82, pp.2115-2140.

D

DAHL, P. S. 1997 - A crystal-chemical basis for Pb retention and fission-track annealing systematics in U-bearing minerals, with implications for geochronology - *Earth and Planetary Science Letters*, 150, pp.277-290.

DALLMEYER, R. D., MARTINEZ CATALAN, J. R., ARENAS, R., GIL IBARGUCHI, J. I., GUTIÉRREZ ALONSO, G., FARIAS, P. & ALLER, J. 1997 - Diachronous Variscan tectonothermal activity in the NW Iberian Massif: Evidence from $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of regional fabrics - *Tectonophysics*, 277, pp.307-337.

DALRYMPLE, B. G. & LANPHERE, M. A. 1969 - Potassium-argon dating: principles techniques and applications to geochronology - Freeman, W.H. and Company, San Francisco, 258 p.

DE LA ROCHE, H., LETERRIER, J., P., G. & MARCHAL, M. 1980 - A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major elements analyses - its relationships and current nomenclature - *Chemical Geology*, 29, pp.183-210.

DE LAUNAY, L. 1913 - Traité de métallogénie. Gîtes minéraux et métallifères - Béranger, Paris, 2595 p.

DEBON, F. & LE FORT, P. 1983 - A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations - *Transactions of the Royal Society of Edinburgh-Earth Sciences*, 73, pp.135-149.

DERRE, C. & ROGER, G. 1984 - Filons à étain-tungstène dans la moitié nord du Portugal. Guides de recherche - *Chronique de la recherche minière*, 475, pp.35-50.

DIAS, G. & LETERRIER, J. 1993 - Cronologia e petrogénese de granitóides biotíticos tardi-hercínicos (Minho, Portugal). Estudo isotópico Rb-Sr e Sm-Nd - *Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Porto*, 3, pp.369-373.

DIAS, G. & LETERRIER, J. 1994 - The genesis of felsic-mafic plutonic associations: a Sr and Nd isotopic study of the Hercynian Braga Granitoid Massif (Northern Portugal) - *Lithos*, 32, pp.207-223.

DIAS, G., LETERRIER, J., MENDES, A., SIMÕES, P. P. & BERTRAND, J. M. 1998 - U-Pb zircon and monazite geochronology of post-collisional Hercynian granitoids from the Central Iberian Zone (Northern Portugal) - *Lithos*, 45, pp.349-369.

DIAS, R. & RIBEIRO, A. 1995 - The Ibero-Armorican Arc: a collision effect against an irregular continent? - *Tectonophysics*, 246, pp.113-128.

DIEZ BALDA, M. A., MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. & AYARZA ARRIBAS, P. 1995 - Syn-collisional extensional collapse parallel to the orogenic trend in a domain of steep tectonics: the Salamanca Detachment Zone (Central Iberian Zone, Spain) - *Journal of Structural Geology*, 17, pp.163-182.

DÍEZ BALDA, M. A., VEGAS, R. & GONZÁLEZ LODEIRO, F. 1990 - Autochtonous sequence. Structure, *in* Dallmeyer, R. D., and Martínez García, E., (eds.), *in Pre-Mesozoic Geology of Iberia* - Springer-Verlag, Berlin, 172-188.

DODSON, M. H. 1973 - Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems - *Contrib Mineral Petrol*, 40, pp.259-274.

DONNOT, M., GUIGUES, J., LULZAC, Y., MAGNIEN, A., PARFENOFF, A. & PICOT, P. 1973 - Un nouveau type de gisement d'europium: la monazite grise à europium en nodules dans les schistes paléozoïques de Bretagne - *Mineralium Deposita*, 8, pp.7-18.

DUBESSY, J., POTY, B. & RAMBOZ, C. 1989 - Advances in C-O-H-N-S: fluid geochemistry based on micro Raman spectrometric analysis of fluid inclusions - *European Journal of Mineralogy*, 1, pp.517-534.

DUBOIS, J. & DIAMANT, M. 1997 - Géophysique - Masson, 205 p.

DUGUET, M. 2003 - Evolution tectono-métamorphique des unités de type Thiviers-Payzac dans la chaîne hercynienne française (Massif central et Vendée) [Unpublished PhD thesis] - Université d'Orléans, 256 p.

DUKE, E. F., REDDEN, J. A. & PAPIKE, J. J. 1988 - Calamity Peak layered granite-pegmatite complex, Black Hills, South Dakota. I: Structure and emplacement - *Geological Society of America Bulletin*, 100, pp.825-840.

DUNHAM, K., BEER, K. E., ELLIS, R. A., GALLAGHER, M. J., NUTT, M. J. C. & WEBB, B. C. 1978 - Mineral deposits of Europe - Northwest Europe, *in* Bowie, S. H. U., Kvalheim, A., and Haslam, H. W., (eds.), *in Mineral deposits of Europe* - Institution of Mining and Metallurgy and Mineralogical Society, London, 1, pp. 263-317.

DUNLAP, W. J. 1997 - Neocrystallization or cooling? $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages of white micas from low-grade mylonites - *Chemical Geology*, 143, pp.181-203.

E

EL BOUSEILY, A. M. & EL SOKKARY, A. A. 1975 - The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks - *Chemical Geology*, 16, pp.207-219.

EL DURSI, K. 2005 - Analogue modelling of syntectonic plutons: implications on shape, emplacement mechanisms and interferences with regional deformation - [Unpublished] Master Geosciences et Environnement - research report, Orléans University, 40 p.

ELDRIDGE, C. S., BOURCIER, W. L., OHMOTO, H. & BARNES, H. L. 1988 - Hydrothermal inoculation and incubation of the chalcopyrite disease in sphalerite - *Economic Geology*, 83, pp.978-989.

EMMONS, W. H. 1937 - Gold deposits of the world, New-York, 562 p.

EMMONS, W. H. 1940 - The principles of economic geology. 2nd Ed. - McGraw-Hill, New-York, 159 p.

ESCUDER VIRUETE, J. 1998 - Relationships between structural units in the Tormes gneiss dome (NW Iberian massif, Spain): geometry, structure and kinematics of contractional and extensional Variscan deformation - *Geol Rundsch*, 87, pp.165-179.

ESCUDER VIRUETE, J. 1999 - One and two-dimensional thermal modelling of orogenic crustal extension in the Tormes Gneissic Dome, NW Iberian Massif, Spain - *Int Journ Earth Sciences*, 88, pp.444-457.

ESCUDER VIRUETE, J., ARENAS, R. & MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. 1994 - Tectonothermal evolution associated with Variscan crustal extension in the Tormes Gneiss Dome (NW Salamanca, Iberian Massif, Spain) - *Tectonophysics*, 238, pp.117-138.

ESCUDER VIRUETE, J., HERNAIZ HUERTA, P. P., VALVERDE-VAQUERO, P., RODRIGUEZ FERNANDEZ, R. & DUNNING, G. 1998 - Variscan syncollisional extension in the

Iberian Massif: structural, metamorphic and geochronological evidence from the Somosierra sector of the Sierra de Guadarrama (Central Iberian Zone, Spain) - *Tectonophysics*, 290, pp.87-109.

ESCUDER VIRUETE, J., INDARES, A. & ARENAS, R. 1997 - P-T path determinations in the Tormes Gneissic Dome, NW Iberian Massif, Spain - *Journal of Metamorphic Geology*, 15, pp.645-663.

ESSARRAJ, S., BOIRON, M.-C., CATHELINEAU, M. & FOURCADE, S. 2001 - Multistage deformation of Au-quartz veins (Laurieras, French Massif Central): evidence for late gold introduction from microstructural, isotopic and fluid inclusion studies - *Tectonophysics*, 336, pp.79-99.

F

FAMIN, V. 2003 - Incursion de fluides dans une zone de cisaillement ductile (Tinos, Cyclades, Grèce): Mécanismes de circulation et implications tectoniques [Unpublished PhD thesis] - Université Paris VI, 296 p.

FAMIN, V., HÉBERT, R., PHILIPPOT, P. & JOLIVET, L. 2005 - Ion probe and fluid inclusion evidence for co-seismic fluid infiltration in a crustal detachment - *Contrib Mineral Petrol*, 150, pp.354-367.

FAMIN, V., PHILIPPOT, P., JOLIVET, L. & AGARD, P. 2004 - Evolution of hydrothermal regime along a crustal shear zone, Tinos Island, Greece - *Tectonics*, 23, pp.(TC5004) doi: 1029/2003TC001509.

FARIAS ARQUER, P. 1992 - El Paleozoico Inferior de la Zona de Galicia-Tràs-os-Montes (Cordillera Herciniana, NW de España), *in* Gutiérrez Marco, J., Saavedra, J., and Rábano, I., (eds.), *in Paleozoico Inferior de Ibero-América* - University of Extremadura, Badajoz, 495-504.

FARIAS, P., GALLASTEGUI, G., GONZÁLEZ LODEIRO, F., MARQUÍNEZ, J., MARTÍN PARRA, L. M., MARTÍNEZ CATALÁN, J. R., DE PABLO MACÍA, J. G. & RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. 1987 - Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central - *Mem. Fac. Ciênc. Univ. Porto*, 1, pp.411-431.

FAURE, M., LELOIX, C. & ROIG, J.-Y. 1997 - L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne - *Bulletin de la Société géologique de France*, 168, pp.695-705.

FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., DUNNING, G. R., JENNER, G. A. & GUTIÉRREZ ALONSO, G. 2000 - Variscan collisional magmatism and deformation in NW Iberia: constraints from U-Pb geochronology of granitoids - *Journal of the Geological Society, London*, 157, pp.565-576.

FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., GUTIÉRREZ ALONSO, G., COX, R. & JENNER, G. A. 2002 - Assembly of the Armorica microplate: A strike-slip terrane delivery? Evidence from U-Pb ages of detrital zircons - *Journal of Geology*, 110, pp.619-626.

FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., GUTIÉRREZ ALONSO, G., JENNER, G. A. & JACKSON, S. E. 1998 - Geochronology and geochemistry of the Pola de Allande granitoids (northern Spain): their bearing on the Cadomian-Avalonian evolution of northwest Iberia - *Canadian Journal of Earth Sciences*, 35, pp.1439-1453.

FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., GUTIÉRREZ ALONSO, G., JENNER, G. A. & TUBRETT, M. N. 1999 - Crustal sources in Lower Palaeozoic rocks from NW Iberia: insights from laser ablation U-Pb ages of detrital zircons - *J. Geol. Soc. London*, 156, pp.1065-1068.

FERREIRA, N., IGLESIAS, M., NORONHA, F., PEREIRA, E., RIBEIRO, A. & RIBEIRO, M. L. 1987a - Granitóides da Zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinâmico, *in* Bea, F., Carnicero, A., Gonzalo, J. C., López-Plaza, M., and Rodriguez Alonso, M. D., (eds.),

in Geologia de los Granitoides y Rocas Asociadas del Macizo Hespérico - Ed. Rueda, Madrid, 37-51.

FERREIRA, N., MACEDO, C. A. R. & SOUSA, M. B. 1987b - Cronostratigrafia dos granitos da região de Momenta da Beira-Tabuaço-Penedono - *Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Porto*, 1, pp.287-302.

FINGER, F., KRENN, E., RIEGLER, G., ROMANO, S. & ZULAUF, G. 2002 - Resolving Cambrian, Carboniferous, Permian and Alpine monazite generations in the polymetamorphic basement of eastern Crete (Greece) by means of the electron microprobe - *Terra Nova*, 14, pp.233-240.

FLEISCHER, M. & MANDARINO, J. A. 2004 - Fleischer's Glossary of Mineral Species 2004 - The Mineralogical Record, Tucson, 310 p.

FLOOR, P. 1970 - Session de travail consacrée à la subdivision des roches granitiques hercyniennes dans le nord-ouest péninsulaire - *Bol. Geol. Min. España*, 81, pp.245-248.

FLOOR, P., KISCH, H. J. & ING SOEN, O. 1970 - Essai de corrélation de quelques granites hercyniens de la Galice et du nord du Portugal - *Bol. Geol. Min. España*, 81, pp.242-244.

FÖRSTER, H. J. 1998a - The chemical composition of REE-Y-Th-U-rich accessory minerals in peraluminous granites of the Erzgebirge-Fichtelgebirge region, Germany, Part I: The monazite-(Ce)-brabantite solid solution series - *American Mineralogist*, 83, pp.259-272.

FÖRSTER, H. J. 1998b - The chemical composition of REE-Y-Th-U-rich accessory minerals in peraluminous granites of the Erzgebirge-Fichtelgebirge region, Germany. Part II: Xenotime - *American Mineralogist*, 83, pp.1302-1315.

FOSTER, G., GIBSON, H. D., PARRISH, R., HORSTWOOD, M., FRASER, J. & TINDLE, A. 2002 - Textural, chemical and isotopic insights into the nature and behaviour of metamorphic monazite - *Chemical Geology*, 191, pp.183-207.

FOUILLAC, A.-M. & GIRARD, J.-P. 1996 - Laser oxygen isotope analysis of silicate/oxide grain separates: Evidence for a grain size effect? - *Chemical Geology*, 130, pp.31-54.

FOUILLAC, A.-M. & ROSSI, P. 1991 - Near-solidus ^{18}O depletion in a Ta-Nb-bearing albite granite: the Beauvoir granite, France - *Economic Geology*, 86, pp.1704-1720.

FOURCADE, S., PEUCAT, J.-J., MARTINEAU, F., CUESTA, A., CORRETGÉ, G. L. & GIL IBARGUCHI, J. I. 1989 - Análisis de isótopos de oxígeno y edad Rb-Sr del plutón zonado de Caldas de Reyes (Galicia, España) - *Geogaceta*, 6, pp.7-9.

FRANKE, W. 1989 - Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe - *Geological Society of America*, Special Paper 230, pp.67-90.

FRANZ, G., ANDREHS, G. & RHEDE, D. 1996 - Crystal chemistry of monazite and xenotime from Saxothuringian-Moldanubian metapelites, NE Bavaria, Germany - *European Journal of Mineralogy*, 8, pp.1097-1118.

FUERTES-FUENTE, M. 1996 - Las pegmatitas del área de Lalín-Forcarei (Galicia) y las mineralizaciones de elementos escasos asociadas. [PhD thesis] - Oviedo University, 283 p.

FUERTES-FUENTE, M. & MARTÍN-IZARD, A. 1998 - The Forcarei Sur rare-element granitic pegmatite field and associated mineralization, Galicia, Spain. - *Canadian Mineralogist*, 36, pp.303-325.

FUERTES-FUENTE, M., MARTÍN-IZARD, A., NIETO, J. G., MALDONADO, C. & VARELA, A. 2000 - Preliminary mineralogical and petrological study of the Ortosa Au-Bi-Te ore deposit: a reduced gold skarn in the northern part of the Rio Narcea Gold Belt, Asturias, Spain - *Journal of Geochemical Exploration*, 71, pp.177-190.

G

GAINES, R. V., SKINNER, C. H., FOORD, E. E., MASON, B. & ROSENZWEIG, A. 1997 - Dana's New Mineralogy: The System of Mineralogy of James Dwight Dana and Edward Salisbury Dana, 8th Edition - John Wiley & Sons, Ltd., 1872 p.

GALLASTEGUI, G. 1993 - Petrología del macizo granodiorítico de Bayo-Vigo (Provincia de Pontevedra, España) [Tesis] - University of Oviedo, 363 p.

GEBELIN, A. 2004 - Déformation et mise en place des granites (360-300 Ma) dans un segment de la Chaîne Varisque (Plateau de Millevaches, Massif Central) [Unpublished thesis] - Université de Montpellier, 324 p.

GERBEAUD, O. 2002 - Etude structurale et métallogénique du gisement aurifère de Bruès, Galice, Espagne - [Unpublished Report DEA Géosystèmes: Fonctionnement et Ressources], Université d'Orléans, 38 p p.

GIL IBARGUCHI, J. I., MENDIA, M., GIRARDEAU, J. & PEUCAT, J.-J. 1990 - Petrology of eclogites and clinopyroxene-garnet metabasites from the Cabo Ortegal Complex (northwestern Spain) - *Lithos*, 25, pp.133-162.

GLEIZES, G., NÉDÉLEC, A., BOUCHEZ, J.-L., AUTRAN, A. & ROCHETTE, P. 1993 - Magnetic susceptibility of the Mont-Louis-Andorra ilmenite-type granite (Pyrenées): a new tool for the petrographic characterization and regional mapping of zoned granite plutons. - *Journal of Geophysical Research*, 98, pp.4317-4331.

GOLDFARB, R. J., BAKER, T., DUBÉ, B., GROVES, D. I., HART, C. J. R. & GOSSELIN, P. 2005 - Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes, *in* Hedenquist, J. W., Thompson, J. F. H., Goldfarb, R. J., and Richards, J. R., (eds.), *in Economic Geology - One Hundredth Anniversary Volume 1905-2005* - Society of Economic Geologists, Inc., Littlecon, CO, USA, 407-450.

GOLDFARB, R. J., GROVES, D. I. & GARDOLL, S. 2001 - Orogenic gold and geologic time: a global synthesis - *Ore Geology Reviews*, 18, pp.1-75.

GONZÁLEZ CUADRA, P. 1996 - Análisis petrostructural del granito de Beariz (NO de Ourense, Galicia) [Tesis de Licenciatura] - Universidad de Oviedo, 49 p.

GOVINDARAJU, K. 1994 - Compilation of working values and sample description for 383 geostandards - *Geostandards Newsletter*, 18 (spec. iss.), pp.1-158.

GROVES, D. I., CONDIE, K. C., GOLDFARB, R. J., HRONSKY, J. M. A. & VIELREICHER, R. M. 2005 - 100th Anniversary Special Paper: Secular Changes in Global Tectonic Processes and Their Influence on the Temporal Distribution of Gold-Bearing Mineral Deposits - *Economic Geology*, 100, pp.203-224.

GROVES, D. I., GOLDFARB, R. J., GEBRE-MARIAM, M., HAGEMANN, S. G. & ROBERT, F. 1998 - Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types - *Ore Geology Reviews*, 13, pp.7-27.

GROVES, D. I., GOLDFARB, R. J., ROBERT, F. & HART, C. J. R. 2003 - Gold Deposits in Metamorphic Belts: Overview of Current Understanding, Outstanding Problems, Future Research, and Exploration Significance - *Economic Geology*, 98, pp.1-29.

GUIDOTTI, C. V. 1984 - Micas in metamorphic rocks, *in* Bailey, S. W., (ed.), *in Reviews in Mineralogy: Micas*. Review in Mineralogy - Mineralogical Society of America, 13, pp. 357-467.

GUMIEL, P. & ARRIBAS, A. 1990 - 2. Autochthonous sequences. Metallogeny, *in* Dallmeyer, R. D., and Martínez Garcia, E., (eds.), *in Pre-Mesozoic Geology of Iberia* - Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 212-219.

GUTIERREZ-CLAVEROL, M., MARTINEZ-GARCIA, E., LUQUE, C., SUAREZ, V. & RUIZ, F. 1991 - Gold deposits, Late Hercynian tectonics and magmatism in the northeastern Iberian Massif (NW Spain). - *Chronique de la recherche minière*, 503, pp.3-13.

H

HAMES, W. E. & BOWRING, S. A. 1994 - An empirical evaluation of the argon diffusion geometry in muscovite - *Earth and Planetary Science Letters*, 124, pp.161-167.

HARLOV, D. E., ANDERSSON, U. B., FORSTER, H.-J., NYSTROM, J. O., DULSKI, P. & BROMAN, C. 2002a - Apatite-monazite relations in the Kiirunavaara magnetite-apatite ore, northern Sweden - *Chemical Geology*, 191, pp.47-72.

HARLOV, D. E., FÖRSTER, H. J. & NIJLAND, T. G. 2002b - Fluid-induced nucleation of (Y + REE)-phosphate minerals within apatite: Nature and experiment. Part I. Chlorapatite - *American Mineralogist*, 87, pp.245-261.

HARRIS, M. 1980 - Hydrothermal alteration at Salave gold prospect, northwest Spain - *Trans. Inst. Minning Metall., Appl. Earth Sci.*, B89, pp.B5-B15.

HARRIS, N. B. W., PEARCE, J. A. & TINDLE, A. 1986 - Geochemical characteristics of collision-zone magmatism, *in* Coward, M. P., and Ries, A. C., (eds.), *in Collision tectonics* - Geological Society of London Special Publication, London, 19, pp. 67-81.

HAWTHORNE, F. C. & HENRY, D. J. 1999 - Classification of the minerals of the tourmaline group - *European Journal of Mineralogy*, 11, pp.201-215.

HEDENQUIST, J. W. & HENLEY, R. W. 1985 - The importance of CO_2 on freezing point measurements of fluid inclusions. Evidence from active geothermal systems and implications for epithermal ore deposition - *Economic Geology*, 80, pp.1379-1406.

HEINRICH, C. A. 1990 - The chemistry of hydrothermal tin(-tungsten) ore deposition - *Economic Geology*, 85, pp.457-481.

HENRY, D. J. & GUIDOTTI, C. V. 1985 - Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine - *American Mineralogist*, 70, pp.1-15.

HOLLISTER, V. F. 1992 - On a proposed plutonic porphyry gold deposit model - *Nonrenewable Resour*, 1, pp.293-302.

HUTCHINSON, M. N. & SCOTT, S. D. 1980 - Sphalerite geobarometry applied to metamorphosed sulfides ores of the Swedish Caledonides and U.S. Appalachians - *Norges Geol. Undersøkelse*, 360, pp.59-71.

I-J-K

IGME. 1982 - Mapa Minero-Metallogenico de Galicia E. 1:400.000. Echelle 1:400.000 - Instituto Geologico y Minero de España - Ministerio de Industria y Energia, Madrid.

ISHIHARA, S. 1977 - The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks - *Mining Geology*, 27, pp.293-305.

JÄGER, E., NIGGLI, E. & WENK, E. 1967 - Altersbestimmungen an Glimmer der Zentralalpen - *Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F.L.*, 134, pp.1-67.

JAHNS, R. H. 1982 - Internal evolution of pegmatites bodies, *in Mineralogical Association of Canada Short Course Handbook* - Toronto, 8, pp. 293-327.

JAHNS, R. H. & BURNHAM, C. W. 1969 - Experimental studies of pegmatites genesis. I: A model for the derivation and crsytallization of granitic pegmatites - *Economic Geology*, 64, pp.843-864.

JULIVERT, M., FONTBOTÉ, J., RIBEIRO, A. & CONDE, L. 1974 - Memoria explicativa del Mapa Tectonico de la Peninsula Ibérica y Baleares. E. 1:1 000 000 - [Memoria explicativa], Instituto Geológico y Minero de España, 113 p p.

KERRICH, R. 1993 - Perspectives on genetic models for lode-gold deposits - *Mineralium Deposita*, 28, pp.362-365.

KINGSBURY, J. A., MILLER, C. F., WOODEN, J. L. & HARRISON, T. M. 1993 - Monazite paragenesis and U-Pb systematics in rocks of the eastern Mojave Desert, California, U.S.A.: implications for thermochronometry - *Chemical Geology*, 110, pp.147-167.

KOTZER, T. G., KYSER, T. K., KING, R. W. & KERRICH, R. 1993 - An empirical oxygen- and hydrogen-isotope geothermometer for quartz-tourmaline and tourmaline-water - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, pp.3421-3426.

KRETSCHMAR, U. & SCOTT, S. D. 1976 - Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application - *Canadian Mineralogist*, 14, pp.364-386.

KRUHL, J. H. 1996 - Prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a micro-structural geothermobarometer - *Journal of Metamorphic Geology*, 14, pp.581-589.

L

LANG, J. R. & BAKER, T. 2001 - Intrusion-related gold systems: the present level of understanding - *Mineralium Deposita*, 36, pp.477-489.

LANPHERE, M. A. & DALRYMPLE, B. G. 1976 - Identification of excess ^{40}Ar by the $^{40}Ar/^{39}Ar$, age spectrum technique - *Earth and Planetary Science Letters*, 32, pp.141-148.

LANZIROTTI, A. & HANSON, G. N. 1996 - Geochronology and geochemistry of multiple generations of monazite from the Wepawaug Schist, Connecticut, USA: implications for monazite stability in metamorphic rocks - *Contrib Mineral Petrol*, 125, pp.332-340.

LE MAITRE, R. W., BATEMAN, P., DUDEK, A., KELLER, J., LAMEYRE, J., LE BAS, M. J., SABINE, P. A., SCHMIDT, R., SORENSEN, H., STRECKEISEN, A., WOOLEY, R. A. & ZANETTIN, B. 1989 - A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendation of the International Union of Geological Sciences. Subcommission on the systematics of igneous rocks. - Blackwell Scientific Publications, Oxford, 193 p.

LEROUGE, C. & BOUCHOT, V. 2005 - 5-2: Chataigneraie-example of a late Variscan tungsten district: Southern French Massif Central: Lat. 44[deg]40' N, Long. 2[deg]35' E - *Ore Geology Reviews*, 27, pp.200-201.

LEROUGE, C., BOUCHOT, V. & GUERROT, C. 2000 - Fluids and the W (+-As,Au) ore deposits of the Enguialès-Leucamp district, La Châtaigneraie, French Massif Central - *Journal of Geochemical Exploration*, 69-70, pp.343-347.

LEROUGE, C., FOUILLAC, A.-M., ROIG, J.-Y. & BOUCHOT, V. 1999 - Stable isotopic constraints on the formation temperatures and origin of the Late Variscan As-W mineralization at La Châtaigneraie, Massif Central, France, *in* EUG 10 Abstract volume - Strasbourg, p. 477.

LINDGREN, W. 1933 - Mineral Deposits, 4th ed. - McGraw Hill, New York, 930 p.

LINNEN, R. L. 1998 - Depth of emplacement, fluid provenance and metallogeny in granitic terranes: a comparison of western Thailand with other tin belts - *Mineralium Deposita*, 33, pp.461-476.

LLANA-FÚNEZ, S. & MARCOS, A. 2001 - The Malpica-Lamego Line: a major crustal-scale shear zone in the Variscan belt of Iberia - *Journal of Structural Geology*, 23, pp.1015-1030.

LO, C. H. & ONSTOTT, T. C. 1989 - 39Ar recoil artefacts in chloritized biotite - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, pp.2697-2711.

LONDON, D. 1999 - Stability of tourmaline in peraluminous granite systems: the boron cycle from anatexis to hydrothermal aureoles - *European Journal of Mineralogy*, 11, pp.253-262.

LONDON, D. 2005 - Granitic pegmatites: an assessment of current concepts and directions for the future - *Lithos*, 80, pp.281-303.

LONDON, D. & MANNING, D. A. C. 1995 - Chemical variation and significance of tourmaline from southwest England - *Economic Geology*, 90, pp.495-519.

LÓPEZ PLAZA, M. & MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. 1987 - Síntesis estructural de los granitoides del Macizo Hespérico, *in* Bea, F., Carnicero, A., Gonzalo, J. C., López Plaza, M., and Rodríguez Alonso, M. D., (eds.), *in Geología de los Granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico. Libro Homenaje a L.C. García Figuerola* - Rueda, Madrid, 195-210.

LOTZE, F. 1945 - Zur Gliederung der Varisciden der Iberischen Meseta - *Geotecktonische Forsch.*, 6, pp.78-92.

LOUCKS, R. R. & MAVROGENES, J. A. 1999 - Gold solubility in supercritical hydrothermal brines measured in synthetic fluid inclusions - *Science*, 284, pp.2159-2163.

LUDWIG, K. R. 1980 - Calculation of uncertainties of U-Pb isotope data - *Earth and Planetary Science Letters*, 46, pp.212-220.

LUDWIG, K. R. 1998 - On the treatment of concordant uranium-lead ages - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62, pp.665-676.

LUDWIG, K. R. 1999 - User's manual for Isoplot/Ex, version 2. A geochronological toolkit for Microsoft Excel - Berkley Geochronology Center, 43 p.

LUDWIG, K. R. 2003 - User's Manual for Isoplot 3.00. A geochronological toolkit for Microsoft Excel - Berkeley Geochronology Center, 70 p.

M

MALUSKI, H. & MONIE, P. 1988 - ^{40}Ar-^{39}Ar laser probe multi-dating inside single biotites of a Variscan orthogeneiss (Pinet, Massif Central, France) - *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 73, pp.245-263.

MARCOS, A. & FARIAS, P. 1999 - La estructura de las láminas inferiores del Complejo de Cabo Ortegal y su autóctono relativo (Galicia, NO de España) - *Trabajos de geología, Universidad de Oviedo*, 21, pp.201-218.

MARCOS, A. & LLANA FÚNEZ, S. 2002 - Estratigrafía y estructura de la lámina tectónica del Para-autóctono y de su autóctono en el área de Chantada (Galicia, NO de España) - *Trabajos de geología, Universidad de Oviedo*, 23, pp.53-72.

MARIGNAC, C. & CUNEY, M. 1999 - Ore deposits of the French Massif Central: insight into the metallogenesis of the Variscan collision belt - *Mineralium Deposita*, 34, pp.472-504.

MARQUÍNEZ GARCÍA, J. L. 1981 - Estudio geológico del área esquistosa de Galicia Central (zona de Lalín-Forcarei-Beariz) - *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 2, pp.135-154.

MARQUÍNEZ GARCÍA, J. L. 1984 - La geología del área esquistosa de Galicia Central (Cordillera Herciniana, NW de Espana) - [Mem.], Instituto Geológico y Minero de España, 213 p p.

MARQUÍNEZ GARCÍA, J. L. & KLEIN, E. 1982 - Evolución temporal y distribución del metamorfismo en el Area Esquistosa de Galicia Central (NO de España) - *Trab. Geol. Univ. de Oviedo*, 12, pp.227-242.

MARTÍN-IZARD, A., FUERTES-FUENTE, M., CEPEDAL, A., MOREIRAS, D., NIETO, J. G., MALDONADO, C. & PEVIDA, L. R. 2000a - The Rio Narcea gold belt intrusions: geology, petrology, geochemistry and timing - *Journal of Geochemical Exploration*, 71, pp.103-117.

MARTÍN-IZARD, A., PANIAGUA, A., GARCIA-IGLESIAS, J., FUERTES, M., BOIXET, L., MALDONADO, C. & VARELA, A. 2000b - The Carles copper-gold-molybdenum skarn (Asturias, Spain): geometry, mineral associations and metasomatic evolution - *Journal of Geochemical Exploration*, 71, pp.153-175.

MARTÍNEZ CATALÁN, J. R., ARENAS, R., DÍAZ GARCÍA, F. & ABATI, J. 1997 - Variscan accretionary complex of northwest Iberia: Terrane correlation and succession of a tectonothermal events - *Geology*, 25, pp.1103-1106.

MARTÍNEZ CATALÁN, J. R., ARENAS, R., DÍAZ GARCÍA, F., RUBIO PASCUAL, F. J., ABATI, J. & MARQUÍNEZ, J. 1996 - Variscan exhumation of a subducted Paleozoic continental margin: The basal units of the Ordenes Complex, Galicia, NW Spain - *Tectonics*, 15, pp.106-121.

MARTÍNEZ CATALÁN, J. R., DÍAZ GARCÍA, F., ARENAS, R., ABATI, J., CASTIÑEIRAS, P., GONZÁLEZ CUADRA, P., GÓMEZ BARREIRO, J. & RUBIO PASCUAL, F. J. 2002 - Thrust and detachment systems in the Ordenes Complex (northwestern Spain): Implications for the Variscan-Appalachian geodynamics, *in* Martínez Catalán, J. R., Hatcher, R. D. J., Arenas, R., and Díaz García, F., (eds.), *in Variscan-Appalachian dynamics: The building of the late Paleozoic basement* - Geological Society of America, Boulder, Colorado, Special Paper 364, pp. 163-182.

MARTÍNEZ CATALÁN, J. R., PEREZ-ESTAUN, A., BASTIDA, F., PULGAR, J. A. & MARCOS, A. 1990 - West Asturian-Leonese Zone. Structure, *in* Dallmeyer, R. D., and Martínez García, E., (eds.), *in Pre-Mesozoic Geology of Iberia* - Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 103-114.

MASAU, M., ČERNÝ, P., COOPER, M. A. & CHAPMAN, R. 2002 - Monazite-(Sm), a new member of the monazite group from the Annie Claim #3 granitic pegmatite, southeastern Manitoba - *The Canadian Mineralogist*, 40, pp.1649-1655.

MATTE, P. 1968 - La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne) - *Geologie Alpine*, 44, pp.157-280.

MATTE, P. 1986 - La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère - *Bulletin de la Société géologique de France*, II, pp.9-24.

MATTE, P. 1991 - Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe - *Tectonophysics*, 196, pp.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, pp.122-128.

MATTE, P. 2002 - Variscides between the Appalachians and the Urals: Similarities and differences between Paleozoic subduction and collision belts, *in Variscan-Appalachian dynamics: The building of the late Paleozoic basement* - Geological Society of America Special Paper 364, 239-251.

MATTE, P., MALUSKI, H., RAJLICH, P. & FRANKE, W. 1990 - Terrane boundaries in the Bohemian Massif. Result of a large scale variscan shearing - *Tectonophysics*, 177, pp.151-170.

MCCOY, D. T., NEWBERRY, R. J., LAYER, P. W., DIMARCHI, J. J., BAKKE, A. A., MASTERMAN, J. S. & MINEHANE, D. L. 1997 - Plutonic related gold deposits of interior Alaska, *in* Goldfarb, R. J., and Miller, L. D., (eds.), *in Ore deposits of Alaska* - Soc. Econ. Geol., Monogr 9, pp. 151-190.

MCDONOUGH, W. F. & SUN, S. S. 1995 - The composition of the Earth - *Chemical Geology*, 120, pp.223-253.

MCDOUGALL, I. & HARRISON, T. M. 1999 - Geochronology and Thermochronology by the $^{40}Ar/^{39}Ar$ Method. - Oxford University Press, New York, 282 p.

MERCIER, J. & VERGELY, P. 1999 - Tectonique, 2e ed. - Dunod, Paris, 206 p.

MONIER, G. & ROBERT, J.-L. 1986 - Muscovite solid solutions in the system K_2O-MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O: an experimental study at 2 kbar P_{H2O} and comparison with natural Li-free white micas - *Mineralogical Magazine*, 50, pp.257-266.

MONTEL, J.-M. 1993 - A model for monazite/melt equilibrium and application to the generation of granitic magmas - *Chemical Geology*, 110, pp.127-146.

MONTEL, J.-M., DEVIDAL, J.-L. & AVIGNANT, D. 2002 - X-ray diffraction study of brabantite-monazite solid solutions - *Chemical Geology*, 191, pp.89-104.

MONTEL, J.-M., FORET, S., VESCHAMBRE, M., NICOLLET, C. & PROVOST, A. 1996 - Electron microprobe dating of monazite - *Chemical Geology*, 131, pp.37.

MONTEL, J.-M., VESCHAMBRE, M. & NICOLLET, C. 1994 - Datation de la monazite à la microsonde électronique - *Comptes-rendus de l'Académie des sciences*, 318, pp.1489-1495.

MONTESERÍN LÓPEZ, V. 1981 - Mapa Geológico de España, Puente Caldelas (186/5-10). Echelle 1:50 000 - Instituto Geologico y Minero de España, Madrid.

MONTIGNY, R. 1985 - Méthode classique potassium-argon, *in* Roth, E., and Poty, B., (eds.), *in Méthodes de datation par les phénomènes nucléaires naturels: applications* - Masson, Paris, 309-340.

MOORE, J. M. 1982 - Mineral zonation near the granitic batholiths of southwest and northern England and some geothermal analogues, *in* Evans, A. M., (ed.), *in Metallization associated with acid magmatism* - Wiley, Chichester, 229-241.

MUSTARD, R. 2001 - Granite-hosted gold mineralization at Timbarra, northern New South Wales, Australia - *Mineralium Deposita*, 36, pp.542-562.

N

NAGY, G., DRAGANITS, E., DEMENY, A., PANTO, G. & ARKAI, P. 2002 - Genesis and transformations of monazite, florencite and rhabdophane during medium grade metamorphism: examples from the Sopron Hills, Eastern Alps - *Chemical Geology*, 191, pp.25-46.

NEIVA, A. M. R. 1993a - Geochemistry of granites and their minerals from Gerez mountain, Northern Portugal - *Chem. Erde.*, 53, pp.227-258.

NEIVA, A. M. R. 1993b - Geoquímica de granitos e seus minerais da Serra do Gerês, Norte de Portugal - *Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Porto*, 3, pp.137-139.

NEIVA, A. M. R. 2002 - Portuguese granites associated with Sn-W and Au mineralizations - *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 74, pp.79-101.

NEIVA, A. M. R., DODSON, M. H., REX, D. C. & GUISE, P. G. 1995 - Radiometric constraints on hydrothermal circulation in cooling granite plutons - *Mineralium Deposita*, 30, pp.460-468.

NEWBERRY, R. J., BURNS, L. E., SOLIE, D. N. & CLAUTICE, K. H. 1988 - A revised geologic model for the North Star gold belt, interior Alaska: progress report - *Alaska Division of Geological and Geophysical Surveys Public-Data File*, pp.88-23.

NI, Y., HUGUES, J. M. & MARIANO, A. N. 1995 - Crystal chemistry of the monazite and xenotime structures - *American Mineralogist*, 80, pp.21–26.

NORONHA, F., CATHELINEAU, M., BOIRON, M.-C., BANKS, D. A., DORIA, A., RIBEIRO, M. A., NOGUEIRA, P. & GUEDES, A. 2000 - A three stage fluid flow model for Variscan gold

metallogenesis in northern Portugal - *Journal of Geochemical Exploration*, 71, pp.209-224.

NORONHA, F. & RAMOS, J. M. F. 1993 - Mineralizações auriferas primárias no norte de Portugal. Algumas reflexões - *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 18, pp.133-146.

O-P

OEN, I. S. 1958 - The geology, petrology and ore deposits of the Viseu region, northern Portugal - *Communicações Serviços Geológicos de Portugal*, XLI, pp.5-199.

OEN, I. S. 1970 - Granite intrusion, folding and metamorphism in central Portugal - *Boletín Geológico y Minero*, 81, pp.271-298.

ORDÓÑEZ CASADO, B., GEBAUER, D., SCHÄFER, H. J., IBARGUCHI, J. I. G. & PEUCAT, J.-J. 2001 - A single Devonian subduction event for the HP/HT metamorphism of the Cabo Ortegal complex within the Iberian Massif - *Tectonophysics*, 332, pp.359-385.

ORTEGA, L. A. & GIL IBARGUCHI, J. I. 1990 - The genesis of Late Hercynian granitoids from Galicia (Northwestern Spain): interferences from REE studies - *Journal of Geology*, 98, pp.189-211.

PARIS, F. & ROBARDET, M. 1977 - Paléogéographie et relations ibéro-armoricaines au Paléozoïque anté-carbonifère - *Bull. Soc. Géol. France*, 19, pp.1121-1126.

PARRISH, R. R. 1990 - U-Pb dating of monazite and its application to geological problems - *Can. J. Earth Sci.*, 27, pp.1431-1450.

PARTINGTON, G. A. 1990 - Environment and structural controls on the intrusion of the giant rare metal Greenbushes Pegmatite, Western Australia - *Economic Geology*, 85, pp.437-456.

PASSCHIER, C. W. & TROUW, R. A. J. 1996 - Microtectonics - Springer-Verlag, Berlin, 289 p.

PEIFFERT, C. & CUNEY, M. 1999 - Hydrothermal Synthesis of the Complete Solid Solution between Monazite ($LaPO_4$) and Huttonite ($ThSiO_4$) at 780°C and 200 MPa, *in* EUG 10 - 28th March - 1st April, 1999, Strasbourg, France, p. 522.

PEREIRA, A. J. S. C. 1991 - Transferências de calor e ascensão crustal no segmento Tondela-Oliveira do Hospital (Portugal Central) após a implantação dos granitos hercínicos sin a tardi-orogénicos [PhD thesis] - University of Coimbra, 182 p.

PÉREZ-ESTAÚN, A., BASTIDA, F. & ALONSO, J. L. 1988 - A thin-skinned tectonics model for an arcuate fold and thrust belt: The Cantabrian Zone (Variscan Ibero-Armorican Arc) - *Tectonics*, 7, pp.517-537.

PÉREZ-ESTAÚN, A., MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. & BASTIDA, F. 1991 - Crustal thickening and deformation sequence in the footwall to the suture of the Variscan belt of northwest Spain - *Tectonophysics*, 191, pp.243-253.

PETITJEAN, V. 2004 - Modélisation gravimétrique des massifs granitiques de Brués (Espagne) - [Rapport de Maîtrise des Sciences et Techniques, Géosciences et Géotechniques], Université de Nice Sophia Antipolis, 88 p p.

PHILLIPS, G. N., GROVES, D. I. & MARTYN, J. E. 1984 - An epigenetic origin for archean banded iron-formation-hosted gold deposits - *Economic Geology*, 79, pp.162-171.

PICHAVANT, M. & MANNING, D. 1984 - Petrogenesis of tourmaline granites and topaz granites; the contribution of experimental data - *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 35, pp.31-50.

PIERREL, L. 1984 - Gisements Sn-W dans les superstructures de métamorphites sur le tracé de linéaments leucogranitiques hercyniens: Mina La Sultana et Mina Dorinda (Zamora), en Espagne [Unpublished PhD thesis] - Université de Nancy I, 247 p.

PIN, C. 1981 - Old inherited zircons in two synkinematic variscan granitoids: the "granite du Pinet" and the "orthogneiss de Marvejols" (southern French Massif Central) - *Neues Jahrbuch Miner. Abh.*, 142, pp.27-48.

PODOR, R. & CUNEY, M. 1997 - Experimental study of Th-bearing $LaPO_4$ (780°C, 200 MPa): Implications for monazite and actinide orthophosphate stability - *American Mineralogist*, 82, pp.765-771.

PODOR, R., CUNEY, M. & NGUYEN TRUNG, C. 1995 - Experimental study of the complete solid solution between (La)-monazite and (Ca0.5U0.5)PO4 at 780°C and 200 MPa - *American Mineralogist*, 80, pp.1261-1268.

POITRASSON, F., CHENERY, S. & BLAND, D. J. 1996 - Contrasted monazite hydrothermal alteration mechanisms and their geochemical implications - *Earth and Planetary Science Letters*, 145, pp.79-96.

POMMIER, A., COCHERIE, A. & LEGENDRE, O. 2002 - EPMA Dating User's Manual: Age Calculation from Electron Probe Microanalyser Measurements of U-Th-Pb - BRGM Documents, Orléans, 9 p.

PONCE DE LEÓN, M. I. 1986 - Informe preliminar del estudio estructural de la zona de Brués - [Unpublished report], Empresa Nacional ADARO de Investigaciones Mineras, 52 p p.

POTY, B., LEROY, J. & JACHIMOWICZ, L. 1976 - Un nouvel appareil pour la mesure des températures sous le microscope: l'installation de microthermométrie Chaixmeca - *Bulletin de la Société Française de Minéralogie et de Cristallographie*, 99.

POULSEN, K. H., ROBERT, F. & DUBÉ, B. 2000 - Geological classification of Canadian gold deposits: Natural Resources Canada - Geological Survey of Canada Bulletin 540, 106 p.

POURRAZ, N. 2002 - Percolations fluides et minéralisations: exemple du gisement aurifère de Bruès (Galice) - [DEA Terre, Dynamique, Ressources, Environnement], Université de Nancy I, 43 p p.

PRIEM, H. N. A., SCHERMERHORN, L. J. G., BOELRIJK, N. A. I. M. & HEBEDA, E. H. 1984 - Rb-Sr geochronology of Variscan granitoids in the tin-tungsten province of northern Portugal: a progress report - *Terra Cognita*, 4, pp.212-213.

PYLE, J. M., SPEAR, F. S., RUDNICK, R. L. & MCDONOUGH, W. F. 2001 - Monazite-Xenotime-Garnet Equilibrium in Metapelites and a New Monazite-Garnet Thermometer - *J. Petrology*, 42, pp.2083-2107.

Q-R

QUARTON, M., ZOUIRI, M. & FREUNDLICH, W. 1984 - Cristallochimie des orthophosphates doubles de thorium et de plomb - *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences*, 299, pp.785-788.

QUESADA, C. 1991 - Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif - *Tectonophysics*, 185, pp.225-245.

RAGUIN, E. 1961 - Géologie des Gîtes Minéraux - Masson, Paris, 686 p.

RAIMBAULT, L., CUNEY, M., AZENCOTT, C. & DUTHOU, J.-L. 1995 - Geochemical evidence for a multistage magmatic genesis of Ta-Sn-Li Mineralization in the granite de Beauvoir, French Massif Central - *Economic Geology*, 90, pp.548-576.

RAMDOHR, P. 1969 - The ore minerals and their intergrowths - Pergamon Press, Oxford, 1174 p.

RAMSAY, J. G. 1980 - The crack-seal mechanism of rock deformation - *Nature*, 284, pp.135.

RASMUSSEN, B. 1996 - Early diagenetic REE-phosphates minerals (florencite, gorceixite, crandallite and xenotime) in marine sandstones: a major sink for oceanic phosphorus - *American Journal of Science*, 296, pp.601-632.

RENNE, P. R., SWISHER, C. C., DEINO, A. L., KARNER, D. B., OWENS, T. L. & DE PAOLO, D. J. 1998 - Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating - *Chemical Geology*, 145, pp.117-152.

RIBEIRO, A. 1974 - Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes oriental - *Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal*, 24, pp.1-168.

RIBEIRO, A., DIAS, R. & BRANDÃO SILVA, J. 1995 - Genesis of the Ibero-Armorican arc - *Geodinamica Acta*, 8, pp.173-184.

RIBEIRO, A., PEREIRA, E. & DIAS, R. 1990a - 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.

RIBEIRO, A., QUESADA, C. & DALLMEYER, R. D. 1990b - Geodynamics evolution of the Iberian Massif, *in* Dallmeyer, R. D., and Martínez García, E., (eds.), *in Pre-Mesozoic Geology of Iberia* - Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 399-409.

RIBEIRO, A. & SANDERSON, D. 1996 - SW-Iberia Transpressional orogeny in the Variscides, *in* Gee, D. G., and Zeyen, H. J., (eds.), *in Europrobe 1996 - Lithosphere dynamics: origin and evolution of continents* - Uppsala university, 90-98.

RICKWOOD, P. C. 1989 - Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements - *Lithos*, 22, pp.247-263.

RIES, A. C. 1979 - Variscan metamorphism and K-Ar dates in the Variscan fold belt of S Brittany and NW Spain - *J. Geol. Soc. London*, 136, pp.89-103.

ROBARDET, M. 1976 - L'originalité du segment hercynien sud-ibérique au Paléozoïque inférieur: Ordovicien, Silurien et Dévonien dans le nord de la province de Séville, Espagne - *C. R. Acad. Sci. Paris*, 283, pp.999-1002.

ROBARDET, M. 2003 - The Armorica "microplate": fact or fiction? Critical review of the concept and contradictory palaeobiogeographical data - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 195, pp.125-148.

ROBARDET, M., BONJOUR, J.-L., PARIS, F., MORZADEC, P. & RACHEBOEUF, P. R. 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.

ROBERT, F. 1990 - An overview of gold deposits in the Eastern Abitibi Subprovince, *in* Rouyn-Noranda 1990 Symposium, May 28-June 1 - 1990, Canada, p. 93-105.

ROBERT, F. & BROWN, A. C. 1986 - Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Quebec. Part I. Geologic relations and formation of the vein systems - *Economic Geology*, 81, pp.578-592.

RODDICK, J. C. 1983 - High precision intercalibration of 40Ar/39Ar standards - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47, pp.887-898.

ROEDDER, E. 1984 - Fluid inclusions, Review in Mineralogy - Mineralogical Society of America, 644 p.

ROMARIZ, C. 1969 - Graptolites silúrico do NW peninsular. - *Communicaçoes Serviços Geológicos de Portugal*, 53, pp.107-156.

ROUTHIER, P. 1963 - Les gisements métallifères. Géologie et principes de recherche - Masson, Paris, 1282 p.

RUFFET, G., FERAUD, G. & AMOURIC, M. 1991 - Comparison of ^{40}Ar-^{39}Ar conventional and laser dating of biotites from the North Tregor Batholith - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, pp.1675-1688.

RUFFET, G., GRUAU, G., BALLÈVRE, M., FÉRAUD, G. & PHILIPOT, P. 1997 - Rb-Sr and $^{40}Ar/^{39}Ar$ laser probe dating of high-pressure phengites from Sesia zone (Western

Alps): underscoring of excess argon and new age constraints on the high pressure metamorphism - *Chemical Geology*, 141, pp.1-18.

S

SAMSON, S. D. & ALEXANDER, E. C. 1987 - Calibration of the interlaboratory ^{40}Ar-^{39}Ar dating standard, MMhb-1. - *Isotope Geoscience*, 7, pp.27-34.

SANTOS ZALDUEGUI, J. F., PIN, C., ARANGUREN, A. & GIL IBARGUCHI, J. I. 1996 - Application of specific extraction chromatographic methods to the Rb-Sr, Sm-Nd isotope study of geological sample: The Hombreiro-Santa Eulalia granite (Lugo, NW Spain) - *Geogaceta*, 20, pp.495-497.

SCHALTEGGER, U., PETTKE, T., AUDÉTAT, A., REUSSER, E. & HEINRICH, C. A. 2005 - Magmatic-to-hydrothermal crystallization in the W-Sn mineralized Mole Granite (NSW, Australia): Part I: Crystallization of zircon and REE-phosphates over three million years-a geochemical and U-Pb geochronological study - *Chemical Geology*, 220, pp.215-235.

SCHNEIDERHÖHN, H. 1941 - Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde - G. Fischer, Jena, Stuttgart, 858 p.

SCOTT, S. D. & BARNES, H. L. 1971 - Sphalerite geothermometry and geobarometry - *Economic Geology*, 66, pp.653-669.

SEGALL, P. & POLLARD, D. 1980 - Mechanisms of discontinuous faults - *Journal of Geophysical Research*, 85, pp.4337-4350.

SERRANO PINTO, M., CASQUET, C., IBARROLA, E., CORRETGÉ, L. G. & PORTUGAL FERREIRA, M. 1987 - Síntese geocronológica dos granitoides do Maciço Hespérico, *in* Bea, F., Carnicero, A., López-Plaza, M., and Rodríguez Alonso, M. D., (eds.), *in Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico* - Rueda, Madrid, 69-86.

SEYDOUX-GUILLAUME, A.-M., PAQUETTE, J.-L., WIEDENBECK, M., MONTEL, J.-M. & HEINRICH, W. 2002 - Experimental resetting of the U-Th-Pb systems in monazite - *Chemical Geology*, 191, pp.165-181.

SHARP, Z. D., ESSENE, E. J. & KELLY, W. C. 1985 - A re-examination of the arsenopyrite geothermometer: pressure considerations and applications to natural assemblages - *Canadian Mineralogist*, 23, pp.517-534.

SIBSON, R. H. 1987 - Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems - *Geology*, 15, pp.701-704.

SIBSON, R. H. 2004 - Controls on maximum fluid overpressure defining conditions for mesozonal mineralisation - *Journal of Structural Geology*, 26, pp.1127-1136.

SIBSON, R. H., ROBERT, F. & POULSEN, K. H. 1988 - High-angle reverse faults, fluid pressure cycling and mesothermal gold quartz deposits - *Geology*, 16, pp.551-555.

SIERRA, L., ORTIZ, A., BURKHALTER, J. & BODEGA, F. 1973 - Mapa Metalogenetico de España E. 1:200.000, Orense, 17. Echelle 1:200.000 - Instituto Geologico y Minero de España - Ministerio de Industria y Energia, Madrid.

SILLITOE, R. H. 1991 - Intrusion-related gold deposits, *in* Foster, R. P., (ed.), *in Gold metallogeny and exploration* - Blackie, Glasgow, 165-209.

SILVA, M. M. V. G. 1995 - Mineralogia, petrologia e geoquímica de encraves de rochas graníticas de algumas regiões portuguesas [PhD thesis] - Coimbra University, 288 p.

SIMPSON, R. L., PARRISH, R. R., SEARLE, M. P. & WATERS, D. J. 2000 - Two episodes of monazite crystallisation during metamorphism and crustal melting in the Everest region of the Nepalese Himalaya - *Geology*, 28, pp.403-406.

SMITH, H. A. & BARREIRO, B. 1990 - Monazite U-Pb dating of staurolite grade metamorphism in pelitic schists - *Contrib Mineral Petrol*, 105, pp.602-615.

SMITH, H. A. & GILETTI, B. J. 1997 - Lead diffusion in monazite - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61, pp.1047-1055.

SOAVE, G. 1972 - Equilibrium constants from a modified Redlich-Kwong equation of state - *Chem. Eng. Sci.*, 27, pp.1197-1203.

SOLÉ, J., ARCOS, D., SOLER, A. & DELGADO, J. 1995 - Datación K/Ar de las distintas mineralizaciones relacionadas con el stock granodiorítico de Carlés (Asturias) - *Bol. Soc. Española Mineralogía*, 18, pp.31-32.

SPEAR, F. S. 1993 - Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths - Mineralogical Society of America, 799 p.

SPEAR, F. S. & PARRISH, R. R. 1996 - Petrology and cooling rates of the Valhalla complex, British Colombia, Canada - *J. Petrology*, 37, pp.733-765.

SPIERING, E. D., PEVIDA, L. R., MALDONADO, C., GONZALEZ, S., GARCIA, J., VARELA, A., ARIAS, D. & MARTIN-IZARD, A. 2000 - The gold belts of western Asturias and Galicia (NW Spain) - *Journal of Geochemical Exploration*, 71, pp.89-101.

STAMPFLI, G. M. & BOREL, G. D. 2002 - A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons - *Earth and Planetary Science Letters*, 196, pp.17-33.

STEIGER, R. H. & JÄGER, E. 1977 - Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology - *Earth and Planetary Science Letters*, 36, pp.359-362.

STEPHENS, J. R., MAIR, J. L., OLIVER, N. H. S., HART, C. J. R. & BAKER, T. 2004 - Structural and mechanical controls on intrusion-related deposits of the Tombstone Gold Belt, Yukon, Canada, with comparisons to other vein-hosted ore-deposit types - *Journal of Structural Geology*, 26, pp.1025-1041.

STIPP, M., STÜNITZ, H., HEILBRONNER, R. & SCHMID, S. M. 2002 - The eastern Tonale fault zone: a "natural laboratory" for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C - *Journal of Structural Geology*, 24, pp.1861-1884.

STRUNZ, H. & NICKEL, E. H. 2001 - Strunz mineralogical tables: chemicalstructural mineral classification system (9th Ed.) - E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Science Publishers, Stuttgart, 870 p.

SUZUKI, K. & ADACHI, M. 1991 - Precambrian provenance and Silurian metamorphism of the Tsubonosawa paragneiss in the South Kitakami terrane, Northeast Japan, revealed by the chemical Th-U-total Pb isochron ages of monazite, zircon and xenotime - *Geochem. J.*, 25, pp.357-376.

SUZUKI, K. & ADACHI, M. 1994 - Middle Precambrian detrital monazite and zircon from the Hida gneiss on Oki-Dogo Island, Japan: their origin and implications for the correlation of basement gneiss of Southwest Japan and Korea - *Tectonophysics*, 235, pp.277-292.

SUZUKI, K., ADACHI, M. & KAJIZUKA, I. 1994 - Electron microprobe observations of Pb diffusion in metamorphosed detrital monazites - *Earth and Planetary Science Letters*, 128, pp.391-405.

SUZUOKI, T. & EPSTEIN, S. 1976 - Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40, pp.1229-1240.

SWANANBERG, H. E. C. 1979 - Phase equilibria in carbonic systems and their application to freezing studies of fluid inclusions - *Contrib Mineral Petrol*, 68, pp.303-306.

SYLVESTER, P. J. 1989 - Post-collisional alkaline granites - *Journal of Geology*, 97, pp.261-280.

T

TAIT, J. A., BACHTADSE, V., FRANKE, W. & SOFFEL, H. C. 1997 - Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: palaeomagnetic and geological constraints - *Geol Rundsch*, 86, pp.585-598.

TARLING, D. H. & HROUDA, F. 1993 - The magnetic anisotropy of rocks - Chapman and Hall, London, 220 p.

TAYLOR, J. R. & WALL, V. J. 1992 - The behavior of tin in granitoid magmas - *Economic Geology*, 87, pp.403-420.

TAYLOR, M. C., SHEPPARD, J. B., WALKER, J. N., KLECH, W. D. & WISE, M. A. 2002 - Petrogenesis of rare-element granitic aplite-pegmatites: A new approach, *in* International Mineralogical Association, General Meeting, Program with abstracts - Edinburgh, p. 260.

TAYLOR, S. R. & MCLENNAN, S. M. 1985 - The continental crust: its composition and evolution - Blackwell, Oxford, 312 p.

THIÉRY, R., VAN DEN KERKHOF, A. M. & DUBESSY, J. 1994a - vX properties of CH_4-CO_2 and CO_2-N_2 fluid inclusions: modelling for T < 31°C and P < 440 bars - *European Journal of Mineralogy*, 6, pp.753-771.

THIÉRY, R., VIDAL, J. & DUBESSY, J. 1994b - Phase equilibria modelling applied to fluid inclusions: Liquid-vapour equilibria and calculation of the molar volume in the CO2-CH4-N2 system - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58, pp.1073-1082.

THOMPSON, J. F. H. & NEWBERRY, R. J. 2000 - Gold deposits related to reduce granitic intrusions, *in* Hagemann, S. G., and Brown, P. E., (eds.), *in Gold in 2000*. Reviews in Economic Geology - Society of Economic Geologists, Littleton, CO, USA, 13, pp. 377-400.

THOMPSON, J. F. H., SILLITOE, R. H., BAKER, T., LANG, J. R. & MORTENSEN, J. K. 1999 - Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces - *Mineralium Deposita*, 34, pp.323-334.

TORRES-RUIZ, J., PESQUERA, A., GIL-CRESPO, P. P. & VELILLA, N. 2003 - Origin and petrogenetic implications of tourmaline-rich rocks in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, southeastern Spain) - *Chemical Geology*, 197, pp.55-86.

TOWNSEND, K. J., MILLER, C. F., D'ANDREA, J. L., AYERS, J. C., HARRISON, T. M. & COATH, C. D. 2001 - Low temperature replacement of monazite in the Ireteba granite, Southern Nevada: geochronological implications - *Chemical Geology*, 172, pp.95-112.

TREMBLAY, A., RUFFET, G. & CASTONGUAY, S. 2000 - Acadian metamorphism in the Dunnage zone of southern Quebec, northern Appalachians: $^{40}Ar/^{39}Ar$ evidence for collision diachronism - *Geological Society of America Bulletin*, 112, pp.136-146.

TURNER, G. 1968 - The distribution of potassium and argon in chondrite, *in* Ahrens, L. H., (ed.), *in Origin and Distribution of the Elements* - Pergamon, 387-398.

TURNER, G., MILLER, J. A. & GRASTY, R. L. 1966 - The thermal history of the Bruderheim meteorite - *Earth and Planetary Science Letters*, 1, pp.155-157.

U-V

UGIDOS, J. M. 1990 - Central-Iberian Zone. Granites as a paradigm of genetic processes of granitic rocks: I-Types vs S-Types, *in* Dallmeyer, R. D., and Martínez Garcia, E., (eds.), *in Pre-Mesozoic Geology of Iberia* - Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 189-206.

VALLANCE, J., BOIRON, M.-C., CATHELINEAU, M., FOURCADE, S., VARLET, M. & MARIGNAC, C. 2004 - The granite hosted gold deposit of Moulin de Chéni (Saint-Yrieix district, Massif Central, France): petrographic, structural, fluid inclusion and oxygen isotope constraints - *Mineralium Deposita*, 39, pp.265-281.

VALLANCE, J., CATHELINEAU, M., BOIRON, M.-C., FOURCADE, S., SHEPHERD, T. J. & NADEN, J. 2003 - Fluid-rock interactions and the role of late Hercynian aplite intrusion in the genesis of the Castromil gold deposit, northern Portugal - *Chemical Geology*, 194, pp.201-224.

VALLANCE, J., CATHELINEAU, M., MARIGNAC, C., BOIRON, M.-C., FOURCADE, S., MARTINEAU, F. & FABRE, C. 2001 - Microfracturing and fluid mixing in granites: W-(Sn) ore deposition at Vaulry (NW French Massif Central) - *Tectonophysics*, 336, pp.43-61.

VALLE AGUADO, B., AZEVEDO, M. R., SCHALTEGGER, U., MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. & NOLAN, J. 2005 - U-Pb zircon and monazite geochronology of Variscan magmatism related to syn-convergence extension in Central Northern Portugal - *Lithos*, 82, pp.169-184.

VALVERDE-VAQUERO, P., CUESTA FERNÁNDEZ, A., GALLASTEGUI, G., SUÁREZ, O., CORRETGÉ, G. L. & DUNNING, G. R. 1999 - U–Pb dating of Late Variscan magmatism in the Cantabrian Zone (Northern Spain), *in* EUG X meeting 28th March - 1st April, 1999 - Strasbourg (France), p. 101.

VALVERDE-VAQUERO, P. & DUNNING, G. R. 2000 - New U-Pb ages for Early Ordovician magmatism in Central Spain - *Journal of the Geological Society*, 157, pp.15-26.

VALVERDE-VAQUERO, P., MARCOS, A., FARIAS ARQUER, P. & GALLASTEGUI, G. 2005 - U-Pb dating of Ordovician felsic volcanism in the Schistose Domain of the Galicia-Trás-os-Montes Zone near Cabo Ortegal (NW Spain) - *Geologica Acta*, 3, pp.27-37.

VIGNERESSE, J.-L. 1990 - Use and misuse of geophysical data to determine the shape at depth of granitic intrusion - *Geological Journal*, 25, pp.249-260.

VIGNERESSE, J.-L. 1995 - Control of granite emplacement by regional deformation - *Tectonophysics*, 249, pp.173-186.

VILLA, I. 1998 - Isotopic closure - *Terra Nova*, 10, pp.42-47.

W-X-Y-Z

WARK, D. A. & MILLER, C. F. 1993 - Accessory mineral behavior during differentiation of a granite suite: monazite, xenotime and zircon in the Sweetwater Wash pluton, southeastern California, U.S.A - *Chemical Geology*, 110, pp.49-67.

WENDT, I. & CARL, C. 1991 - The statistical distribution of the mean squared weighted deviation - *Chemical Geology*, 86, pp.275-285.

WIJBRANS, J. R. & MCDOUGALL, I. 1986 - $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of white micas from an Alpine high-pressure metamorphic belt on Naxos (Greece): the resetting of the argon isotopic system - *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 93, pp.187-194.

XIE, X., BYERLY, G. R. & FERREL, R. E. J. 1997 - IIb trioctahedral chlorite from the Barberton greenstone belt: crystal structure and rock composition constraints with implications to geothermometry - *Contrib Mineral Petrol*, 126, pp.275-291.

ZAGORSKI, V. Y., MAKAGON, V. M. & SHMAKIN, B. M. 2003 - Systematics of granitic pegmatites - *Russian Geology and Geophysics*, 44, pp.422-435.

ZHANG, Y. G. & FRANTZ, J. D. 1987 - Determination of the homogeneization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-$CaCl_2$-H_2O using synthetic fluid inclusions. - *Chemical Geology*, 64, pp.335-350.

ZHENG, Y. F. 1993 - Calculation of oxygen isotopes fractionation in anhydrous silicate minerals - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, pp.1079-1091.

ZHU, X. K. & O'NIONS, R. K. 1999a - Monazite chemical composition: some implications for monazite geochronology - *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 137, pp.351-363.

ZHU, X. K. & O'NIONS, R. K. 1999b - Zonation of monazite in metamorphic rocks and its implications for high temperature thermochronology: a case study from the Lewisian terrain - *Earth and Planetary Science Letters*, 171, pp.209-220.

ZHU, X. K., O'NIONS, R. K., BELSHAW, N. S. & GIBB, A. J. 1997a - Significance of in situ SIMS chronometry of zoned monazite from the Lewisian granulites, northwest Scotland - *Chemical Geology*, 135, pp.35-53.

ZHU, Z. K., O'NIONS, R. K., BELSHAW, N. S. & GIBB, A. J. 1997b - Lewisian crustal history from in situ SIMS mineral chronometry and related metamorphic textures - *Chemical Geology*, 136, pp.205-218.

ZWART, E. W. & TOURET, J. L. R. 1994 - Melting behaviour and composition of aqueous fluid inclusions in fluorite and calcite. applications within the system H_2O-$CaCl_2$-NaCl - *European Journal of Mineralogy*, 6, pp.773-786.

Liste des figures

Figure I-1 : Relations spatiales entre les granites hercyniens de la Cornouaille anglaise et les minéralisations Sn-W, Cu et Pb-Zn. Une zonalité cartographique des minéralisations centrées sur les granites apparaît clairement, avec les minéralisations Sn-W proches des intrusions et les gisements Pb-Zn plus distaux. Modifié d'après Černý et al. (2005) ; Dunham et al. (1978) ; Moore (1982). 19

Figure I-2 : Champs filoniens péribatholitiques d'après Emmons in Raguin (1961). 20

Figure I-3 : Schéma théorique de la distribution et de la zonalité des différents types de minéralisations associées aux granites, d'après Routhier (1963). 21

Figure I-4 : Contexte tectonique de formation des divers types de minéralisations aurifères épigénétiques, d'après Groves et al. (1998). Les gisements d'or orogénique se sont formés dans des régimes tectoniques compressifs à transpressifs à différentes profondeurs de la croûte continentale supérieure dans des ensembles de terrains accrétés, très déformés et adjacents à des zones d'arcs magmatiques continentaux. 23

Figure I-5 : Un exemple du contrôle de la distribution spatiale des gisements d'or orogénique par les grandes failles crustales majeures en Abitibi (Québec, Canada). Modifié par Goldfarb et al.(2005) d'après Poulsen et al. (2000) 24

Figure I-6 : Modèle composite théorique de la distribution et de la géométrie des minéralisations aurifères orogéniques associées à des grandes failles cisaillantes d'échelle crustale (Modifié d'après Colvine et al., 1988). 25

Figure I-7 : illustration schématique des trois sous-types de gisements d'or orogénique dans leur contexte de formation. Il n'y a pas nécessairement tous les types présents en un unique endroit. D'après Groves et al. (1998). 28

Figure I-8 : Age de formation des minéralisations aurifères orogéniques comparé aux périodes de croissance de la croûte continentale (Groves et al., 2005). 29

Figure I-9 : Un exemple de granite à métaux rare, le granite albitique à topaze-lépidolite de Beauvoir (Massif Central français). Coupe interprétative réalisée à partir des observations structurales et pétrographique du forage GPF de 900 mètres. Ce granite, dont la foliation magmatique est indiquée en pointillé, recoupe le stockwerk à ferbérite associé au granite de La Bosse. D'après Cuney & Autran (1987). 31

Figure I-10 : section verticale schématique d'un granite zoné et de son système pegmatitique. A, B, C et D marquent les différents niveaux d'érosion potentiels. D'après Černý et al. (2005). 34

Figure I-11 : deux exemples de géométries de pegmatites évoluées. En haut, pegmatite en lentille avec une bordure aplitique et une zonation concentrique, d'après Jahns & Burnham (1969). En bas une pegmatite-aplite complexe litée du pluton Calamity Peak, Sud Dakota, d'après Duke et al. (1988). 35

Figure I-12 : Coupe schématique verticale théorique de l'apex d'une coupole granitique minéralisée, montrant les principaux systèmes minéralisés Sn, W et Mo (greisen, veines, stockscheider, microgranite tardif) reliés aux granites. D'après Černý et al. (2005). 37

Figure I-13 : relations spatiales entre intrusions et minéralisations aurifères dans l'Alaska et au Yukon. A) Carte simplifiée de la province aurifère de Tintina (Alaska) et du Yukon. Les gisements exploités sont indiqués par des étoiles, les occurrences significatives par des points. B) Carte des principales suites intrusives du Yukon.

C) Carte géologique et structurale simplifiée de la zone de Clear Creek montrant une forte relation spatiale entre intrusions et minéralisations. Modifié d'après Stephens et al. (2004). 41
Figure I-14 : Les différents styles de minéralisations aurifères spatialement associés à des intrusions à caractère réduit. D'après Thompson & Newberry (2000). 42
Figure I-15 : Répartition mondiale des gisements supposés appartenir au type intrusion réduite associé à des gisements d'or. Modifié d'après Lang & Baker (2001); Thompson & Newberry (2000); Thompson et al. (1999). 43
Figure II-1 : Localisation dans une représentation actuelle des témoins de la chaîne hercynienne (traits noirs). Modifié d'après Cartier (2002). 49
Figure II-2 : Schéma structural à grande échelle de la chaîne hercynienne Ouest-européenne et coupe Nord-Sud 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. 50
Figure II-3 : Principaux domaines de la chaîne hercynienne se corrélant de façon plus ou moins satisfaisante entre les différents massifs. Les zones suceptibles d'êtres corrélées entres elles sont indiquées par des figurés identiques. Les complexes de nappes allochtones sont en noir. Modifié d'après Ballèvre et al. (1992) ; Franke (1989) ; Ribeiro & Sanderson (1996) ; Robardet et al. (1994) ; Martínez Catalán et al. (2002). ZNA : Zone Nord-Armoricaine ; ZSA : Zone Sud-Armoricaine ; GTOMZ: Zone de Galice-Trás-os-Montes ; ZC: Zone de Cantabrie; ZAL : Zone Asturies Léon; ZCI : Zone Centro-Ibérique ; ZOM : Zone de Ossa Morena ; ZSP: Zone Sud Portuguèse; ZCTBC: Zone de cisaillement de Tomar-Badajoz-Cordoba ; AMPB : Anomalie Magnétique du Bassin Parisien. Les zones internes correspondent aux zones en niveaux de gris et noir. 51
Figure II-4: Propositions de corrélation entre les Massifs Armoricain et Ibérique, à gauche d'après Ballèvre et al. (1992) et à droite d'après Matte (2002). La différence de localisation des zones de suture apparaît nettement en Ibérie. 52
Figure II-5: Modèles proposés pour expliquer la formation de l'arc Ibéro-Armoricain. En haut, par poinçonnement, avec l'analogie de la collision Inde-Asie (Matte, 1986). En bas, par effet de coin et combinaison de chevauchements et cisaillements (Brun & Burg, 1982). 54
Figure II-6: Deux exemples de tentative de reconstruction et d'évolution géodynamique de la chaîne hercynienne, d'après Stampfli et Borel (2002) (à gauche) et Matte (2001) (à droite). Les différences sont essentiellement liées à la présence ou l'absence de microcontinents et des océans associés. 56
Figure II-7: Subdivisions du Massif Ibérique, de haut en bas, d'après Lotze (1945), Julivert et al (1974) et Ribeiro & Sanderson (1996) ; acronymes des zones dans le texte. 57
Figure II-8: carte géologique simplifiée du Nord-Ouest du Massif Ibérique avec indication des différentes zones reconnues. Modifié d'après la carte géologique de la Péninsule Ibérique 1 :1 000 000 (1994). 59
Figure II-9 : Coupe géologique WNW-ESE illustrant les principales structures et unités à travers les zones de Galice-Trás-os-Montes, Ouest-Asturienne-Léonèse et Cantabrique. Modifié d'après Dallmeyer et al. (1997). 61
Figure II-10: Carte géologique simplifiée des deux principaux domaines structuraux de la Zone Centro-Ibérique, modifié d'après Ábalos et al. (2002) ; Díez Balda et al. (1990). 62

Figure II-11: Comparaison schématique de la litho-stratigraphie du Domaine Schisteux en Galice Centrale et près du Cabo Ortegal. Modifié d'après Valverde-Vaquero et al. (2005). 66

Figure II-12: Carte schématique des Complexes allochtones du NW du Massif Ibérique et détail des différentes unités constituant chaque complexe. Modifié d'après Alcock et al. (2005); Llana-Fúnez & Marcos (2001) et Martínez Catalán et al. (2002). 68

Figure II-13: Modèle de mise en place des nappes allochtones dans le NW de l'Ibérie, d'après Martínez Catalán et al. (2002). A : formation d'un prisme par accrétion progressive de terrains durant le Dévonien. B : subduction de la bordure de la marge du Gondwana. C : chevauchement des unités basales et de l'allochtone inférieur et épaississement de la croûte continentale Gondwanienne. D : développement d'une séquence de chevauchements démembrant les piles de nappe et mise en place des unités supérieures et ophiolitiques dans leur position actuelle. 69

Figure II-14: Synthèse bibliographique des âges des granodiorites précoces syntectoniques (A), des leucogranites et granites à deux micas syntectoniques (B), des monzogranites et granites à Bt de la série mixte (C), des granodiorites et granites post-D3 (D). Sur les quatre cartes, les zones de migmatites sont indiquées par le figuré « ~ ». Les chiffres entre parenthèse renvoient aux références suivantes : 1 : Dias et al., 1998; 2 : Priem et al., 1984 ; 3,4 : Neiva, 1993a, 1993b ; 5,6 : Dias & Leterrier, 1993, 1994 ; 7 : Ferreira et al., 1987b ; 8 : Azevedo & Nolan, 1998 ; 9 : Valle Aguado et al., 2005 ; 10 : Pereira, 1991 ; 11 : Silva, 1995 ; 12 : Santos Zalduegui et al., 1996 ; 13 : Fernández-Suárez et al., 2000 ; 14 : Ries, 1979 ; 15 : Castro et al., 2002 ; 16 : Fourcade et al., 1989 ; 17 : Dallmeyer et al., 1997 ; 18 : Bellido et al., 1992 ; 19 : Capdevila & Vialette, 1970 ; 20 : Gallastegui, 1993 ; 21 : Martín-Izard et al., 2000a ; 22 : Solé et al., 1995 ; 23 : Arcos & Soler, 1997 ; 24 : Valverde-Vaquero et al., 1999 ; 25 : Beetsma, 1995. Rq : cette synthèse reste perfectible étant donné que i) certains articles publiés dans des revues espagnoles ou portugaises n'ont pu être consultés ; ii) certains articles ne comportent qu'une localisation très imparfaite des lieux d'où proviennent les échantillons et qu'ainsi, l'attribution d'un faciès à une série donnée reste parfois discutable ; iii) certains résultats ont été obtenus par des méthodes peu adaptées ou alors discutées pour l'obtention d'âge de granites (méthode K-Ar et Rb-Sr roche totale, par exemple). 72

Figure II-15: Coupes schématiques à l'échelle de la lithosphère qui montrent l'évolution possible de la déformation dans le Nord-Ouest de l'Ibérie. Adapté de Llana-Fúnez & Marcos (2001); Martínez Catalán et al. (2002). L'épaisseur des batholites a été exagérée pour une meilleure lisibilité. Les granitoïdes de la série mixte ne sont pas figurés. 77

Figure II-16: localisation des principales minéralisations à or et étain-tungstène primaires par rapport aux zones de cisaillements et aux différents types de granitoïdes dans le NW de l'Ibérie. Principales minéralisations en Sn-W d'après Adam (1987); Derré & Roger (1984); Gumiel & Arribas (1990); Pierrel (1984) et en Au d'après Arias & Martín-Izard (2000); Gutierrez-Claverol et al. (1991); Noronha et al. (2000); Noronha & Ramos (1993); Spiering et al (2000). 79

Figure II-17: Illustration des différences entre les minéralisations aurifères de Jales (Nord Portugal) localisées dans des filons recoupant le granite (vue en carte d'après St. Elias Mines Ltd, www.steliasmines.com) et les lentilles d'altération hydrothermale à minéralisation disséminée dans la granodiorite de Salave (Asturies). Vue en coupe d'après Agnerian (2004). 83

Figure III-1: Localisation de la zone d'étude au cœur du Domaine Schisteux de la Zone de Galice – Trás-os-Montes. Modifié d'après la carte géologique de la Péninsule Ibérique 1 : 1 000 000 (1994) _____ *89*

Figure III-2: Carte géologique de la zone d'étude modifiée d'après Barrera Morate et al. (1988), Marcos & Llana Fúnez (2002) pour la partie Nord-Est de la carte, González Cuadra (1996) pour le massif de Beariz et données personnelles. _____ *91*

Figure III-3: Différents types de niveaux intercalés dans les micaschistes. A) ampélites graphiteuses de la partie supérieure du groupe de Nogueira. Route N-525, km 276,5 à 400 m à l'Ouest de Castro Dozón. B) vue de détail de l'affleurement précédent. C) niveau de quartzite graphiteux (indiqué par la flèche) intercalé dans les micaschistes. Route N-541, km 38, à 300 m au Nord-Ouest de Nogueira. D) niveau calcosilicaté boudiné (indiqué par la flèche) dans les micaschistes. Route N-541, km 36,5, au dessus des mines de Brués. E) affleurement de gneiss dans la vallée du Rio Viñao. Route Salón-Sobredo, à 1,4 km au Nord de Salón. F) banc de gneiss (vu de dessus) dans la base du groupe allochtone de Lalín-Forcarei. Route Doade - Devesa de Abaixo, km 12. _____ *95*

Figure III-4: Structures D1 macro et microscopiques préservées dans les micaschistes. A) exsudats de quartz plissés dans la schistosité S2. Rives Ouest du lac de Barrage Encoro de Albarellos, au Nord de Beresmo. B) fins niveaux grauwackeux et ampélitiques formant un pli isoclinal S1 dans la schistosité S2. Route N-541, km 37, entre Brués et Nogueira. C & D) lentilles préservées de schistosité S1 crénulées (vues en LPNA et LPA) au sein de la schistosité S2 dans le faciès à chlorite-albite de Paraño. Paraño, route N-541, km 45,5. _____ *98*

Figure III-5: Interpolation de la trace du plan axial de la schistosité principale sur le secteur d'étude et données stéréographiques des schistosités S2 et S3 et des linéations L2 et L3 (projection conservant les surfaces, hémisphère inférieur). La schistosité principale est la S2 sauf dans des bandes restreintes Nord-Sud comme le long du massif de La Estrada-Cerdedo (voir texte). _____ *100*

Figure III-6: Carte d'isograde d'apparition des minéraux métamorphiques associés à la phase D2 (albite-chlorite, biotite, grenat, staurotide) et à la phase D3 (sillimanite, andalousite, feldspath potassique). Modifié d'après Barrera Morate et al. (1989), Marquínez García (1984) et Marquínez García & Klein (1982) pour la partie centrale et Ouest de la carte, et d'après Marcos & Llana Fúnez (2002) pour la partie Nord-Est. Les isogrades sont modifiés sur les flancs Ouest des massifs de Boborás et Irixo d'après nos données. _____ *101*

Figure III-7: Marqueurs macro et microscopiques de la déformation et de la cinématique associée à l'évènement D2. a) niveaux gréseux boudinés associés à des exsudats de quartz dans la schistosité S2. N-541, km 46, près de Paraño ; b) linéation d'allongement et d'étirement L2 marquée par des biotites sur le plan S2 et linéation de crénulation S3 sur le plan S2. Zone des mines de Brués ; c) exsudats de quartz sigmoïdes dans la schistosité S2. Nord-Ouest du massif d'Avión ; d) plan de cisaillement à faible pendage avec plis d'entraînement associés, recoupé par une aplite du massif G1 d'Avión. Nord-Ouest du massif d'Avión ; e) porphyroblaste syn-tectonique de staurotide dans la schistosité S2. N-541, km 40, près de Fonte Moreiras ; f) porphyroblaste syn-tectonique d'albite, incluant dans son coeur la schistosité S1 crénulée (également préservée à droite du porphyroblaste) et des inclusions rotationnelles de la schistosité S2. N-541, km 46, près de Paraño ; g) porphyroblaste syn-tectonique de cordiérite incluant des inclusions rotationnelles de la schistosité S2. Zone des mines de Brués ; h) sigmoïdes de biotite dans la schistosité S2. N-541, km 31, Ouest de Godás de Río. _____ *102*

Figure III-8: Extrait de la scène LandSat N29-40 sur laquelle on remarque nettement les bandes de gneiss, quartzites et amphibolites et les plis qui affectent ces lithologies. Ces niveaux marquent la base du groupe

allochtone de Lalín-Forcarei. En encart en bas à gauche, scène LandSat habillée des contours géologiques du secteur d'étude. _____ *105*

Figure III-9: Marqueurs macro et microscopiques de la déformation et de la cinématique associées à l'évènement D3. a) Plis asymétrique D3 à vergence Est. Zone des mines de Brués ; b) Zone où la crénulation de la schistosité S2 est importante, conduisant localement à ce que la schistosité principale soit la schistosité S3. Nord-Est de Mina Soriana (Magros) ; c) "Rods" de quartz très allongés dans la crénulation S3. Nord-Est de Mina Soriana ; d) "Rod" de quartz dans un plan horizontal montrant une déformation constrictive à première vue. Voir explication dans le texte. Nord-Est de Mina Soriana ; e) Zone de migmatites dans la vallée du río Avia (Sud de Salón) ; f) Plan Est-Ouest montrant essentiellement des sections basales d'andalousite dans la schistosité de crénulation S3.(trait jaune : S2) Auréole de métamorphisme de contact, Nord-Est du massif d'Avión, rivages du lac de barrage d'Encoro de Albarellos ; g) Sillimanite tronçonnée moulant la schistosité de crénulation. Zone des mines de Brués ; h) Sillimanite dans un plan de cisaillement à vergence Nord et andalousite horizontale Nord-Sud à fractures verticale (flèche). Zone des mines de Brués. _____ *106*

Figure III-10: Dessins schématiques et interprétatifs de pegmatites situées sur le flanc Ouest du granite G3 de Boborás. a) Ponte Moreiras, pegmatites litées affectées par un cisaillement antithétique indiquant une cinématique vers le Nord dans un plan d'observation N60 ; b) Santa Isabel – Barro, pegmatites observées perpendiculairement à l'allongement des boudins (affleurement N80). Les différences de morphologies pourraient correspondre à un étirement sur les flancs longs de plis D3 et un fort boudinage dans les charnières et flancs courts de plis ; c) bloc schématique en 3 dimensions des pegmatites de Rega da Vella, montrant un fort boudinage et des boudins d'axe Nord-Sud recoupés par des fentes à quartz subverticales N30 et N85. _____ *110*

Figure III-11: Relations avec la schistosité, déformation et cinématique des pegmatites du secteur d'étude. a) Pegmatite sécante sur la schistosité S3 mais affectée par un cisaillement. Route Alfonsín - Devesa de Arriba; b) sill d'aplite-pegmatite plissé par la phase D3. Le plis est à vergence Est et le sill est très étiré sur le flanc long et très boudiné sur le flanc court du plis. Route Alfonsín – Devesa de Arriba ; c) pegmatite sigmoïde indiquant une cinématique vers le Nord. Vallée du río Viñao, au Nord des mines de Brués ; d) Pegmatites boudinées affectées par un cisaillement antitétique montrant, dans un plan N60, une cinématique vers le Nord. Ponte Moreiras, route Brués-Beariz, km 4 ; e) Pegmatite boudinée recoupée par des veines de quartz d'orientation N 80 à N 90. Rega da Vella, route Brués-Beariz, km 3 ; f) Vue horizontale d'une pegmatite d'Alfonsín – Devesa de Arriba affectée par un cisaillement ductile vertical sénestre N150 ; g) Sill aplitiques sécants sur la schistosité S3 et néanmoins plissés. Pegmatites au Nord-Ouest de Grovas ; h) Vue horizontale de micaschistes moulant le dessus d'une pegmatite. Les tourmalines sont dans la schistosité S3, alignées Nord-Sud, et fréquemment tronçonnées. Village de Paredes. _____ *113*

Figure III-12: Structure interne, enclave et déformation du massif granitique G1 d'Avión. a) dalle horizontale montrant la fabrique Nord-Sud du granite et les enclaves de tonalites en ellipses très allongées Nord-Sud (indiquées par des flêches). Relais TV de San Vicenzo ; b) vue de détail dans le plan horizontal de la fabrique Nord-Sud bien marquée par les mégacristaux de feldspath. Rives du lac de barrage d'Encoro de Albarellos ; c) vue dans un plan vertical Nord-Sud (plan du marteau) des enclaves de tonalites qui dessinent une ellipse de grand axe horizontal Nord-Sud dans ce plan et une très fine ellipse dans le plan vertical Est-Ouest (seconde enclave indiqué en pointillé jaune) ; d) enclave de micaschiste crénulé Nord-Sud à fort pendage Ouest, bien visible sur ce plan d'observation en escalier. Rives du lac de barrage d'Encoro de Albarellos ; e) granite

porphyrique et enclave de tonalite montrant dans sur un affleurement horizontal un plan de foliation Nord-Sud vertical recoupé par des bandes de cisaillement sénestres. Relais TV de San Vicenzo ; f) détail de l'affleurement précédent montrant des bandes de cisaillement sénestre affectant le granite. _____ *116*

Figure III-13: Structure et déformation dans les grands batholites de granites G2. a) Foliation N170 dans le massif de La Estrada - Cerdedo, marquée par des enclaves de tonalite (flêches) et une orientation Nord-Sud des feldspaths (plan horizontal). Route PO240, km 37-38 ; b) foliation Nord-Sud (plan horizontal) sur le flanc Ouest du massif de Carballiño marquée par les biotites. Cette fabrique est recoupée par des fractures d'azimut Nord-Sud à quartz-muscovite (greisen). Carrière de Fondo de Vila ; c) plans Nord-Sud subverticaux de tonalite sombre (e.g. sous le marteau) au sein du granite, et zones de mélanges de magmas (teintes intermédiaires). Carrière au Nord-Ouest de Cerdedo, flanc Est du massif de La Estrada – Cerdedo ; d) dykes de pegmatite E-W à fort pendage recoupé par des fractures à quartz-muscovite (greisen). Carrière de Fondo de Vila ; e) Système de veines conjuguées de pegmatites à fort pendage recoupant le granite de Carballiño. Carrière de Fondo de Vila ; f) dyke de pegmatite et d'aplite litée recoupant le granite de Carballiño et les fractures greisen. Carrière de Fondo de Vila ; g) structures C/S sénestres verticales sur le flanc Est du massif de La Estrada – Cerdedo. Route PO-2003 Codesada-Forcarei, km 14 ; h) cisaillement sénestre N150 vertical recoupant la schistosité S3 dans la zone de cisaillement de Couso, le long du flanc. Route Avión – Pigorzos à Outeiro Malato. _____ *121*

Figure III-14: Microstructures dans les grands batholites de granite G2 et leur encaissant. a) linéation horizontale bien marquée par les biotites dans le plan de foliation vertical Nord-Sud du granite. Carrière de Fondo de Vila, massif de Carballiño ; b) déformation de haute température « en échiquier » du quartz magmatique. Carrière de Fondo de Vila ; c) grains de quartz magmatiques à bord lobés indicateurs d'une déformation dans des conditions métamorphiques de haute température. Carrière de Fondo de Vila ; d) début d'apparition de structures C/S dextres dans le granite du flanc Ouest du massif de Carballiño. Carrière de Fondo de Vila ; e) Structures C/S bien marquées dans le granite du flanc Est du massif de La Estrada-Cerdedo. Route PO-240 Doade-Cernedo, km 37-38 ; f) cisaillement vertical sénestre autour d'un porphyroclaste de grenat dans le micaschiste au contact du massif de La Estrada-Cerdedo. Route PO-240 Doade-Cernedo, km 37-38. _____ *123*

Figure III-15: Carte géologique du massif de Beariz, modifié d'après González Cuadra (1996). Les contacts entre le faciès porphyrique grossier et le leucogranite à muscovite-tourmaline-grenat restent approximatifs du fait de l'absence d'affleurements ou de la présence de végétation. De même, la densité de dykes de leucogranite recoupant le granite prophyrique est peut-être sous-estimée. _____ *127*

Figure III-16: Granites du massif de Beariz et relations avec l'encaissant. a) lentilles magmatiques sombres (schlierens et/ou tonalites) dans le granite porphyrique grossier. Penas das Ferreiras : b) enclave de micaschiste crénulé affecté par le métamorphisme de contact (andalousites, flèche) au sein du granite porphyrique. Penas das Ferreiras ; c) recoupement net du faciès porphyrique (feldspaths flêchés) incluant des niveaux sombres (pointillés) par le leucogranite fin à tourmaline-grenat. Penas das Ferreiras ; d) enclave de micaschiste crénulé et transformé en tourmalinite au sein du leucogranite. Penas das Ferreiras ; e) Injection de leucogranite à tourmaline-grenat en « plats et rampes » (sill – dyke) dans le micaschiste situé juste au dessus du leucogranite. Ancien stade de As Seixas ; f) dyke N60 de leucogranite recoupant le micaschiste. Flanc Ouest du mont Marcofán ; g) Structures C/S sénestre à faible pendage SE (7°) au niveau du contact entre le leucogranite

Ouest et l'encaissant. Carrière de Porta Córcores ; h) Cœur d'andalousite non séricitisé incluant la schistosité de crénulation S3 dans le micaschiste au contact avec le granite prophyrique. Sud-Est du mont Marcofán. _ 128

Figure III-17: Structure interne, déformation et relations avec l'encaissant des granites G3. a) contact à faible pendage Ouest du granite de Castro Dozón avec la partie supérieure du groupe de Nogueira. N-525, km 276,5 ; b) ensemble de failles normales parallèles découpant les micaschistes, ampélites et quartzites au toit du granite de Castro Dozón. N-525, km 276,5 ; c) faille normale affectant le granite de Boborás au niveau du contact Nord-Ouest. Voie de chemin de fer au niveau de Brués ; d) sill de granite du massif de Castro Dozón affecté par un cisaillement antithétique indiquant un cisaillement vers le Nord. Puxeiras, Nord-Ouest de Castro Dozón ; e) dyke cisaillé de façon antithétique et parallèlisé avec la schistosité par un cisaillement à vergence Nord. Puxeiras ; f) schlierens contordus alignés suivant une direction Nord-Sud. Nord de San Cosmede de Cusanca ; g) enclaves magmatiques sombres (tonalites ?) sous forme d'éllipsoïde de révolution d'axe N175 perpendiculaire au contact Nord du massif d'Irixo. Nord de San Cosmede de Cusanca ; h) dyke de pegmatite à texture en peigne mis en place à la faveur d'un cisaillement dextre N145 dans le granite. Les cisaillements ré-utilisent des schlierens (flêches) d'orientation N 30. Route entre Reboredo et Moi, centre-Nord du massif d'Irixo. _ 133

Figure III-18: (Ci-contre) Coupe de Puxeiras, au Nord-Ouest du massif de Castro Dozón, montrant le boudinage et le cisaillement d'un réseau de dykes et de sills granitiques interprétés comme provenant du granite G3 de Castro Dozon situé à une centaine de mètres au Sud. Le diagramme stéréographique montre les orientations des veines à quartz-tourmaline-arsénopyrite qui recoupent les injections granitiques. Quelques stries normales sénestres sont réportées sur les plans (projection conservant les surfaces, hémisphère inférieur). Des exsudats de quartz sigmoïdes et/ou boudinées à cinématique vers le Nord sont également présents. L'origine volcano-sédimentaire de niveaux présents dans la schistosité est à confirmer. _ 134

Figure III-19: Cartes d'anomalie de Bouguer et répartition des points de mesure (croix). a) carte d'anomalie de Bouguer complète ; b) carte de l'anomalie régionale sur l'ensemble du secteur étudié ; c) carte d'anomalie de Bouguer résiduelle. Pour toutes les cartes les courbes d'isovaleurs sont en mgal et les coordonnées sont en métriques ED50 (Ellipsoïde : Hayford 1924 ; Datum : European Datum 1950 ; Projection : Universal Transverse Mercator, zone 29 Nord). _ 145

Figure III-20: Cartes de résultats gravimétriques sur le massif de Beariz. a) carte d'anomalie de Bouguer résiduelle ; b) carte d'inversion des anomalies résiduelles sous forme de courbes d'isovaleurs de profondeur du massif, (profondeurs en kilomètres). _ 146

Figure III-21: Coupes gravimétriques interprétatives du massif de Beariz réalisées à partir de la carte d'inversion de l'anomalie résiduelle. Les échelles verticales et horizontales sont identiques. Les profils topographiques sont issus du modèle numérique de terrain SRTM N42W008 NASA-USGS. _ 147

Figure III-22: Cartes d'anomalie de Bouguer résiduelle (a, c, e, en mgal) et d'inversion gravimétrique (b, d, f, profondeurs en km) des quatre massifs G3. a,b) massif de Boborás ; c,d) massifs d'Irixo et Castro Dozón ; e,f) massif de Rodeiro. Les azimuts des zones de racines sont indiqués par un pointillé rouge. _ 149

Figure III-23: Coupe gravimétrique interprétative Nord-Sud du massif de Boborás réalisée à partir de la carte d'inversion de l'anomalie résiduelle. Les échelles verticales et horizontales sont identiques. Le profil topographique est issu du modèle numérique de terrain SRTM N42W008 NASA-USGS. _ 150

Figure III-24: Variations des paramètres ASM des échantillons des deux massifs étudiés. a) histogramme de susceptibilité magnétique ; b) diagramme P'-T ; c) diagramme K_m-P' ; d) diagramme K_m-T. 153
Figure III-25: Répartition spatiale de la susceptibilité magnétique, du degré d'anisotropie et du paramètre de forme de l'ellipsoïde pour les massifs de Boborás et Beariz. NB : La carte en niveaux de gris à l'arrière plan est celle d'inversion gravimétrique. 154
Figure III-26: Carte des foliations et des linéations magnétiques du massif de Boborás. Les foliations et les linéations bien définies sont indiquées par des symboles noirs. Si elles sont mal définies elles sont indiquées par des symboles blancs. Pour chaque site le stéréogramme est figuré (hémisphère inférieur, conservation des surfaces) avec pour chaque analyse la linéation magnétique K1 (carré), le pôle de la foliation magnétique K3 (rond). La linéation et la foliation moyenne de chaque site est indiquée par une étoile. La carte d'inversion gravimétrique est en niveaux de gris. 156
Figure III-27: Carte des foliations et des linéations magnétiques du massif de Beariz. Les foliations et les linéations bien définies sont indiquées par des symboles noirs. Si elles sont mal définies elles sont indiquées par des symboles blancs. Pour chaque site le stéréogramme est figuré (hémisphère inférieur, conservation des surfaces) avec pour chaque analyse la linéation magnétique K1 (carré), le pôle de la foliation magnétique K3 (rond). La linéation et la foliation moyenne de chaque site est indiquée par une étoile. La carte d'inversion gravimétrique est en niveaux de gris. 157
Figure III-28: Coupe composite en trois sections, E-W, NNW-SSE et E-W passant par le DSGC et par les massifs de Boborás, Beariz et La Estrada-Cerdedo. L'interprétation de cette coupe est présentée en dessous. Echelles horizontales et verticales identiques. Le profil topographique est issu du modèle numérique de terrain SRTM N42W008 NASA-USGS. 161
Figure IV-1: Répartition spatiale des minéralisations Au et Sn-W par rapport aux différents granites dans le secteur d'étude. Gîtes minéraux Au, Sn, W modifié d'après Sierra et al. (1973) ; IGME (1982). Ces gîtes minéraux indiquent aussi bien des gîtes exploités (mines) que de simples indices minéralisés. Par ailleurs, plusieurs indices ou mines de pegmatites à Sn et/ou W ne sont pas indiqués le long du flanc Ouest du massif de Carballiño. 167
Figure IV-2: Carte géologique et structurale du massif de Beariz et stéréogrammes d'orientation des veines (Nombre de mesures = 401, projection de Schmidt, hémisphère inférieur). 204
Figure IV-3: Bloc diagramme illustrant les relations entre sills de leucogranite, tourmalinites boudinées et filons minéralisés sur les affleurements de Mina Soriana. a) niveau tourmalinitisé tronçonné selon une direction N160 ; b) vue d'un filon minéralisé recoupant les sills de leucogranites et les niveaux de tourmalinites associés ; c) vue des relations entre sill, tourmalinite et micaschiste et localisation d'une veine N90/40N dans le sill ; d) vue d'une veine quartz – muscovite associée à une altération de type greisen, recoupant sill et tourmalinite. 206
Figure IV-4: Schéma d'affleurement des micaschistes tourmalinitisés et tourmalinites recoupés par des fentes de tension à quartz-tourmaline ainsi que des veines de cisaillement à quartz-arsénopyrite. L'affleurement est situé dans le prolongement Est du filon de Mina Branca. 206
Figure IV-5: Affleurement de la mina Vella composée d'un filon principal de 10-15 mètres de puissance et de veines secondaires localisées dans un sill (les sapins existent…). 207
Figure IV-6: Morphologie, orientation et cinématique des différents types de veines dans le massif de Beariz et son encaissant. a) veine de cisaillement à quartz-tourmaline recoupant le faciès porphyrique. Vallée du Río

Pedrina, Penas das Ferreiras, flanc Ouest du massif ; b) veine transitionnelle intrafoliale à bordure composée de feldspath potassique parfois automorphe, muscovite et quartz et cœur à quartz-muscovite. Des veines N90 à quartz-muscovite recoupent les tourmalinites associées à la veine transitionnelle et se connectent sur le cœur de ces veines transitionnelles. Flanc Nord-Ouest du Marcofán ; c) Affleurement de Lomearés, veines transitionnelles recoupant le faciès porphyrique, à bordure composée de quartz, feldspaths potassiques et plagioclase, muscovite et grenat passant progressivement à un cœur quartzeux à muscovite. Dans les veines N60, les orientations des feldspaths sont obliques aux épontes (direction moyenne indiquée par le pointillé jaune) alors qu'elles sont normales aux épontes dans les veines N80 ; d) Détail de la veine N60 de la vue précédente ; e) Affleurement de Lomearés, veines quartz-feldspaths N50 et N90 à texture en peigne, recoupant le granite grossier. Comme pour les veines précédentes, les peignes dans les veines N90 sont normaux aux épontes, mais pas dans le cas des veines N50 (ouverture hybride dextre) ; f) coupe verticale N-S (cliché tourné de 90°, le bas étant à droite, le haut à gauche) d'une veine à quartz-feldspath à texture en peigne. La composition de la veine évolue progressivement avec un bord à quartz – feldspath potassique et plagioclase, puis quartz - feldspath potassique puis disparition du feldspath au cœur à quartz ± muscovite. L'arsénopyrite est localement observée dans le quartz de ces veines ; g) affleurement Os Meixoeiros, vue horizontale des deux familles de veines à quartz-feldspath N80 et N40. Les veines N80 possèdent une cinématique sénestre normale ; h) vue subverticale du stockwerk situé sur le flanc Est du massif (localisation donnée par le stéréogramme n°11 de la figure IV-2). On observe une famille de veines de quartz à faible pendage Nord et une famille de veine en échelon à fort pendage Nord. La disposition et l'orientation de ces veines sont compatibles avec une cinématique normale vers le Nord. 209

Figure IV-7: Affleurement de Ponte Inés (vue horizontale). Le faciès porphyrique est recoupé par des dykes de leucogranites et l'ensemble est recoupé par des veines de quartz N80-90 sénestres à terminaisons en « queue de cheval ». L'écartement progressif entre les dykes recoupés par les veines (noté d1, d2 et d3) montre une composante de mouvement vertical. Conjointement avec les orientations et cinématiques des stries, la cinématique déduite est sénestre, normale. 212

Figure IV-8: Texture et déformation du quartz dans les veines à quartz-feldspaths dans le leucogranite et dans les filons minéralisés. a) veine à quartz-feldspath-apatite-muscovite recoupant le leucogranite (flanc Ouest). Le quartz Q1 montre une texture en échiquier à laquelle se superpose une légère recristallisation dynamique produisant des grains à contours dentelés, des grains à contours prononcés (rotation de sous-grain puis recristallisation) et de petites veines de quartz formés par recristallisation dynamique du Q1. Lumière Polarisée Non Analysée (LPNA) à gauche, et Lumière Polarisée Analysée (LPA) à droite ; b) vue de détail montrant la texture en échiquier et la recristallisation dynamique du quartz Q1 ; c) filon de Mina Soriana montrant une déformation du quartz Q1 affecté par des bandes conjuguées de cisaillement dans lesquelles s'individualisent de petits quartz formés par recristallisation dynamique. Dans la partie droite de la lame se trouve le quartz Q2a sous la forme de fibres très allongées à extinction onduleuse et sous-grains. Ce quartz est associé à des muscovites. Vues en LPA à droite et LPNA à gauche ; d) vue de détail des fibres de quartz Q2a. LPA ; e & f) vue de détail du quartz Q1 et des microbandes de cisaillement à quartz issus de la recristallisation dynamique du quartz Q1. Des cristaux de muscovite et arsénopyrite se développent localement à partir de ces bandes. LPNA en haut et LPA en bas. 214

Figure IV-9: Textures caractéristiques des veines minéralisées de Beariz. a) Quartz Q1 et Q2a envahis par l'arsénopyrite (LPNA) ; b) vue de détail (LPA) du quartz Q2a sous la forme de mésograins de quartz polygonaux, avec croissance en envahissement de l'arsénopyrite à partir des joints de grains de ces quartz ; c) vue de détail (LPA) d'une zone de quartz Q2a au sein du quartz Q1. Les cristaux d'arsénopyrite automorphes poussent ici préférentiellement à la limite entre un gros quartz Q1 et la zone à quartz Q2a ; d) Quartz Q1et Q2a envahis par l'arsénopyrite fracturée. Le remplissage des fractures se fait par le quartz Q2b en peigne (LPA) ; e) vue de détail (LPA) d'un contact entre le quartz Q1 et Q2a. Le quartz Q1 est affecté par les microbandes conjuguées à quartz issus de la recristallisation dynamique. Ces bandes n'apparaissent pas dans le quartz Q2a qui est plus ou moins en peigne, onduleux et à sous-grains ; f) vue du quartz Q2b en peigne soudant les fractures de l'arsénopyrite ; g) vue (LPA) parallèle au plongement du filon montrant un alignement préférentiel des quartz Q1 parallèlement aux épontes du filon. On observe une zone en ouverture entre 2 grains Q1 (micro pull apart) où va cristalliser le quartz Q2a. L'arsénopyrite se localise également dans cette zone et entre les joints de grains des quartz qu'elle envahit. On observe des microfractures compatibles avec un cisaillement selon l'allongement des grains Q1. Ces fractures sont remplies de quartz Q2b ; h) vue (LPNA) horizontale dans une section de filon. La forme de la fracture dans laquelle se localise l'arsénopyrite suggère un micro pull apart ou une terminaison de fracture en queue de cheval, ce qui indiquerait une cinématique dextre sur une direction N65 dans le plan horizontal. *217*

Figure IV-10: a & b) Texture en « grain de riz » ou saccharoïde du quartz Q2b dans des fractures de l'arsénopyrite (LPA à gauche et LPNA à droite) ; c & d) vue du quartz Q2a en cristaux polygonaux au sein du quartz Q1. L'arsénopyrite se développe à partir des joints de grains des quartz Q2a et Q1 et les envahis ; e) « lessivage » du quartz Q1 (dissolution/recristallisation ?) suivant la géométrie des faces des cristaux d'arsénopyrite (LPNA) ; f) fracture dans l'arsénopyrite remplie de quartz Q2b et cavité remplie de cristaux de quartz Q3 incluant bisnuthinite et bismuth natif. Les quartz Q3 ne sont pas déformés, les quartz Q2b sont légèrement onduleux (LPA). *219*

Figure V-1: Composition chimique des feldspaths potassiques et plagioclases des granites, dykes, sills et pegmatites dans le système ternaire Albite-Orthose-Anorthite, en moles %. *227*

Figure V-2 : Exemple de traversée à la microsonde électronique montrant des cœurs plus calciques et des bordures plus sodiques dans les plagioclases du granite G1 de Chantada (exprimé en mole % An, Ab, Or). *228*

Figure V-3: Composition chimique des micas dioctaédriques et trioctaédriques des granites G1 à G4 dans le secteur d'étude. Les valeurs sont en atomes par unité formulaire (a.p.u.f). *230*

Figure V-4 : Composition des micas dioctaédriques et trioctaédriques dans le système M^{2+} -Al_{total} – Si avec les champs de température de formation des différentes compositions de Monier & Robert (1986). *232*

Figure V-5 : Répartition des compositions des différentes générations de granitoïdes du NW Ibérique et de la zone d'étude dans la classification des roches plutoniques utilisant les paramètres R1 et R2 (De la Roche et al., 1980) calculés en millications. *236*

Figure V-6 : (Ci-contre) composition en éléments majeurs des différentes générations de granitoïdes du NW Ibérique et des granites du secteur d'étude. a) diagramme molaire $Al_2O_3/(MgO + FeO_t)$–$CaO/(MgO + FeO_t)$ de Altherr et al. (2000), avec champs de composition de liquides partiels dérivant d'expériences de fusion-déshydratation de différents types de roches sources. ; b) Diagramme K20 vs SiO2 (pds. %) avec champs de subdivision des roches subalcalines de Le Maitre et al. (1989); Rickwood (1989) ; c) Diagramme d'indice de

saturation en aluminium ; d) Diagramme d'indice de saturation en aluminium versus SiO2 (pds. %) avec les champs des granites de type S, S+I et I de Chappell & White (1992) ; e) diagramme multicationique A-B de Debon & Le Fort (1983) ; f) Diagramme de discrimination des granites orogéniques en éléments majeurs de Sylvester (1989). _____ *236*

Figure V-7 : Normalisation des moyennes en éléments traces des granites G1, G2 Beariz, G3 et G4 à la moyenne de composition des granites G2 (hors G2 Beariz). Les données utilisées sont en annexe C-2. Les données de normalisation manquantes pour Cu, Mo et Sb sont issues de la moyenne en ces éléments dans les granites, d'après les données de Govindaraju (1994) et Taylor & Mc Lennan (1985). _____ *239*

Figure V-8 : Répartition des différents types de granites dans les diagrammes ternaires Ba-Rb-Sr et Hf-Rb/30-Tax3. a) champs des différents granitoïdes, d'après El Bouseily & El Sokkary (1975) et champ des granites de type S à étain du Nord du Portugal d'après Neiva (2002) ; b) Diagramme Hf-Rb/30-Tax3 d'interprétation de contexte tectonique de mise en place des granites, d'après Harris et al. (1986). (VAG : granites d'arc volcanique, WPG : granites intraplaques anorogéniques) _____ *240*

Figure V-9 : Spectres de Terres Rares et spidergrammes des différentes générations de granites normalisés aux chondrites. Les valeurs de normalisation sont issues de McDonough & Sun (1995) _____ *242*

Figure V-10 : Structures et textures représentatives des stades I et II des minéralisations aurifères des mines de Brués. a) petit amas de quartz Q2a à tourmaline avec arsénopyrite au joint de grains Q1 et Q2a. La formation de cet amas Q2a est interprétée en terme d'ouverture de type pull-apart au sein du quartz Q1 ; b) muscovite et quartz Q2a à tourmaline avec arsénopyrite aux joints de grains ; c) Toit du filon minéralisé de la galerie I montrant la mise en place de l'arsénopyrite à partir de fractures du filon ; d) morphologie typique des cristaux d'arsénopyrite et des agrégats de cristaux au sein des quartz Q1 et Q2a. On observe localement une importante densité de fractures au sein de l'arsénopyrite ; e) lamelles de molybdénite incluses dans l'arsénopyrite ; f) fracture à quartz Q2b recoupant arsénopyrite et quartz Q2a ; g) veine à quartz Q2b recoupant le quartz Q1. De la pyrite est présente aux joints de grains du quartz Q2b ; h) bordure de filon à microbrêche. Les éléments sont constitués de quartz Q1, Q2a à tourmaline, arsénopyrite. La matrice est constituée de microquartz Q2b à muscovite. Des pyrites automorphes se développent sur le quartz Q2b. Toutes les photos sont en lumière transmise sauf la photo e, en lumière réfléchie. _____ *246*

Figure V-11: Composition chimique des arsénopyrites des mines d'or de Brués. a) traverse à la microsonde électronique d'un cristal automorphe de 6 mm. Les compositions sont en atomes par unité formulaire ; b) diagramme As versus S en atomes par unité formulaire de l'ensemble des arsénopyrites analysées ; c) histogramme de fréquence de la composition en at. % As de l'ensemble des arsénopyrites analysées et histogramme de fréquence des arsénopyrites des galeries du flanc Est de la vallée du Río Viñao. _____ *249*

Figure V-12 : Habitus des principaux minéraux constituant la paragenèse aurifère. a) cavité entre cristaux d'arsénopyrite remplie par de la pyrite et de la marcassite englobant la phengite ; b) inclusions d'électrum dans la pyrite ; c) remplissage de différentes cavitées par la paragenèse aurifère, également présente dans la fracture à quartz Q3 sur la gauche ; d) cavité contenant le quartz automorphe Q3 et de l'électrum. L'électrum se trouve également au sein du quartz Q3 ; e) fracture de l'arsénopyrite totalement comblée par l'électrum ; f) tétradymite à inclusion de chalcopyrite et bismuthinite dans une cavité ; g) cavité à maldonite et bismuthinite ; g) inclusions « en goutelettes » (xénomorphes) de bismuth natif dans la bismuthinite. _____ *252*

Figure V-13 : Clichés de la paragenèse aurifère au microscope électronique. a) vue de l'importante densité de phases de la paragenèse aurifère dispersées dans les fractures et microfractures de l'arsénopyrite. L'essentiel de cette paragenèse est submicroscopique ; b) fractures et cavités de l'arsénopyrite comblées par la bismuthinite. Un quartz Q3 automorphe est inclus dans la bismuthinite ; c) relations entre tétradymite, protojoseïte et bismuthinite ; d) inclusions de lamelles de phengite dans la bismuthinite au sein d'une cavité. 253

Figure V-14 : Diagramme As versus S en atomes par unité formulaire des pyrites des fentes de tension, veines de cisaillement et filons des mines de Brués. 254

Figure V-15 : Report des phases analysées à tellure dominant des minéralisations de Brués dans le système (Bi,Sb) – (Pb,Fe,S) – (Te,Se) en mole %. 254

Figure V-16 : Report des compositions des phases de type bismuthinite dans les diagrammes ternaires $(PbS+Cu_2S) – Sb_2S_3 – Bi_2S_3$ et $PbS – Cu_2S – Bi_2S_3$. 256

Figure V-17 : Les effets de l'altération hydrohermales. a) granite greisenifié à arsénopyrite disséminée ; b) micaschiste hydrothermalisé sans biotite, à muscovite, quartz et tourmaline ; c) Développement de muscovites « en franges » au contact veine/encaissant ; d) fracture dans l'arsénopyrite à quartz Q2b et muscovite. Les muscovites remplissent également les cavités entre cristaux à partir des fractures. 258

Figure V-18 : Composition des micas hydrothermaux et d'altération hydrothermale des minéralisations aurifères de Brués. Les valeurs sont en atomes par unité formulaire (a.p.u.f.). 259

Figure V-19 : Composition des micas dioctaédriques hydrothermaux dans le système M^{2+} -Al_{total} – Si avec les champs de température de formation des différentes compositions de Monier & Robert (1986). 261

Figure V-20 : Exemples de chlorites dans les encaissants et les minéralisations. a) fracture à chlorite perpendiculaire à la schistosité S2, au contact immédiat d'un sill de pegmatite G2 précoce ; b) micaschiste à andalousite hydrothermalisé. Les andalousites sont pseudomorphosées en très fins micas blanc (damourite) et d'importants développement de chlorite sont présents ; c) assemblage de quartz Q1, Q2a à tourmaline, muscovite et chlorite en gerbe au contact dyke granitique/filon. 262

Figure V-21 : Composition des différents types de chlorites et synthèse des résultats de l'application du géothermomètre de Cathelineau (1988) modifié par Xie et al. (1997). Les résultats d'analyses de chlorites syn-Q2a issus de Pourraz (2002) sont également ajoutés, à titre de comparaison. 263

Figure V-22 : Exemples de tourmalines liées à l'hydrothermalisme du système aurifère. a) fracture à tourmaline recoupant le granite G3. On observe un fin blanchiment le long de la fracture ; b) vue de ces tourmalines de fracture ici disséminées dans le granite ; c) détail de la vue précédente, on observe nettement des zonalités ; d) vue de la tourmaline précédente au MEB. La zonalité est marquée par de très fines bandes de croissance ; e) tourmalinites et tourmalines disséminées dans le micaschiste hydrothermalisé au contact d'un dyke en faille normale. Galerie VI des mines de Brués ; f) cliché MEB des tourmalines macroscopiques disséminées dans le micaschiste hydrothermalisé. On observe également une zonalité en bandes de croissance. 266

Figure V-23 : Traverse d'un cristal de tourmaline de type 2, tourmalines dans des fractures recoupant le granite G3. 267

Figure V-24 : Cartographie X d'une tourmaline provenant de fractures à quartz-tourmaline-sulfures recoupant le granite de Boborás ainsi que les dykes d'aplite et pegmatites. a) Ti (calibration 15-40) ; b) Al (calibration 400-1400) ; c) Fe (calibration 15-75) ; d) F (calibration 15-70) ; e) Na (calibration 10-60) ; f) Mg (calibration 100-235). 268

Figure V-25 : Classification des tourmalines de Brués dans la nomenclature des tourmalines et évolution de composition des différents types ainsi que de leurs cœurs et bordures. a) diagramme de classification des trois principaux groupes de tourmalines, basé sur l'occupation du site X (Hawthorne & Henry, 1999) ; b) diagramme de classification du sous groupe alcalin (Hawthorne & Henry, 1999). Bien qu'appartenant au groupe vacant quelques tourmalines de types 4 et 6 ont été placées dans ce diagramme, ce qui indique en réalité une composition de foitite ; c) diagramme $Al_{50}Fe_{50} – Al – Al_{50}Mg_{50}$ (Henry & Guidotti, 1985) qui met en relation la composition de la tourmaline avec son environnement de croissance. 270

Figure V-26 : Substitutions affectant les tourmalines des mines de Brués. a) diagramme $(Na+Ca)_{[X]} + (Fe+Mg+Mn)_{[Y]}$ versus $Al^{3+}_{total} + 1,33xTi^{4+}$,(London & Manning, 1995) représentant ici deux des trois substitutions les plus fréquemment observées dans les tourmalines ; b) diagramme F[W] versus $Al^{3+}_{total} + 1,33xTi^{4+} + Si^{4+} - 6$; c) diagramme Fe versus Mg (London & Manning, 1995). 272

Figure V-27 : Minéralisation Sn-W de Beariz. a) cristaux de cassitérite fracturés dans le quartz Q1 à déformation ductile ; b) zonation de la cassitérite avec distinction d'un cœur plus sombre que la bordure. Les fractures des cristaux sont soudées par le quartz Q2a ; c) cristal automorphe de wolframite dans le quartz Q1 ; d) wolframite dans le quartz Q1. Le long des fractures et entre wolframite et Q1 on observe la présence de scheelite ; e) vue de détail du cliché précédent. La scheelite semble remplacer la wolframite ; f) critère d'antériorité de la cassitérite qui est totalement englobée dans l'arsénopyrite I ; g) lamelles de molybdénite incluses dans une arsénopyrite I affectés par une altération supergène ; h) fracturation de la cassitérite et de l'arsénopyrite avec formation de quartz Q2b, stannite et bismuthinite dans les fractures. 275

Figure V-28 : Exemple de traverse à la microsonde électronique dans un cristal de cassitérite indiquant un domaine de cœur, intermédiaire et de bordure. Cassitérite provenant des filons de Mina Soriana. 275

Figure V-29 : Paragénèses des stades II et III des minéralisations Sn-W de Beariz. a) fracture dans l'arsénopyrite I dans laquelle se sont développés des petits cristaux d'arsénopyrite II. Cette fracture est ensuite remplie par de la bismuthinite à inclusions de bismuth natif microcristallin en globules ; b) pyrite I xénomorphe en remplissage de fractures de l'arsénopyrite I, ici partiellement affectée par de l'altération supergène (scorodite autour de la pyrite) ; c) pyrite II xénomorphe dans les fractures de l'arsénopyrite I et en cubes automorphes dans les cavités entre cristaux d'arsénopyrite I. Le cœur de la cavité est scellé par du quartz Q3 ; d) chalcopyrite et pyrite II à inclusion de chalcopyrite en remplissage des fractures et des cavités entre cristaux d'arsénopyrite I ; e) arsénopyrite I à inclusion de pyrrhotite et pyrite II – bismuthinite en remplissage des cavités entre cristaux d'arsénopyrite I ; f) sphalérite à inclusions de chalcopyrite (« maladie de la chalcophyrite ») dans les fractures des cristaux d'arsénopyrite I ; g) arsénopyrite I à fractures à quartz Q2b et cavités et fractures à quartz Q3 automorphe (cristaux soulignés en blanc) – stannite – bismutninite ; h) cliché MEB avec fractures de l'arsénopyrite I à remplissage de galène comportant de nombreuses micro-inclusions de bimuth natif. 278

Figure V-30 : Diagramme As versus S en atomes par unité formulaire des arsénopyrites des filons minéralisés et des arsénopyrites des veines quartz-feldspath du stockwerk de Magros. A titre de comparaison, les analyses des arsénopyrites des minéralisations aurifères de Brués sont également reportées. 279

Figure V-31 : Diagramme As versus S des pyrites des filons minéralisés de Beariz (a.p.u.f.). A titre de comparaison, les analyses des pyrites des minéralisations aurifères de Brués sont également reportées. 281

Figure V-32 : Report des compositions des bismuthinites des filons Sn-W de Beariz dans les diagrammes ternaires ($PbS+Cu_2S$) – Sb_2S_3 – Bi_2S_3 et PbS – Cu_2S – Bi_2S_3. A titre de comparaison, les phases de type bismuthinite des minéralisations Au de Brués sont également indiquées. 282

Figure V-33 : Composition des micas magmatiques, magmatiques-hydrothermaux, hydrothermaux et d'altération hydrothermale des minéralisations stanno-wolframifères de Beariz. A titre de comparaison, les champs des micas hydrothermaux pré- et syn- minéralisation du sytème hydrothermal aurifère sont indiqués. Les valeurs sont en atomes par unité formulaire (a.p.u.f.). 285

Figure V-34 : Composition des micas dioctaédriques magmatiques à hydrothermaux dans le système M^{2+} -Al_{total} – Si avec les champs de température de formation des différentes compositions de Monier & Robert (1986). 287

Figure V-35 : Différents types de tourmalines d'origine magmatique et hydrothermale du massif de Beariz. a) tourmaline xénomorphe à subautomorphe du leucogranite G2 ; b) tourmalines centimétriques disséminées au contact d'un sill G2 partiellement greisenifié ; c) tourmalinites de Mina Soriana correspondant à un assemblage tourmaline-muscovite-quartz-oxydes Fe-Ti ; d) cliché MEB des tourmalinites de Mina Soriana ; e) vue de détail du cliché précédent montrant la zonation interne complexe de certaines tourmalines ; f) tourmalines à fines bandes de croissances concentriques dans les tourmalinites de Mina Soriana ; g) tourmalines des veines présentes au sein des tourmalinites ; h) zone à microtourmalines dans le quartz d'une veine à quartz-feldspath-arsénopyrite du stockwerk de Magros. 289

Figure V-36 : Exemple de zonalité dans un cristal de tourmaline des tourmalinites de Mina Soriana. On distingue un domaine central (cœur) pauvre en Ti et riche en Al, et un domaine de bordure très variable à très fines bandes de croissance ou zonalités complexes. 290

Figure V-37 : Classification des tourmalines de Beariz dans la nomenclature des tourmalines et évolution de composition des différents types ainsi que de leurs cœurs et bordures. a) diagramme de classification des trois principaux groupes de tourmalines, basé sur l'occupation du site X (Hawthorne & Henry, 1999) ; b) diagramme de classification du sous groupe alcalin (Hawthorne & Henry, 1999). Bien qu'appartenant au groupe vacance quelques tourmalines de types 4 et 5 ont été placées dans ce diagramme, ce qui indique en réalité une composition de foitite ; c) diagramme $Al_{50}Fe_{50}$ – Al – $Al_{50}Mg_{50}$ (Henry & Guidotti, 1985) qui met en relation la composition de la tourmaline avec son environnement de croissance. 292

Figure V-38 : Substitutions affectant les tourmalines de Beariz. a) diagramme $(Na+Ca)_{[X]}$ + $(Fe+Mg+Mn)_{[Y]}$ versus Al^{3+}_{total} + $1,33xTi^{4+}$,(London & Manning, 1995) représentant ici deux des trois substitutions les plus fréquemment observées dans les tourmalines ; b) diagramme F[W] versus Al^{3+}_{total} + $1,33xTi^{4+}$ + Si^{4+} - 6 ; c) diagramme Fe versus Mg (London & Manning, 1995). 294

Figure V-39 : Diagrammes binaires de corrélations des éléments métalliques dans les minéralisations aurifères. 299

Figure V-40 : Tableau comparatif des paragenèses des minéralisations filoniennes Sn-W (en orange) et Au (en jaune) et de leur évolution paragénétique 300

Figure VI-1 : Inclusions fluides des minéralisations aurifères de Brués. a) nombreux halos d'inclusions décrépitées dans le quartz Q1 ; b) inclusions Lw-h et Lc isolées près d'un plan Vc-w. Inclusion Lw-c-s à muscovite en bas du cliché ; c) inclusions triphasées dispersées Lc-w et plan Lw-c ; d) plans d'inclusions Vc-w, Lw-c et Lc-w d'orientations différentes ; e) plan d'inclusions Lc. On note la présence d'inclusions décrépitées à

côté de ce plan ; f) 2 plans d'inclusions triphasées Lc-w et inclusions biphasées Lw subparallèles au plan de la lame ; g) & h) inclusion Lc-w-s dont les solides sont des muscovites (analyses raman). *311*

Figure VI-2 : Saumures des quartz automorphes Q1 et inclusions dans le quartz Q3 des minéralisations aurifères de Brués. a-c) 3 exemples de saumures dans le quartz Q1. On note systématiquement la présence de cubes et de carbonates ; d) inclusion triphasée (mais sur ce cliché biphasée car inclusion à 30°C) montrant un important volume de CO2 liquide et la présence de cubes et carbonates. Plusieurs cubes ont germés lors des cycles de refroidissement ; e) quartz Q3 à inclusions Lw-c et plans d'inclusion microscopiques Lw ; f) détail du cliché précédent. *311*

Figure VI-3 : Diagramme Tfg versus Th (°C) pour les différents types d'inclusions aquo-carboniques et aqueuses ordonnées suivant le quartz hôte. *314*

Figure VI-4 : Exemples de spectres raman sur des inclusions Lw-h. a) spectre montrant la présence de carbonates de type calcite (tous les solides analysés dans ces inclusions ont montré un spectre identique) ; b) spectre montrant la présence d'hydrohalite, ici à -37°C ; c) spectre montrant la présence d'eau salée à -25,6°C. *315*

Figure VI-5 : Composition des inclusions d'après analyses par spectrométrie raman. a) diagramme ternaire CO_2-CH_4-N_2 de composition de la phase volatile ; b) diagramme binaire de densité de la phase volatile versus le pourcentage molaire de CO_2 de la phase volatile. Lorsque les compositions sont riches en CH_4, les inclusions Lc-w sont renommées Lc-w-m. *316*

Figure VI-6 : Diagramme binaire de composition globale NaCl versus H_2O (en pourcentage molaire). N'inclut pas les compositions globales des inclusions Lw et Lw-h non calculées. Qg : inclusions dans le quartz d'épontes granitiques hydrothermalisées de filons. *318*

Figure VI-7 : Diagramme représentant un possible chemin pression-température de l'évolution finale des veines et filons hydrothermaux des minéralisations aurifères de Brués. Ce diagramme comprend des isochores issue de l'étude de Pourraz (2002) Les températures minimales du stade I sont contraintes par la température minimale de la chlorite syn-Q1 et de la chlorite syn-Q2a (chapitre V). Les températures maximales du stade I (non figurées) sont contraintes par les températures du géothermomètre muscovite-phengite à 550-600°C (syn-Q2a) et 650°C (syn-Q1). Les températures maximales et minimales du stade III sont contraintes par la température maximale de la phengite (350°C) et la température minimale du géothermomètre bismuth natif (271°C). Les gradients lithostatique et hydrostatique figurés correspondent à un gradient thermique de 30°C/Km. Les zones grisées correspondent aux domaines pression-température de formation des stades I et III au sein des veines et filons. *322*

Figure VI-8 : Inclusions fluides des minéralisations stanno-wolframifères de Mina Soriana (Beariz). a) très nombreux plans d'inclusions Lw et Lw-c parallèles aux épontes dans le quartz Q1 des veines à quartz-tourmaline des tourmalinites ; b) détail de la vue précédente où il est possible d'observer des inclusions aqueuses à très petit volume de phase vapeur et diposées en plans, parallèles à d'autres plans d'inclusions aquo-carboniques ; c) plans d'inclusions aquo-carboniques Lc-w dans le quartz Q1 des filons ; d) quartz Q3 au sein de l'arsénopyrite, dans lequel s'observent de nombreux plans de petites inclusions aqueuses et d'inclusions aquo-carboniques (Lc-w et Lw-c) ; e) Détail de la vue précédente avec les inclusions des différents plans ; f) détail de la vue précédente montrant la présence de solides de nature indéterminée (silicates ?) dans les inclusions Lw-c du quartz Q3 des filons. *323*

Figure VI-9 : Diagramme Tfg versus Th (°C) pour les différents types d'inclusions aquo-carboniques et aqueuses ordonnées suivant le minéral ou quartz hôte. 326

Figure VI-10 : Composition des inclusions fluides des quartz et cassitérites de La mina Soriana, d'après analyses par spectrométrie raman. a) diagramme ternaire CO_2-CH_4-N_2 de composition de la phase volatile ; b) diagramme binaire de densité de la phase volatile versus le pourcentage molaire de CO_2 de la phase volatile ; c) diagramme ternaire H_2O – CO_2 – CH_4 + N_2 de composition globale (mol. %) ; d) diagramme binaire composition globale en NaCl versus H_2O (mol. %) des inclusions aquo-carboniques. 329

Figure VI-11 : Espace pression-température où sont reportées les isochores de chaque type d'inclusions fluides. Les gradients lithostatiques et hydrostatiques figurés correspondent à 30°C/km. La température minimale du stade III est contrainte à 271°C par le géothermomètre bismuth natif. L'espace de température syn-quartz Q1 est contraint à 400-550°C par le géothermomètre muscovite-phengite appliqué sur les muscovites « en franges » d'épontes de filons. La pression minimale initiale du système est représentée par l'isochore Lc-w la plus haute. Ce minimum est une pression lithostatique de 185 Mpa correspondant à une profondeur d'environ 7 km. 331

Figure VI-12: Diagramme $\Delta^{18}O_{Qtz\text{-}min}$ - $b_{Qtz\text{-}min}$ versus $a_{Qtz\text{-}min}$ 337

Figure VI-13 : Diagramme $\delta^{18}O$ – δD dans lequel sont reportés les domaines de fluides en équilibre avec les granites, leucogranites, aplites et micaschistes et encaissants hydrothermalisés (granites et micaschiste). 341

Figure VI-14: Diagramme d'évolution théorique du $\delta^{18}O$ du quartz en fonction de la température à partir d'un fluide initial de composition donnée dans lequel ont été reportés des $\delta^{18}O$ des différentes générations de quartz analysé et de leurs températures de formation respectives estimées dans les filons minéralisés. Les courbes d'évolution théoriques sont calculées à partir du fractionnement en oxygène quartz-eau de Zheng (1993). 342

Figure VII-1: *Structure de la monazite, site cationique et maille. Modifié d'après Montel (2002) utilisant les données de Ni et al. (1995) (a = 6.831 Å, b = 7.075 Å, c = 6.503 Å, β = 103,27°)* 347

Figure VII-2: composition des phases minérales naturelles associées aux granitoïdes et pegmatites dans le système 2 $CePO_4$-$CaTh(PO_4)_2$-2 $ThSiO_4$ d'après les données de la littérature. Synthèse modifiée d'après Förster (1998a). 349

Figure VII-3 : Diminution de la concentration en plomb (ppm) en fonction de l'augmentation des substitutions brabantitique (axe x) et huttonitique (axe y). Le point (0 ; 0) représente le pôle monazite s.s. $LnlPO_4$.. Ces concentrations théoriques sont calculées sur 6501 points interpolés sur l'ensemble du domaine de composition du champ monazite s.s. ($0 \leq x \leq 0.5$; $0 \leq y \leq 0.25$) pour un taux de substitution des terres rares par le plomb de 0,1% et la distribution suivante en Lnl^{3+} ($0.75 \leq \Sigma Ln^{3+} \leq 1$ et $\Sigma Ln^{3+} = 0.667\ Ce^{3+} + 0.133\ La^{3+} + 0.100\ Nd^{3+} + 0.033\ Sm^{3+} + 0.067\ Gd^{3+}$). 352

Figure VII-4: Profils de concentration de PbO (gros ronds) et ThO2 (petits ronds) et âges apparents (carrés) pour des grains de monazite portés à une température de 620°C (colonne de droite) et de 680°C (colonne de gauche) pendant 5 Ma. Modifié d'après Suzuki et al. (1994).* 355

Figure VII-5: Perte de Pb volumique (axe droit) et rétention du Pb (axe gauche) pour des cristaux de monazite cylindriques de diamètres 50, 100, 150 et 200 µm, d'après Smith & Giletti (1997). 356

Figure VII-6: Domaines P-T de croissance de la monazite dans les métapelites pris à partir d'exemples naturels de la littérature 1 : Cabella et al. (2001); 2 : Donnot et al. (1973); 3 : Smith & Barreiro (1990); 4 : Simpson et al.(2000); 5 : Foster et al. (2002); 6 : Be Mezeme et al. (2006); 7 : Be Mezeme et al. (2005) ; 8 : Nagy et al. (2002) ; 9 : Pyle et al. (2001). Les domaines grisés non entourés de noir correspondent à des données

incomplètement calées en intervalle P et/ou T. Il est essentiel de noter que de nombreux auteurs indiquent la température et la pression maximales atteintes par l'échantillon et que ce maximum ne correspond pas nécessairement à un domaine où la monazite peut se développer, bien qu'elle puisse y rester stable. _____ *357*

Figure VII-7: Morphologie de la monazite vue suivant différents angles. Dessins réalisés avec le logiciel FACES 4.1 et les paramètres cristallographiques suivants : a=0,9693 ; b=1 ; c=0,9256 ; et les surfaces des faces suivantes : {100}=19% ; {203}=73,2% ; {215}=81,6% ; {012}=79,3% ; {223}=73,5% _____ *363*

Figure VII-8 : Les différents types de monazites observés et utilisés pour la datation des 6 massifs granitiques. Clichés MEB en électrons rétrodiffusés. _____ *367*

Figure VII-9: Traversées Y, Th et U à la microsonde électronique de 6 monazites de 6 massifs différents. Ces profils « bruts » en pourcentage atomique intègrent tous les points obtenus (voir points rejetés en annexe E). Le domaine central « cœur » est encadré par des pointillés. Pour chaque profil, le pourcentage atomique en thorium se lit sur l'axe de droite et le pourcentage atomique en uranium et yttrium sur l'axe de gauche. ___ *370*

Figure VII-10 : Moyennes de composition en % poids d'oxydes des populations de cœurs et de bordures des monazites pour les 6 massifs étudiés. Les valeurs pour Nd_2O_3, P_2O_5, Ce_2O_3 et La_2O_3 se lisent sur l'axe 2 à droite. Les valeurs de tous les autres oxydes sont à lire sur l'axe 1 à gauche. _____ *371*

Figure VII-11: Représentation des différentes substitutions en atomes par unité formulaire opérant dans les monazites étudiées. Les bords sont représentés par les carrés violets, les cœurs par les ronds jaunes. A) Graphique (Th+U+Si+Pb) = f (Lnl+P), modifié d'après Franz et al. (1996), avec les principaux vecteurs de substitution : $YLnl_{-1}$, $CaThLnl_{-2}$, $ZrSiLnl_{-1}P_{-1}$ (pointillés) et $(Th,U)SiLnl_{-1}P_{-1}$ représentant respectivement les composantes en xénotime, brabantite + zircon et huttonite (+ thorite, coffinite) dans les monazites analysées. B) Graphique (Th+U+Pb+Si) = f (Ca+P) montrant que la substitution brabantite-huttonite n'intervient pas dans les monazites analysées, quelque soit le massif granitique d'où elles proviennent. C) Graphique (Lnl+Si) = f (Ca+P) qui semble indiquer que cette substitution intervient différemment dans les cœurs et les bordures. _____ *373*

Figure VII-12: Ensemble des points analysés dans le système ternaire 2 $Lnl^{3+}PO_4$ – 2 $ThSiO_4$ – $CaTh(PO_4)_2$ (Bowie & Horne, 1953). Les données sont présentées par massif et pour chaque échantillon. Les cœurs des monazites sont figurés par des ronds et les bordures par des carrés. _____ *374*

Figure VII-13: Ages isochrone Th-U-Pb obtenus respectivement sur les cœurs et les bordures des monazites des échantillons BE3 (faciès interne G1 du massif de Beariz), CH5 (massif G1 de Chantada) et CE1 (massif G2 de Carballiño). Pour chaque diagramme, la droite de régression calculée sur la population de points est figurée en trait plein. Le point $[(Th/Pb)_{bar}$;$(U/Pb)_{bar}]$ où est calculé l'âge et son incertitude est indiqué par l'intersection des droites verticales et horizontales en pointillé avec la droite de régression. L'isochrone théorique tracée avec la valeur d'âge obtenue est en pointillé. Chaque ellipse marquant l'enveloppe d'erreur d'un point d'analyse est à 2σ. _____ *387*

Figure VII-14: Ages isochrone Th-U-Pb obtenus respectivement sur les cœurs et les bordures des monazites des échantillons IR1 (Massif G3 d'Irixo) et BR10.1 (massif G3 de Boborás). L'âge de l'échantillon LE2 (Massif G4 de Ribadavia) a été calculé avec les deux populations de cœurs et de bordures (cf. le texte). Pour les conventions de représentation graphique, voir la légende de la figure précédente. _____ *390*

Figure VII-15: Synthèse de l'ensemble des âges isochrone Th-U-Pb obtenus. Les âges réalisés à partir des populations de bordures des monazites, encadrées par un rectangle de couleur, sont interprétés comme étant les

âges d'emplacement des différents massifs. Les âges des populations de cœurs de monazites sont les marques d'évènements géologiques qui se sont produits avant l'emplacement des granites. Il pourrait s'agir de phénomènes de métamorphisme de la source (faciès amphibolite et/ou fusion partielle). La séparation de ces âges en deux groupes (rectangles pointillés gris) ne repose que sur les écarts relatifs entre ces âges et n'est indiquée qu'à titre de proposition. _____ *397*

Figure VIII-1 : Localisation des échantillons à partir desquels ont été réalisées les datations $^{40}Ar/^{39}Ar$. Les échantillons à cadre rouge sont des échantillons de granite ou aplite, les micas hydrothermaux sont en jaune. _____ *403*

Figure VIII-2: Quelques exemples théoriques de différentes formes de spectres d'âges perturbés, avec une exagération des formes. a) perte d'argon radiogénique dans la bordure du minéral analysé ; b) spectre « en bosse » dû à une altération et perte d'argon ; c) phénomène de recul et redistribution de ^{39}Ar (recul en système fermé) ; d) forme « en selle » due à un excès d'argon radiogénique. _____ *407*

Figure VIII-3 : Spectres d'âges acquis sur les granites dans les laboratoires de Géosciences Rennes et de l'Université de Montpellier. Les âges plateaux sont donnés à 2σ, et l'ensemble des données d'analyses est présenté en annexes G & H _____ *415*

Figure VIII-4: Spectres d'âges acquis sur les minéralisations aurifères de Brués, étain-tungstène de Mina Soriana et le stockwerk de Magros dans le laboratoire de Géosciences Rennes. Les âges plateaux sont donnés à 2σ, et l'ensemble des données d'analyses est présenté en annexes G & H. _____ *420*

Figure VIII-5: Synthèse et représentation chronologique, par génération de granite et par massif de l'ensemble des résultats obtenus par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur les granites et minéralisations du secteur étudié. Les âges établis sur des muscovites sont figurés par des losanges et sur les biotites par des triangles. Les barres d'erreurs sont à 2σ. _____ *423*

Figure IX-1 : Modèle général d'évolution de la zone étudiée prenant en compte la déformation, la mise en place des granites et la formation des minéralisations dans le secteur d'étude. (Voir le texte pour détails et explications) _____ *440*

Liste des tableaux

Tableau I-1 : Les cinq grandes classes de pegmatites granitiques et leurs caractéristiques. Modifié d'après Černý et al. (2005) et Černý & Ercit (2005b). 33

Tableau I-2 : Classification des pegmatites de la classe des éléments rares. Modifié d'après Černý & Ercit (2005b). 36

Tableau II-1: Classification des granitoïdes de la ZCI modifié d'après Beetsma (1995) utilisant les données de Ferreira et al. (1987a); Oen (1970); Ugidos (1990). 71

Tableau II-2: Caractéristiques chimiques, géochimiques et gammes d'âges proposées pour les différentes suites magmatiques du NW de l'Ibérie. Références principales : Fernández-Suárez et al. (2000) pour la zone Ouest-Asturienne – Léonèse (ZAL) et la zone de Galice – Trás-os-Montes (GTOMZ), Azevedo & Nolan (1998), Dias et al. (1998), Valle Aguado et al. (2005) pour la zone Centro-Ibérique (ZCI, Nord Portugal). Les données isotopiques sont celles de Beetsma (1995), complétées par les références précédentes. L'écart entre les gammes d'âges proposées et les âges publiés (Figure II-14) pour le magmatisme de chaque série apparaît ici de façon flagrante. 73

Tableau III-1: Répartition en pourcentage des formes d'ellipsoïde de susceptibilité magnétique (paramètre T) selon les deux types de massifs. 152

Tableau VI-1 : Synthèse des données microthermométriques pour les différents groupes d'inclusions fluides provenant de 3 générations de quartz. 313

Tableau VI-2 : Synthèse des caractéristiques microthermométriques et des compositions des inclusions fluides des quartz Q1, Q2a et Q3 des minéralisations aurifères de Brués (Qg : quartz d'épontes granitiques hydrothermalisées). En fin de tableau, données de quelques inclusions dans le quartz d'épontes granitiques de filons. Les calculs de compositions ont été réalisés par M.-C. Boiron. 317

Tableau VI-3 : Synthèse des données microthermométriques pour les différents groupes d'inclusions fluides provenant des 4 générations de quartz ainsi que de la cassitérite (syn Q1). 325

Tableau VI-4 : Données microthermométriques et composition chimique d'inclusions fluides représentatives des veines et filons Sn-W de Mina Soriana (Beariz). Les compositions chimiques ont été obtenues par spectrométrie Raman. Toutes les températures sont en °C et corrigées des dérives analytiques. Les compositions sont en mol. %. La densité indiquée correspond à la densité de la phase volatile. La nomenclature des inclusions fluides est expliquée au paragraphe VI-2.4 ci-dessus. « Signification et terminologie des changements de phase». 328

Tableau VI-5 : Données de composition isotopique en oxygène et hydrogène des minéraux séparés et roches totales des systèmes minéralisés et leurs encaissants ($\delta^{18}O$ et δD ‰ SMOW). 334

Tableau VI-6 : Calculs de composition isotopique en oxygène des fluides en équilibre avec les granites et les minéralisations. Les plages de températures utilisées pour les calculs sont issues des contraintes fixées par les géothermomètres minéralogiques, microthermométriques et isotopiques. 340

Tableau VII-1: Minéraux du groupe de la monazite, modifié d'après Fleischer & Mandarino (2004). 348

Tableau VII-2: Quantification du maximum de plomb qui peut être incorporé dans une monazite s.s. avec $\Sigma Ln^{3+} \geq 0.75$ et $\Sigma Ln^{3+} = 0.6667\ Ce^{3+} + 0.1333\ La^{3+} + 0.1000\ Nd^{3+} + 0.0667\ Pr^{3+} + 0.0167\ Sm^{3+} + 0.0167\ Gd^{3+}$ 352

Tableau VII-3 : Teneurs moyennes (en ppm) de quelques éléments entrant dans la composition des monazites, xénotimes et zircons. Valeurs pour la C.C.S. d'après Taylor & McLennan (1985), pour les granites et les micaschistes d'après Govindaraju (1994). 353

Tableau VII-4 : Intervalles estimés de température de fermeture de la monazite. 359

Tableau VII-5: Caractéristiques et localisation des échantillons étudiés. Les caractéristiques optiques des zircons et des monazites ont été déterminées par Pierre Jezequel au BRGM. 362

Tableau VII-6: Classification des grains de monazites observés (clichés en annexe D) suivant les critères de forme et de texture. Pour chaque grain, le nom de l'échantillon et le numéro du grain sont indiqués. Les parties des grains classés correspondent respectivement au bord (noté b), au cœur (noté c) ou au cœur et bord (noté bc si les deux sont identiques). Les numéros des grains analysés à la microsonde électronique sont mis en gras. 365

Tableau VII-7: Moyenne, écart-type, maximum et minimum des compositions en % poids d'oxydes des cœurs et des bordures des monazites des six échantillons étudiés (la totalité des analyses est présentée en annexe F). 372

Tableau VII-8: Standards utilisés, raies caractéristiques et temps de comptage (en secondes) pour les 13 éléments analysés dans le programme microsonde pour l'analyse des monazites. La tension accélératrice a été fixée à 20 kV, l'intensité du faisceau à 100 nA. Le temps de comptage indiqué correspond à la somme pic plus fond. Pour l'ensemble des analyses, la microsonde a été programmée par Olivier Rouer (ISTO). 380

Tableau VII-9: Tableau intégrant l'ensemble des âges obtenus. Pour chaque population, cœur ou bord, sont indiqués : i) le nombre de grains différents dont proviennent les points de la population (Nb. Gr.) ; ii) le nombre n de points d'analyse ; iii) La moyenne des âges ponctuels, l'écart-type (σ_m) de cette moyenne (ou erreur standard), et l'incertitude sur cette moyenne pour un intervalle de confiance contenant 95% de la population ; iv) l'âge obtenu par la méthode de moyenne pondérée avec son incertitude à 2σ et le MSWD ; v) les âges Th/Pb et U/Pb et leurs incertitudes respectives à 2σ et l'âge isochrone Th-U-Pb (en gras) avec son incertitude à 2σ, sa valeur de MSWD. La valeur que ce MSWD ne doit pas dépasser est également indiquée. 385

Tableau VII-10: Evaluation du plomb initial intégré par les monazites étudiées lors de leur cristallisation. σ_m et σ sont respectivement l'écart-type de la moyenne (ou erreur standard) et l'écart-type des points par rapport à la moyenne. Toutes les valeurs sont en ppm. Les quantités maximales et minimales, de plomb initial, intégrées par les monazites sont calculées avec les intervalles de la bibliographie (3% et 0,1% du plomb total, voir paragraphe VII-2.2.1 ci-dessus). 394

Tableau VIII-1: Numéro, caractéristiques, minéral utilisé et laboratoire d'analyse utilisés pour la datation des granites et des filons minéralisés du secteur d'étude. 402

Liste des annexes

Annexe A (chapitre III) : Données ASM, massifs de Boborás et Beariz ____ *497*
Annexe B (chapitre V) : Données microsonde électronique ____ *501*
Annexe C (chapitre V) : Analyses chimiques roche totale ____ *513*
Annexe D (chapitre VII) : Typologie des monazites par massif ____ *519*
Annexe E (chapitre VII) : Profils chimiques microsonde des monazites par massif ____ *529*
Annexe F (chapitre VII) : Analyses microsonde & calculs d'âges ponctuels des monazites par massif ____ *557*
Annexe G (chapitre VIII) : Résultats analytiques $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur les granites et les minéralisations (Rennes) ____ *559*
Annexe H (chapitre VIII) : Résultats analytiques $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur les granites (Montpellier) ____ *569*

Annexes

Annexe A :

Données ASM

massifs de Boborás & Beariz

Les mesures ASM ont été réalisées à l'aide d'un susceptomètre Kappabridge KLY-3S. Les caractéristiques d'acquisition des mesures sont les suivantes :

Intensité du champ magnétique : 300 $A.m^{-1}$

Homogénéité du champ magnétique : 0,2 %

Fréquence appliquée : 875 Hz

Sensibilité de susceptibilité totale : $2,5.10^{-8}$ S.I.

Sensibilité d'anisotropie magnétique : $1,2.10^{-8}$ S.I.

Dans les tableaux suivants, sont indiqués la linéation magnétique (K1), le pôle de la foliation magnétique (K3), le degré d'anisotropie (P'), le paramètre de forme (T), la susceptibilité magnétique moyenne (Km) de chaque échantillon (carotte) et la moyenne pour chaque site.

La moyenne de la linéation et de la foliation magnétique de chaque site est une moyenne de Fischer. Les moyennes de P', T et Km sont des moyennes arithmétiques. Le degré d'anisotropie P' n'est pas corrigé de la susceptibilité diamagnétique. Déc = déclinaison ; Inc = inclinaison.

N°	Lon.(WGS84)			Lat.(WGS84)			Granite	Site	Echantillon	K1 Déc	K1 Inc	K3 Déc	K3 Inc	P'	T	Km
	deg	min	sec	deg	min	sec										
1	-8	7	48.0	42	23	36.6	Boborás	CV1	CV1A1	178	32	271	5	1.023	0.021	2.52E-05
									CV1A2	177	47	294	23	1.042	0.266	2.84E-05
									CV1B	174	38	281	20	1.028	0.363	2.70E-05
									CV1C	179	31	289	30	1.021	-0.097	2.99E-05
									moyenne	177	37	283	20	1.029	0.138	2.76E-05
									ecart type					0.008	0.184	1.76E-06
2	-8	7	58.4	42	23	14.4	Boborás	OS1	OS1A	60	0	328	87	1.044	0.472	1.70E-05
									OS1B	55	4	215	85	1.075	0.401	2.82E-05
									OS1C	59	0	168	89	1.082	0.613	4.53E-05
									moyenne	58	1	239	88	1.067	0.495	3.02E-05
									ecart type					0.017	0.088	1.16E-05
3	-8	9	17.6	42	23	51.2	Boborás	OI1	OI1A	114	10	20	24	1.086	0.424	5.57E-05
									OI1B1	296	6	203	23	1.093	0.396	5.20E-05
									OI1B2	112	2	21	25	1.088	0.376	5.59E-05
									OI1C1	114	2	23	22	1.085	0.448	5.13E-05
									OI1C2	113	7	20	23	1.105	0.496	5.44E-05
									moyenne	114	3	21	15	1.091	0.428	5.39E-05
									ecart type					0.007	0.042	1.89E-06
4	-8	9	55.8	42	23	40.3	Boborás	EA3	EA3A	250	67	110	18	1.056	0.073	2.76E-05
									EA3B	308	77	162	11	1.055	-0.597	2.39E-05
									moyenne	270	74	136	16	1.056	-0.262	2.58E-05
									ecart type					0.001	0.335	1.86E-06
5	-8	10	8.7	42	24	34.6	Boborás	SA7	SA7A	340	5	75	45	1.071	-0.299	1.06E-04
									SA7B	161	0	70	53	1.068	-0.258	1.13E-04
									SA7C	336	13	76	36	1.061	-0.631	9.27E-05
									moyenne	339	6	79	28	1.067	-0.396	1.04E-04
									ecart type					0.004	0.167	8.27E-06
6	-8	9	11.8	42	25	37.8	Boborás	CA1	CA1A	315	57	201	15	1.060	0.324	6.35E-05
									CA1B	343	61	202	23	1.063	0.256	7.57E-05
									CA1C	336	69	205	14	1.056	0.250	3.32E-05
									moyenne	330	63	203	17	1.060	0.277	5.75E-05
									ecart type					0.003	0.034	1.79E-05
7	-8	8	35.3	42	24	8.7	Boborás	FI1	FI1A	43	45	283	26	1.026	-0.083	3.96E-05
									FI1B1	19	10	109	4	1.033	0.465	5.08E-05
									FI1B2	31	67	281	8	1.022	0.759	5.12E-05
									FI1C	15	61	110	3	1.028	0.042	5.17E-05
									moyenne	27	47	173	68	1.027	0.296	4.83E-05
									ecart type					0.004	0.336	5.03E-06
8	-8	8	35.2	42	24	35.3	Boborás	LA1	LA1A1	258	64	354	3	1.083	0.054	5.97E-05
									LA1A2	278	57	182	4	1.040	-0.624	2.38E-05
									LA1B1	333	71	147	19	1.040	0.279	3.52E-05
									LA1B2	253	66	142	9	1.042	-0.229	5.63E-05
									LA1C	264	67	167	3	1.042	-0.585	4.09E-05
									moyenne	274	67	155	13	1.049	-0.221	4.32E-05
									ecart type					0.017	0.352	1.34E-05
9	-8	9	8.1	42	25	2.8	Boborás	FG1	FG1A	78	1	347	58	1.068	0.380	3.70E-05
									FG1B	58	3	326	32	1.043	-0.088	3.54E-05
									FG1C	47	13	139	11	1.047	-0.681	3.53E-05
									moyenne	61	6	6	73	1.053	-0.130	3.59E-05
									ecart type					0.011	0.434	7.88E-07
10	-8	8	37.5	42	25	5.0	Boborás	CB1	CB1A	222	54	58	35	1.050	-0.061	5.84E-05
									CB1B	220	50	76	34	1.050	-0.308	5.54E-05
									CB1C	214	36	71	48	1.057	-0.367	5.39E-05

N°	Lon.(WGS84)			Lat.(WGS84)			Granite	Site	Echantillon	K1 Déc	K1 Inc	K3 Déc	K3 Inc	P'	T	Km
	deg	min	sec	deg	min	sec										
									moyenne	234	66	64	22	1.052	-0.245	5.59E-05
									ecart type					0.003	0.133	1.88E-06
11	-8	8	59.5	42	26	16.8	Boborás	AA1	AA1A	225	59	352	20	1.040	0.637	6.51E-05
									AA1B	92	27	0	4	1.037	0.486	6.49E-05
									AA1C	114	52	350	24	1.045	0.640	5.88E-05
									moyenne	121	59	354	16	1.041	0.588	6.29E-05
									ecart type					0.003	0.072	2.94E-06
12	-8	8	24.9	42	25	25.2	Boborás	AG1	AG1A1	33	42	155	31	1.069	0.730	4.95E-05
									AG1A2	36	48	162	28	1.063	0.651	6.44E-05
									AG1B	1	49	151	37	1.070	0.519	5.79E-05
									AG1C	6	47	141	33	1.070	0.613	5.81E-05
									moyenne	19	48	152	33	1.068	0.628	5.75E-05
									ecart type					0.003	0.076	5.27E-06
13	-8	7	48.5	42	26	24.9	Boborás	XV1	XV1A	156	30	258	20	1.054	0.444	5.68E-05
									XV1B	149	12	248	36	1.045	0.324	5.30E-05
									XV1C	155	4	264	76	1.046	-0.015	9.35E-05
									moyenne	153	15	255	44	1.048	0.251	6.77E-05
									ecart type					0.004	0.194	1.83E-05
14	-8	8	20.5	42	26	55.1	Boborás	PV2	PV2A	33	61	190	27	1.034	0.008	5.31E-05
									PV2B	20	42	154	38	1.046	-0.527	5.97E-05
									PV2C	33	43	185	43	1.040	-0.278	5.91E-05
									moyenne	28	49	177	37	1.040	-0.266	5.73E-05
									ecart type					0.005	0.219	2.97E-06
15	-8	8	11.3	42	27	30.1	Boborás	XU10	XU10A	296	33	100	56	1.012	-0.154	5.72E-05
									XU10B	290	14	37	48	1.062	0.109	6.19E-05
									XU10C	151	8	54	40	1.021	0.083	5.24E-05
									moyenne	306	14	92	70	1.032	0.013	5.72E-05
									ecart type					0.022	0.118	3.85E-06
16	-8	9	4.1	42	27	20.3	Boborás	BR10.28	BR1028A	19	17	270	47	1.049	0.719	5.49E-05
									BR1028B	13	0	282	37	1.046	0.941	6.63E-05
									BR1028C	27	27	277	33	1.051	0.750	6.72E-05
									moyenne	19	15	277	39	1.049	0.803	6.28E-05
									ecart type					0.002	0.098	5.60E-06
17	-8	15	21.2	42	27	14.1	Beariz	BE12	BE12A	253	13	143	56	1.032	-0.878	5.69E-05
									BE12B	248	4	137	78	1.035	-0.021	6.60E-05
									BE12C	246	4	149	62	1.035	0.003	6.37E-05
									moyenne	249	7	144	65	1.034	-0.299	6.22E-05
									ecart type					0.001	0.410	3.90E-06
18	-8	15	59.9	42	27	38.6	Beariz	BE13	BE13A	3	29	100	12	1.025	-0.100	3.60E-05
									BE13B	359	38	100	13	1.024	-0.485	4.31E-05
									moyenne	1	34	100	13	1.025	-0.293	3.96E-05
									ecart type					0.000	0.193	3.54E-06
19	-8	16	8.1	42	27	30.6	Beariz	BE15	BE15A	21	11	256	71	1.053	-0.502	7.63E-05
									BE15B	15	10	280	27	1.052	-0.633	7.84E-05
									BE15C	25	13	280	47	1.057	-0.308	8.35E-05
									moyenne	20	11	276	49	1.054	-0.481	7.94E-05
									ecart type					0.002	0.134	3.00E-06
20	-8	15	59.6	42	27	5.1	Beariz	BE16	BE16A	293	74	106	16	1.052	0.120	1.39E-05
									BE16B2	283	74	116	16	1.049	0.051	1.43E-05
									BE16C	302	73	108	16	1.038	0.072	2.15E-05
									moyenne	293	74	110	16	1.046	0.081	1.66E-05
									ecart type					0.006	0.029	3.52E-06
21	-8	14	58.8	42	27	33.0	Beariz	BE18	BE18A	31	8	294	38	1.037	0.593	3.56E-05
									BE18B	105	35	296	55	1.037	0.893	6.69E-05
									BE18C	53	15	313	33	1.044	0.581	5.95E-05

N°	Lon.(WGS84)			Lat.(WGS84)			Granite	Site	Echantillon	K1 Déc	K1 Inc	K3 Déc	K3 Inc	P'	T	Km
	deg	min	sec	deg	min	sec										
									moyenne	60	22	302	42	1.039	0.689	5.40E-05
									ecart type					0.003	0.144	1.34E-05
22	-8	14	39.9	42	27	31.7	Beariz	BE19	BE19A	325	8	61	39	1.039	-0.503	1.55E-05
									BE19B	318	6	61	65	1.040	-0.362	1.68E-05
									BE19C	330	7	74	64	1.040	-0.222	1.21E-05
									moyenne	324	7	65	56	1.040	-0.362	1.48E-05
									ecart type					0.000	0.115	1.98E-06
23	-8	15	5.1	42	28	5.0	Beariz	MF37	MF37A	102	33	270	56	1.034	-0.623	1.34E-05
									MF37B	98	31	259	58	1.028	-0.663	1.60E-05
									MF37C	103	24	229	54	1.033	-0.537	1.67E-05
									moyenne	101	29	252	57	1.032	-0.608	1.54E-05
									ecart type					0.003	0.053	1.42E-06
24	-8	14	50.3	42	27	51.0	Beariz	MF38	MF38A	94	25	352	25	1.069	0.334	1.35E-05
									MF38B	116	46	307	44	1.100	0.796	1.27E-05
									MF38C	94	18	358	17	1.054	0.161	1.26E-05
									moyenne	100	30	342	30	1.074	0.430	1.29E-05
									ecart type					0.019	0.268	4.09E-07
25	-8	15	12.0	42	27	55.1	Beariz	MF39	MF39A	287	27	68	57	1.046	0.792	1.67E-05
									MF39B	292	40	142	46	1.046	-0.013	1.28E-05
									MF39C	293	40	64	38	1.035	-0.119	1.62E-05
									moyenne	291	36	90	53	1.042	0.220	1.52E-05
									ecart type					0.005	0.407	1.73E-06
26	-8	15	38.9	42	27	57.5	Beariz	MF40	MF40A	223	22	126	17	1.012	-0.168	2.94E-05
									MF40B	219	7	128	15	1.012	0.256	3.33E-05
									moyenne	221	15	127	16	1.012	0.044	3.14E-05
									ecart type					0.000	0.212	1.94E-06
27	-8	15	32.0	42	28	27.4	Beariz	MF42	MF42A	51	35	292	35	1.024	0.186	6.44E-05
									MF42B	78	36	202	37	1.031	-0.055	6.05E-05
									MF42C	56	55	195	28	1.037	-0.806	6.30E-05
									moyenne	62	43	225	42	1.031	-0.225	6.26E-05
									ecart type					0.005	0.422	1.61E-06
28	-8	15	40.4	42	28	33.7	Beariz	MF43	MF43A	349	47	241	17	1.022	-0.168	3.89E-06
									MF43B	4	58	224	25	1.009	0.244	1.00E-05
									MF43C	333	55	229	9	1.020	-0.340	8.59E-06
									moyenne	348	54	231	17	1.017	-0.088	7.49E-06
									ecart type					0.006	0.245	2.61E-06
29	-8	15	18.1	42	26	37.8	Beariz	MA55	MA55A	341	31	77	10	1.058	-0.418	2.17E-05
									MA55B	335	32	84	27	1.088	-0.177	2.25E-05
									MA55C	334	25	81	32	1.090	-0.077	2.33E-05
									moyenne	337	29	81	23	1.079	-0.224	2.25E-05
									ecart type					0.015	0.143	6.82E-07
30	-8	15	7.3	42	26	55.4	Beariz	MA56	MA56A	51	35	170	35	1.014	-0.333	2.50E-05
									MA56B	10	17	254	55	1.012	0.151	2.45E-05
									moyenne	29	28	203	53	1.013	-0.091	2.47E-05
									ecart type					0.001	0.242	2.30E-07

Annexe B :

Données microsonde électronique

LABORATOIRE COMMUN

BRGM-CNRS-UNIVERSITE D'ORLEANS

Conditions analytiques :

Microsonde Cameca SX 50
Tension accélératrice = 15 kV
Intensité = 15 nA
Temps de comptage sur le pic/fond pour les standards & échantillons = 10 s sauf pour F et Cl à 20 s.

Standards programmes silicates (raie d'émission) : albite (Si Kα, Na Kα), corindon synthétique (Al Kα), orthose (K Kα), andradite (Ca Kα), olivine (Mg Kα), oxyde synthétique $MnTiO_3$ (Mn Kα, Ti Kα), topaze (F Kα), vanadinite (Cl Kα, V Kα), barite (Ba Lα), hématite (Fe Kα), cuivre métal (Cu Kα), sphalérite (Zn Kα), chromite (Cr Kα), phosphate synthétique $RbTiPO_5$ (Rb Lα), phosphate synthétique d'yttrium (Y Lα), zircon (Zr Lα), niobium métal (Nb Lα), cassitérite (Sn Lα), apatite (P Kα).

Standards programmes sulfures (raie d'émission) : pyrite (Fe Kα, S Kα), cobalt métal (Co Kα), cuivre métal (Cu Kα), galène (Pb ma), cadmium métal (Cd Lα), sphalérite (Zn Kα), molybdène métal (Mo Lβ), tungstène métal (W Lα), cassitérite (Sn Lα), cinabre (Hg Ma), bismuth métal (Bi Mα), or métal (Au Lα), argent métal (Ag Lα), stibine (Sb Lα), AsGa synthétique (As Lα), tellure métal (Te Lα), selenium métal (Se Lα), nickel métal (Ni Kα).

Pour chaque analyse, seules les teneurs significatives ont été retenues en appliquant la règle

$$\text{Nombre de coups sur le pic - nombre de coups sur le fond} \geq 3 \times \sqrt{\text{nombre de coups sur le fond}}$$

Pour que la teneur en l'élément considéré soit validée.

Annexe B-1: Analyses microsonde et formules structurales des feldspaths alcalins et potassiques des granites, des dykes et sills, des veines et des encaissants hydrothermalisés (fichier sur le cédérom).

Annexe B-2: Moyenne et écart-type (E.T.) des compositions et formules structurales des feldspaths alcalins et potassiques des granites G1 à G4.

Granite	G1								G2								G3				G4			
Massif	Chantada				Beariz porphyrique				Carballiño				Beariz leucogranite W				Beariz leucogranite E				Boboras				Ribadavia			
Minéral	Pl		Or		Pl		Or		Pl		Or		Ab		Or		Ab		Pl		Or		Pl		Or	
Nb. Analyses	n = 41		n = 26		n = 22		n = 10		n = 29		n = 3		n = 18		n = 1		n = 17		n = 31		n = 4		n = 13		n = 4	
Moyenne	Moy.	E.T.	Moy.	E.T.	Moy.	E.T.	Moy.	E.T.	Moy.	E.T.	Moy.	E.T.	Moy.	E.T.	Moy.	E.T.	Moy.	E.T.	Moy.	E.T.	Moy.	E.T.	Moy.	E.T.	Moy.	E.T.
K_2O	0.20	0.06	15.16	0.57	0.12	0.05	15.72	0.47	0.17	0.20	16.05	0.18	0.09	0.04	15.87	0.11	0.04	0.23	0.28	16.03	0.20	0.28	0.10	15.19	1.01
SiO_2	60.41	1.13	63.52	0.36	67.31	1.10	64.48	0.86	66.04	1.07	63.37	0.24	68.75	1.26	63.56	68.49	0.66	63.61	1.52	62.61	0.24	62.79	1.24	63.09	0.54
FeO	0.02	0.05	0.01	0.03	0.02	0.05	0.02	0.04	0.01	0.03	0.02	0.03	0.07	0.11	0.10	0.06	0.07	0.01	0.03	0.00	0.00	0.02	0.06	0.00	0.00
CaO	5.95	0.82	0.01	0.03	1.25	1.03	0.00	0.00	0.97	0.60	0.00	0.00	0.09	0.09	0.00	0.05	0.05	2.78	1.26	0.00	0.00	3.74	0.97	0.02	0.03
Na_2O	8.00	0.48	1.06	0.39	11.03	0.59	0.63	0.33	10.66	0.34	0.57	0.04	11.94	0.21	0.35	11.69	0.24	9.66	0.62	0.46	0.09	8.96	0.65	0.95	0.72
TiO_2	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.08	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02
Al_2O_3	24.16	0.72	18.41	0.24	20.52	0.94	18.49	0.30	19.82	0.58	18.21	0.08	19.58	0.25	18.31	19.42	0.36	21.80	0.93	18.23	0.25	22.10	0.78	18.22	0.08
MnO	0.02	0.03	0.00	0.02	0.02	0.04	0.02	0.04	0.01	0.03	0.00	0.00	0.04	0.12	0.00	0.02	0.04	0.02	0.03	0.01	0.03	0.01	0.03	0.00	0.00
Cr_2O_3	0.01	0.03	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.04	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.03	0.02	0.03	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.05	0.02	0.03	0.03	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.05	0.02	0.03	0.03	0.04	0.02	0.02	0.01
P_2O_5	0.14	0.04	0.12	0.04	0.06	0.09	0.09	0.07	0.11	0.16	0.24	0.00	0.07	0.07	0.35	0.08	0.08	0.19	0.12	0.25	0.21	0.04	0.03	0.01	0.02
ZnO	0.01	0.03	0.00	0.02	0.03	0.07	0.02	0.05	0.01	0.03	0.00	0.00	0.02	0.05	0.00	0.03	0.08	0.02	0.05	0.00	0.00	0.01	0.03	0.04	0.07
V_2O_3	0.01	0.02	0.00	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
F	0.07	0.15	0.04	0.10	0.14	0.27	0.09	0.14	0.17	0.66	0.00	0.00	0.07	0.16	0.38	0.04	0.10	0.07	0.15	0.00	0.00	0.12	0.19	0.00	0.00
SnO_2	0.02	0.04	0.01	0.04	0.01	0.03	0.03	0.06	0.02	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.02	0.03	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.05
Rb_2O	0.05	0.05	0.00	0.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	-	-
BaO	0.09	0.17	0.31	0.33	0.01	0.05	0.14	0.18	0.10	0.17	0.15	0.26	0.04	0.09	0.00	0.04	0.08	0.06	0.14	0.14	0.16	0.00	0.00	0.27	0.36
WO_3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta_2O_5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	99.32	0.37	98.87	0.52	100.66	1.05	99.83	1.00	98.29	0.80	98.83	0.37	100.92	1.59	99.06	100.17	0.87	98.63	0.64	97.83	0.35	98.25	0.48	98.02	0.81
Na	0.70	0.04	0.10	0.03	0.93	0.05	0.06	0.03	0.92	0.03	0.05	0.00	1.01	0.01	0.03	0.99	0.02	0.84	0.05	0.04	0.01	0.78	0.05	0.09	0.06
Ca	0.29	0.04	0.00	0.00	0.06	0.05	0.00	0.00	0.05	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	0.06	0.00	0.00	0.18	0.05	0.00	0.00
K	0.01	0.00	0.91	0.04	0.01	0.00	0.93	0.03	0.01	0.01	0.96	0.01	0.01	0.00	0.95	0.01	0.00	0.01	0.02	0.97	0.01	0.02	0.01	0.92	0.07
Ba	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Rb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ	1.00	0.01	1.01	0.01	1.00	0.02	0.99	0.02	0.98	0.03	1.02	0.00	1.02	0.01	0.98	1.00	0.02	0.99	0.02	1.02	0.01	0.98	0.02	1.01	0.02
Al	1.28	0.04	1.02	0.01	1.06	0.05	1.01	0.01	1.04	0.03	1.01	0.00	1.00	0.01	1.01	1.00	0.01	1.15	0.05	1.02	0.01	1.17	0.05	1.02	0.01
Si	2.71	0.04	2.98	0.01	2.94	0.05	2.99	0.01	2.95	0.03	2.98	0.00	2.99	0.01	2.98	2.99	0.01	2.85	0.05	2.97	0.02	2.83	0.04	2.98	0.01
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
W	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ta	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ	4.00	0.00	4.00	0.00	4.00	0.01	4.00	0.00	4.00	0.02	3.99	0.00	3.99	0.01	4.00	4.00	0.01	4.00	0.01	4.00	0.00	4.00	0.01	4.00	0.01
O	7.99	0.02	7.99	0.01	7.98	0.04	7.99	0.02	7.97	0.10	8.00	0.00	7.99	0.02	7.94	7.99	0.01	7.99	0.02	8.00	0.00	7.98	0.03	8.00	0.00
F	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.04	0.01	0.02	0.03	0.10	0.00	0.00	0.01	0.02	0.06	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ab (%)	70.06	3.93	9.57	3.49	93.48	4.88	5.71	2.99	94.34	2.72	5.15	0.37	99.07	0.49	3.21	99.16	0.31	85.17	5.49	4.20	0.80	79.86	5.09	8.62	6.50
Or (%)	1.13	0.37	90.38	3.59	0.68	0.28	94.29	2.99	0.99	1.27	94.85	0.37	0.51	0.20	96.79	0.60	0.20	1.33	1.67	95.80	0.80	1.66	0.58	91.29	6.45
An (%)	28.81	4.09	0.04	0.14	5.84	4.84	0.00	0.00	4.67	2.72	0.00	0.00	0.42	0.41	0.00	0.24	0.24	13.51	6.09	0.00	0.00	18.48	4.97	0.08	0.17

Annexe B-3: Moyenne et écart-type (E.T.) des compositions et formules structurales des feldspaths alcalins et potassiques des pegmatites aplites G2, des veines et liés aux altérations hydrothermales

Massif	G2 Couso pegmatites		G2 magmatisme - hydrothermalisme										Veines Qz-Kfs-Apy stock Magros		Altération hydrothermale			
	Pegmatites-aplites Sn-Ta-Nb		Beariz dykes leucogranite				Sill leucogranite Mina Soriana			Sills leucogranite Beariz			Veines "intermédiaires", Marcofan				Epontes granitiques veines Au à Brués			
	Ab n = 19		Ab n = 13		Or n = 9		Ab n = 23			Ab n = 6			Ab n = 15		Or n = 7		Or n = 4		Ab hydrothermale n = 18		Mc hydrothermale n = 2	
Minéral																						
Nb. Analyses																						
Moyenne	Moy.	E.T.	Moy.	E.T.	Moy.	E.T.	Moy.	E.T.		Moy.	E.T.		Moy.	E.T.	Moy.	E.T.	Moy.	E.T.	Moy.	E.T.	Moy.	E.T.
K_2O	0.10	0.05	0.10	0.03	15.83	0.26	0.07	0.03		0.05	0.03		0.13	0.07	16.18	0.33	16.45	0.24	0.22	0.38	16.37	0.09
SiO_2	67.75	0.95	68.79	0.47	65.20	0.27	68.41	0.77		67.86	0.70		67.80	1.27	64.35	0.57	64.73	0.45	68.50	0.86	65.10	0.06
FeO	0.04	0.06	0.05	0.09	0.01	0.03	0.04	0.06		0.06	0.09		0.03	0.08	0.00	0.00	0.03	0.06	0.08	0.21	0.00	0.00
CaO	0.04	0.04	0.52	0.20	0.00	0.00	0.32	0.20		0.34	0.26		0.41	0.16	0.01	0.02	0.00	0.00	0.21	0.19	0.00	0.00
Na_2O	11.74	0.14	11.59	0.19	0.46	0.25	11.77	0.21		11.52	0.22		11.55	0.40	0.44	0.26	0.24	0.04	11.44	0.32	0.38	0.03
TiO_2	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.03	0.01	0.02		0.00	0.00		0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.02	0.02	0.03
Al_2O_3	19.62	0.22	20.11	0.24	18.41	0.14	19.84	0.28		19.98	0.37		19.93	0.48	18.46	0.16	17.87	0.20	19.73	0.40	18.24	0.02
MnO	0.01	0.03	0.02	0.04	0.01	0.03	0.00	0.02		0.01	0.02		0.03	0.05	0.01	0.03	0.02	0.05	0.01	0.02	0.00	0.00
Cr_2O_3	0.01	0.01	0.01	0.03	0.00	0.00	0.01	0.03		0.00	0.00		0.02	0.04	0.00	0.00	-	-	0.00	0.02	0.00	0.00
MgO	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01		0.00	0.01		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Cl	-	-	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01		0.00	0.00		0.03	0.09	0.01	0.01	-	-	0.01	0.01	0.02	0.03
P_2O_5	-	-	0.04	0.06	0.05	0.07	0.23	0.13		0.23	0.18		0.22	0.20	0.11	0.10	0.00	0.00	0.13	0.18	0.03	0.04
ZnO	0.03	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00		0.02	0.06	0.03	0.07	-	-	0.02	0.06	0.00	0.00
V_2O_3	-	-	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.02		0.00	0.00		0.00	0.00	0.01	0.03	-	-	0.01	0.02	0.05	0.07
F	0.10	0.13	0.16	0.24	0.13	0.25	0.03	0.11		0.05	0.11		0.09	0.19	0.09	0.15	0.20	0.23	0.01	0.06	0.00	0.00
SnO_2	0.01	0.02	0.02	0.06	0.02	0.05	0.01	0.03		0.01	0.03		0.01	0.03	0.00	0.00	-	-	0.01	0.02	0.00	0.00
Rb_2O	-	-	-	-	-	-	-	-		-	-		-	-	-	-	0.22	0.01	0.06	0.06	0.00	0.00
BaO	-	-	0.05	0.09	0.05	0.14	0.04	0.11		0.00	0.00		0.00	0.00	0.15	0.21	-	-	0.05	0.11	0.00	0.00
WO_3	0.21	0.07	-	-	-	-	-	-		-	-		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta_2O_5	0.63	0.07	-	-	-	-	-	-		-	-		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	100.30	0.99	101.57	0.56	100.41	0.33	100.93	0.88		100.25	0.56		100.43	1.95	100.03	0.27	99.81	0.49	100.63	0.92	100.27	0.07
Na	1.00	0.02	0.97	0.01	0.04	0.02	0.99	0.01		0.98	0.02		0.98	0.02	0.04	0.02	0.02	0.00	0.97	0.02	0.03	0.00
Ca	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01		0.02	0.01		0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
K	0.01	0.00	0.01	0.00	0.93	0.02	0.00	0.00		0.00	0.00		0.01	0.00	0.96	0.02	0.98	0.01	0.01	0.02	0.96	0.01
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Rb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ	1.01	0.01	1.00	0.01	0.97	0.01	1.01	0.01		1.00	0.01		1.01	0.02	1.00	0.02	1.01	0.02	0.99	0.02	1.00	0.00
Al	1.01	0.01	1.02	0.01	1.00	0.01	1.02	0.01		1.03	0.02		1.03	0.01	1.01	0.01	0.98	0.01	1.01	0.02	0.99	0.00
Si	2.97	0.01	2.97	0.01	3.00	0.01	2.97	0.02		2.96	0.02		2.96	0.02	2.99	0.01	3.01	0.00	2.98	0.02	3.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
V	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00		0.01	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
W	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ta	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ	4.00	0.00	4.00	0.00	4.01	0.00	3.99	0.00		4.00	0.01		4.00	0.01	4.00	0.00	3.99	0.01	4.00	0.01	4.00	0.00
O	7.99	0.02	7.98	0.03	7.98	0.04	8.00	0.01		7.99	0.02		7.99	0.03	7.99	0.02	7.97	0.03	8.00	0.01	8.00	0.00
F	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.04	0.00	0.01		0.01	0.02		0.01	0.03	0.01	0.02	0.03	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00		0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ab (%)	99.26	0.37	97.06	0.95	4.23	2.21	98.15	0.98		98.12	1.20		97.36	0.87	3.94	2.35	2.13	0.37	97.78	2.17	3.38	0.24
Or (%)	0.54	0.28	0.54	0.18	95.77	2.21	0.37	0.17		0.28	0.18		0.72	0.41	96.02	2.38	97.87	0.37	1.22	2.17	96.62	0.24
An (%)	0.20	0.18	2.40	0.95	0.00	0.00	1.48	0.91		1.61	1.24		1.93	0.78	0.04	0.10	0.00	0.00	0.99	0.91	0.00	0.00

Annexe B-4: Analyses microsonde et formules structurales des micas dioctaédriques et trioctaédriques des granites G1 à G4 (fichier sur le cédérom).

Annexe B-5: Moyenne et écart-type (E.T.) des compositions et des formules structurales des micas dioctaédriques et trioctaédriques des granites G1 à G4.

Granite	G1						G2								G3								G4			
Massif	Chantada				Bearriz		Carballiño				Bearriz W				Boboras				Boboras (dykes)				Ribadavia			
minéral	Muscovites		Biotites		Muscovites		Biotites		Muscovites		Biotites		Muscovites		Muscovites		Biotites		Muscovites		Biotites		Muscovites		Biotites	
nb. analyses	n = 9		n = 17		n = 58		n = 22		n = 27		n = 10		n = 21		n = 55		n = 34		n = 6		n = 9		n = 2		n = 19	
Moyenne	Moy.	E.T.	Moy.	E.T.	Moy.	E.T.	Moy.	E.T.	Moy.	E.T.	Moy.	E.T.	Moy.	E.T.	Moy.	E.T.	Moy.	E.T.	Moy.	E.T.	Moy.	E.T.	Moy.	E.T.	Moy.	E.T.
FeO	1.07	0.17	19.45	0.49	3.39	1.51	23.71	1.99	1.81	0.28	21.25	0.56	3.24	0.51	3.84	0.48	1.17	0.31	20.68	0.76	1.23	0.10	21.81	0.27	5.25	0.14	26.15	0.51
Na_2O	0.43	0.06	0.11	0.05	0.32	0.18	0.05	0.04	0.50	0.08	0.07	0.05	0.32	0.08	0.27	0.05	0.58	0.14	0.11	0.08	0.63	0.11	0.08	0.03	0.29	0.03	0.12	0.06
K_2O	10.63	0.11	9.50	0.15	10.68	0.28	9.18	0.37	10.57	0.21	9.32	0.18	10.73	0.25	10.47	0.33	10.57	0.46	9.50	0.20	10.53	0.09	9.53	0.14	10.53	0.08	9.16	0.17
MnO	0.00	0.01	0.26	0.08	0.12	0.09	0.84	0.22	0.03	0.05	0.51	0.06	0.33	0.17	0.27	0.07	0.01	0.03	0.43	0.10	0.04	0.06	0.61	0.12	0.04	0.05	0.39	0.08
SiO_2	45.49	0.40	34.51	0.36	46.15	0.64	35.44	1.35	45.11	0.24	35.29	0.35	46.21	0.47	45.93	0.41	45.31	0.59	34.45	0.39	45.70	0.50	34.89	0.12	43.81	0.20	33.94	0.29
CaO	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.03	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02
Cr_2O_3	0.01	0.02	0.03	0.06	0.01	0.02	0.01	0.03	0.01	0.03	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.03	0.07	0.05	0.00	0.00	0.00	0.02
Al_2O_3	34.17	0.58	17.50	0.34	32.45	2.20	19.05	0.35	33.76	0.52	19.58	0.16	33.13	0.89	32.15	0.85	34.56	0.90	18.35	0.48	35.39	0.16	18.90	0.25	31.51	0.07	16.58	0.29
TiO_2	1.55	0.29	3.24	0.19	0.34	0.26	2.32	0.40	0.73	0.17	2.60	0.11	0.10	0.06	0.13	0.07	0.71	0.21	2.53	0.21	0.71	0.08	2.61	0.12	0.10	0.01	3.64	0.19
MgO	0.80	0.19	8.46	0.27	1.04	0.46	3.90	0.93	0.83	0.11	4.37	0.15	0.29	0.03	0.37	0.15	0.74	0.17	7.41	0.25	0.65	0.08	6.87	0.14	1.24	0.02	3.96	0.17
V_2O_3	0.08	0.07	0.21	0.05	0.01	0.03	0.10	0.06	0.03	0.04	0.12	0.08	0.00	0.02	0.00	0.02	0.01	0.03	0.08	0.09	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.21	0.06
Rb_2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17	0.17	0.01	0.03	0.05	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ZnO	0.02	0.05	0.00	0.00	0.01	0.05	0.06	0.11	0.04	0.07	0.04	0.09	0.00	0.00	0.04	0.09	0.00	0.00	0.03	0.09	0.03	0.07	0.03	0.08	0.00	0.00	0.06	0.09
BaO	0.24	0.20	0.15	0.22	0.06	0.12	0.18	0.25	0.10	0.17	0.12	0.20	0.01	0.06	0.03	0.08	0.06	0.13	0.08	0.17	0.21	0.25	0.00	0.00	0.22	0.31	0.07	0.18
F	0.07	0.14	0.38	0.23	0.88	0.53	1.53	0.53	0.70	0.44	1.58	0.24	2.25	0.43	2.20	0.46	0.02	0.07	0.54	0.25	0.00	0.00	0.93	0.12	0.50	0.13	0.63	0.41
Cl	0.04	0.01	0.06	0.01	0.00	0.01	0.02	0.03	0.05	0.02	0.05	0.03	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.03	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.01	0.09	0.03
Total	94.61	0.70	93.89	0.79	95.50	1.00	96.39	1.23	94.28	0.65	94.94	0.89	96.67	0.72	95.89	0.86	93.78	0.86	94.28	1.03	95.15	0.59	96.32	0.64	93.55	0.20	95.03	0.66
Formule générale : $W\,(X,Y)_{2\text{-}3}\,Z_4\,O_{10}\,(OH,Cl,F)_2$																												
Si^{4+} (site T)	3.07	0.02	2.71	0.02	3.15	0.05	2.81	0.07	3.09	0.02	2.81	0.02	3.17	0.03	3.18	0.03	3.07	0.02	2.71	0.02	3.06	0.01	2.72	0.01	3.08	0.01	2.73	0.02
$Al^{3+\,V}$ (site T)	0.93	0.02	1.29	0.02	0.85	0.05	1.19	0.07	0.91	0.02	1.19	0.02	0.83	0.03	0.82	0.03	0.93	0.02	1.29	0.02	0.94	0.01	1.28	0.01	0.92	0.01	1.27	0.02
□ vacance	0.99	0.01	0.13	0.02	0.82	0.10	0.07	0.06	0.88	0.07	0.11	0.02	0.60	0.09	0.59	0.09	0.98	0.02	0.11	0.03	0.98	0.00	0.07	0.01	0.81	0.03	0.07	0.04
Ti^{4+} (site M)	0.08	0.01	0.19	0.01	0.02	0.01	0.14	0.02	0.04	0.01	0.16	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.04	0.01	0.15	0.01	0.04	0.00	0.15	0.01	0.01	0.00	0.22	0.01
Cr^{3+} (site M)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V^{3+} (site M)	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Al^{3+} (site M)	1.78	0.04	0.33	0.03	1.76	0.10	0.59	0.06	1.82	0.02	0.64	0.03	1.84	0.03	1.81	0.03	1.84	0.04	0.42	0.03	1.84	0.01	0.45	0.02	1.70	0.01	0.30	0.03
Fe_t (site M)	0.06	0.01	1.28	0.03	0.19	0.09	1.57	0.15	0.10	0.02	1.41	0.03	0.19	0.03	0.22	0.03	0.07	0.02	1.36	0.05	0.07	0.01	1.42	0.01	0.31	0.01	1.76	0.03
Mg^{2+} (site M)	0.08	0.02	0.99	0.03	0.11	0.05	0.46	0.10	0.09	0.01	0.52	0.02	0.03	0.00	0.04	0.02	0.07	0.02	0.87	0.03	0.06	0.01	0.80	0.02	0.13	0.00	0.47	0.02
Mn^{2+} (site M)	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.06	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00	0.03	0.01
Zn^{2+} (site M)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Ba^{2+} (site I)	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
Rb^{+} (site I)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca^{2+} (site I)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na^{+} (site I)	0.06	0.01	0.02	0.01	0.04	0.02	0.01	0.01	0.07	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01	0.04	0.01	0.08	0.02	0.02	0.01	0.08	0.01	0.01	0.01	0.04	0.00	0.02	0.01
K^{+} (site I)	0.91	0.01	0.95	0.02	0.93	0.03	0.93	0.03	0.92	0.02	0.95	0.02	0.94	0.02	0.93	0.03	0.91	0.05	0.95	0.02	0.90	0.01	0.95	0.01	0.95	0.01	0.94	0.02
F	0.01	0.03	0.10	0.06	0.19	0.12	0.38	0.13	0.15	0.10	0.40	0.06	0.49	0.09	0.48	0.10	0.00	0.02	0.13	0.06	0.00	0.00	0.23	0.03	0.11	0.03	0.16	0.11
Cl	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
OH	1.98	0.03	1.90	0.06	1.81	0.12	1.61	0.13	1.84	0.10	1.59	0.06	1.51	0.09	1.52	0.10	1.99	0.02	1.86	0.06	2.00	0.00	1.77	0.03	1.88	0.03	1.83	0.11
(Fe)/(Fe+Mg)	0.43	0.04	0.56	0.01	0.64	0.08	0.77	0.06	0.55	0.02	0.73	0.01	0.86	0.01	0.86	0.05	0.47	0.07	0.61	0.01	0.52	0.04	0.64	0.01	0.70	0.00	0.79	0.01

Annexe B-6: Analyses microsonde et formules structurales des micas dioctaédriques des sills de granites, pegmatites et/ou aplites, veines intermédiaires et veines minéralisées Au et Sn-W du secteur d'étude (fichier sur le cédérom).

Annexe B-7: Moyenne et écart-type (E.T.) des compositions et des formules structurales des micas dioctaédriques des sills de granites, pegmatites et/ou aplites, veines intermédiaires et veines minéralisées Au et Sn-W du secteur d'étude

| Minéralisation | (Sn-W) | | |

Annexe B-9: Moyenne et écart-type (E.T.) des compositions et des formules structurales des arsénopyrites de Brués.

	Beariz (Stock. Magros) fentes de tension Qtz-Kfs-Apy				Beariz Mina Soriana filons Apy1				Beariz Mina Soriana filons Apy2				Mines de Brués, filons Ouest traverse d'un grain				Mines de Brués filons du flanc Ouest				Mines de Brués filons du flanc Est			
Pds. %	**Moy.**	E.T.	Max.	Min.	**Moy.**	E.T.	Max.	Min.	**Moy.**	E.T.	Max.	Min.	**Moy.**	E.T.	Max.	Min.	**Moy.**	E.T.	Max.	Min.	**Moy.**	E.T.	Max.	Min.
Co	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.01**	0.03	0.07	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.01	0.08	0.00	**0.01**	0.02	0.07	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
S	**18.73**	0.25	18.94	18.45	**18.82**	0.18	19.03	18.59	**19.78**	0.28	20.14	19.25	**19.66**	0.24	20.86	19.04	**19.78**	0.22	20.42	19.39	**19.80**	0.22	20.35	19.42
Fe	**33.70**	0.28	34.01	33.33	**33.77**	0.47	34.61	33.25	**34.01**	0.39	34.63	33.36	**33.89**	0.21	34.53	32.17	**33.77**	0.23	34.14	33.31	**32.95**	0.23	33.50	32.56
Sb	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.01	0.07	0.00	**0.01**	0.04	0.18	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
As	**48.31**	0.36	48.63	47.81	**47.57**	0.30	48.06	47.04	**46.18**	0.43	46.85	45.47	**45.87**	0.34	48.37	44.79	**45.80**	0.38	46.48	44.99	**45.75**	0.32	46.36	44.96
Ni	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.05	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Au	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Se	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.02**	0.04	0.13	0.00	**0.00**	0.02	0.10	0.00
Total	**100.75**	0.34	101.12	100.41	**100.16**	0.55	101.23	99.61	**99.97**	0.41	100.58	99.18	**99.42**	0.39	101.09	97.08	**99.40**	0.50	100.27	98.37	**98.51**	0.29	99.30	98.04
Formule générale arsénopyrite: $(Fe,Co,Ni,Au)_x(As,Sb)_y(S,Se)_z$ avec x + y + z = 3, normalisation sur nombre d'atomes = 3																								
Fe	**1.00**	0.01	1.01	1.00	**1.01**	0.01	1.02	1.00	**1.00**	0.01	1.01	0.99	**1.01**	0.01	1.02	0.97	**1.00**	0.01	1.01	0.99	**0.99**	0.00	1.00	0.98
Co	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Ni	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Au	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
x	**1.00**	0.01	1.01	1.00	**1.01**	0.01	1.02	1.00	**1.00**	0.01	1.01	0.99	**1.01**	0.01	1.02	0.97	**1.00**	0.01	1.01	0.99	**0.99**	0.00	1.00	0.98
As	**1.05**	0.01	1.06	1.04	**1.04**	0.01	1.05	1.02	**1.00**	0.01	1.02	0.98	**1.00**	0.01	1.04	0.97	**0.99**	0.01	1.01	0.98	**1.00**	0.01	1.02	0.98
Sb	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
y	**1.05**	0.01	1.06	1.04	**1.04**	0.01	1.05	1.02	**1.00**	0.01	1.02	0.98	**1.00**	0.01	1.04	0.97	**0.99**	0.01	1.01	0.98	**1.00**	0.01	1.02	0.98
S	**0.95**	0.01	0.96	0.94	**0.96**	0.01	0.97	0.95	**1.00**	0.01	1.02	0.98	**1.00**	0.01	1.04	0.97	**1.00**	0.01	1.03	0.99	**1.01**	0.01	1.03	1.00
Se	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
z	**0.95**	0.01	0.96	0.94	**0.96**	0.01	0.97	0.95	**1.00**	0.01	1.02	0.98	**1.00**	0.01	1.04	0.97	**1.00**	0.01	1.03	0.99	**1.01**	0.01	1.03	1.00
Σ	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00
Fe (at. %)	**33.331**	0.175	33.558	33.17	**33.506**	0.337	33.974	33.177	**33.463**	0.250	33.828	32.958	**33.518**	0.182	34.117	32.244	**33.380**	0.185	33.768	33.045	**32.850**	0.144	33.193	32.560
As (at. %)	**34.979**	0.347	35.425	34.60	**34.552**	0.261	34.900	34.151	**33.260**	0.403	33.945	32.518	**33.211**	0.270	34.806	32.428	**33.145**	0.223	33.553	32.600	**33.388**	0.307	33.922	32.645
S (at. %)	**31.689**	0.331	32.025	31.40	**31.933**	0.252	32.276	31.533	**33.277**	0.396	34.003	32.651	**33.268**	0.310	34.779	32.257	**33.449**	0.324	34.252	33.020	**33.760**	0.280	34.471	33.311
(As+Sb)/S	**1.104**	0.022	1.128	1.080	**1.082**	0.013	1.107	1.070	**1.000**	0.023	1.038	0.966	**0.998**	0.017	1.079	0.948	**0.991**	0.015	1.016	0.953	**0.989**	0.017	1.018	0.947

Annexe B-10: Analyses microsonde et formules structurales de l'électrum, bismuthinite, tétradymite, protojoseïte, paarite, ingodite-aleksite, pyrite et pyrrhotite de Brués (fichier sur le cédérom).

Annexe B-11: Moyenne et écart-type (E.T.) des compositions et des formules structurales de l'électrum, bismuthinite, tétradymite, protojoseïte, pyrite et pyrrhotite de Brués. Composition et formule structurale de la paarite et de l'ingodite-aleksite.

Minéral	Electrum (n = 12)			Paarite	Bismuthinite (n = 19)			Tetradymite	Ingodite - Aleksite	Protojoseïte (n = 6)			Pyrite (n = 38)			Pyrrhotite (n = 6)		
	Moy.	E.T.	Max.	Min.	(n = 1)	Moy.	E.T.	Max.	Min.	(n = 1)	(n = 1)	Moy.	E.T.	Max.	Min.	Moy.	E.T.	Max.	Min.	Moy.	E.T.	Max.	Min.
Cu	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**3.99**	**0.34**	0.18	0.81	0.08	**0.00**	**0.00**	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.02	0.00	**0.01**	0.02	0.04	0.00
S	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**17.42**	**19.27**	0.82	20.91	17.05	**5.47**	**6.25**	**2.84**	0.19	3.18	2.61	**52.86**	0.64	54.16	51.43	**39.37**	0.17	39.63	39.11
Fe	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	**0.15**	0.24	0.78	0.00	**0.51**	**0.00**	**0.54**	0.56	1.28	0.00	**45.60**	0.50	46.40	43.86	**58.39**	0.29	58.81	57.98
Hg	**1.95**	0.20	2.48	1.75	**0.00**	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	**0.00**	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.02**	0.06	0.21	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
As	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	**0.13**	0.19	0.93	0.00	**0.00**	**0.00**	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.46**	0.47	1.55	0.00	**0.08**	0.04	0.15	0.03
Zn	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	**0.00**	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.02	0.00	**0.02**	0.04	0.09	0.00
Pb	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**16.09**	**1.23**	0.59	2.99	0.24	**3.12**	**27.01**	**1.22**	1.16	3.30	0.32	**0.05**	0.08	0.23	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Co	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	**0.00**	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.01**	0.04	0.22	0.00	**0.07**	0.02	0.10	0.05
Sb	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	**6.43**	5.15	17.78	0.00	**0.18**	**0.00**	**0.28**	0.26	0.74	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Se	**0.02**	0.04	0.10	0.00	**0.00**	**0.01**	0.02	0.08	0.00	**0.24**	**0.15**	**0.86**	0.45	1.34	0.17	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Au	**85.27**	3.26	89.77	79.61	**0.00**	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	**0.00**	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Ag	**12.36**	3.21	18.90	8.67	**0.00**	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	**0.00**	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.01	0.03	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Ni	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	**0.00**	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Te	**0.02**	0.05	0.14	0.00	**0.00**	**0.01**	0.04	0.16	0.00	**27.01**	**15.83**	**21.50**	1.04	23.23	20.76	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
W	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	**0.00**	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Bi	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**60.63**	**71.84**	5.71	80.64	59.50	**63.83**	**51.07**	**73.35**	1.01	74.98	71.94	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Cd	**0.02**	0.06	0.23	0.00	**0.00**	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	**0.00**	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Mo	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	**0.07**	0.12	0.38	0.00	**0.00**	**0.00**	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Sn	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	**0.01**	0.03	0.12	0.00	**0.00**	**0.00**	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Total	**99.64**	1.22	101.32	97.67	**98.12**	**99.50**	0.90	101.59	97.89	**100.36**	**100.31**	**100.59**	0.58	101.56	99.84	**99.02**	0.82	100.54	96.86	**97.93**	0.25	98.27	97.58

Normalisation	2 atomes				21,6 atomes	5 atomes				5 atomes	2 atomes	7 atomes				3 atomes				S = 1 atome			
Cu	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**1.39**	**0.03**	0.01	0.07	0.01	**0.00**	**0.00**	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Fe	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	**0.01**	0.02	0.07	0.00	**0.06**	**0.00**	**0.10**	0.11	0.25	0.00	**0.99**	0.01	1.01	0.97	**0.85**	0.01	0.86	0.84
Pb	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**1.72**	**0.03**	0.01	0.07	0.01	**0.11**	**0.37**	**0.06**	0.06	0.18	0.02	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Bi	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**6.44**	**1.70**	0.19	1.99	1.29	**2.13**	**0.70**	**3.86**	0.07	3.94	3.76	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Sb	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	**0.25**	0.20	0.66	0.00	**0.01**	**0.00**	**0.03**	0.02	0.07	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Te	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**1.48**	**0.36**	**1.85**	0.09	2.02	1.78	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
S	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**12.05**	**2.96**	0.03	3.00	2.84	**1.19**	**0.56**	**0.97**	0.06	1.07	0.88	**2.00**	0.01	2.01	1.98	**1.00**	0.00	1.00	1.00
Se	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.02**	**0.01**	**0.12**	0.06	0.19	0.02	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Mo	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	**0.00**	0.01	0.02	0.00	**0.00**	**0.00**	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Au	**1.55**	0.09	1.66	1.37	**0.00**	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	**0.00**	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
As	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	**0.01**	0.01	0.07	0.00	**0.00**	**0.00**	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.01**	0.01	0.03	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Sn	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	**0.00**	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Ag	**0.41**	0.10	0.60	0.30	**0.00**	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	**0.00**	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Hg	**0.03**	0.00	0.04	0.03	**0.00**	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	**0.00**	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Zn	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	**0.00**	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Cd	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	**0.00**	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Σ	**2.00**	0.00	2.00	1.99	**21.60**	**5.00**	0.00	5.00	5.00	**5.00**	**2.00**	**7.00**	0.00	9.00	9.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**1.85**	0.01	1.86	1.84

Annexe B-12: Analyses microsonde et formules structurales des différents types de chlorites associées à l'hydrothermalisme de Brués, Beariz et chlorites métamorphiques de Couso (fichier sur le cédérom).

Annexe B-13: Moyenne et écart-type (E.T.) des compositions et des formules structurales des chlorites de Brués, Beariz et chlorites métamorphiques de Couso.

Encaissant	Veine à Q2a, Tur, Chl, Apy, Ms, au contact dyke / micaschiste		Eponte micaschiste hydrothermalisé		Micaschiste hydrothermalisé		Micaschiste à veines à Chl, contact pegmatite G2		Eponte granitique hydrothermalisée		Micaschistes encaissant de pegmatites Sn-Ta-Nb, mines de Couso	
Nb. Analyses	n = 30		n = 17		n 21		n = 22		n = 20, n° = 17		n = 2	
Moyennes	Moy.	E.T.	Moy.	E.T.	Moy.	E.T.	Moy.	E.T.	Moy.	E.T.	Moy.	E.T.
SiO_2	24.83	0.48	25.05	0.27	24.56	0.44	24.83	0.35	25.96	0.29	23.29	0.03
TiO_2	0.03	0.04	0.05	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.07	0.05	0.08	0.01
Al_2O_3	21.38	0.50	21.09	0.24	21.83	0.36	22.41	0.26	20.78	0.36	23.84	0.11
FeO	29.33	0.59	28.93	0.57	28.58	0.46	27.43	0.64	29.60	0.75	29.55	0.34
MnO	0.51	0.13	0.42	0.10	0.57	0.08	0.62	0.09	0.50	0.09	0.27	0.10
MgO	11.74	0.38	11.97	0.27	11.66	0.31	12.77	0.29	11.63	0.54	10.06	0.10
CaO	0.02	0.05	0.03	0.03	0.03	0.04	0.02	0.03	0.04	0.04	0.02	0.03
Na_2O	0.01	0.01	0.01	0.02	0.04	0.04	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02
K_2O	0.02	0.05	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.01	0.02	0.05	0.00	0.00
Cr_2O_3	0.01	0.03	0.04	0.05	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02
V_2O_3	0.01	0.03	0.01	0.03	0.01	0.03	0.01	0.02	0.02	0.03	-	-
BaO	0.04	0.10	0.01	0.06	0.08	0.14	0.04	0.08	0.07	0.12	-	-
ZnO	0.02	0.06	0.02	0.06	0.03	0.08	0.03	0.07	0.01	0.03	0.03	0.04
CuO	0.01	0.04	0.00	0.00	0.03	0.06	0.01	0.03	0.00	0.00	-	-
NiO	0.00	0.02	0.02	0.04	0.02	0.05	0.01	0.03	0.00	0.00	-	-
F	0.08	0.13	0.14	0.14	0.08	0.11	0.11	0.12	0.06	0.12	0.25	0.05
Cl	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	-	-
Total	88.05	0.77	87.82	0.69	87.59	0.73	88.36	0.67	88.78	0.51	87.42	0.43
Formule générale: $(R^{2+}_u R^{3+}_y \square_z)^{VI} (Si_{4-x} Al_x)^{IV} O_{10+w} (OH)_{8-w}$, de Cariat et al. (1993) modifié d'après Wiewióra et Weiss (1990)												
Fe^{2+}	2.64	0.05	2.61	0.05	2.58	0.05	2.44	0.06	2.64	0.07	2.69	0.02
Mn^{2+}	0.05	0.01	0.04	0.01	0.05	0.01	0.06	0.01	0.05	0.01	0.03	0.01
Mg^{2+}	1.89	0.05	1.93	0.04	1.88	0.04	2.02	0.04	1.85	0.09	1.63	0.01
Ca^{2+}	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba^{2+}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Zn^{2+}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Cu^{2+}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni^{2+}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al^{3+}	1.39	0.04	1.39	0.03	1.44	0.03	1.45	0.04	1.38	0.05	1.61	0.01
Cr^{3+}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V^{3+}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
$\square_z$	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04	0.02	0.03	0.04	0.07	0.04	0.04	0.01
K^+	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Na^+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
v	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
Σ u+y (=Σ VI)	5.98	0.03	5.97	0.03	5.96	0.02	5.97	0.04	5.93	0.04	5.96	0.01
Σ u+y+z+v	6.00	0.01	6.00	0.01	6.01	0.01	6.00	0.01	6.00	0.01	6.00	0.01
Si^{4+}	2.68	0.05	2.70	0.02	2.65	0.03	2.64	0.03	2.77	0.03	2.54	0.01
Ti^{4+}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Al^{3+}	1.32	0.05	1.29	0.02	1.34	0.03	1.36	0.03	1.23	0.02	1.46	0.01
Σ IV	4.00	0.00	4.00	0.00	4.00	0.00	4.00	0.00	4.00	0.00	4.00	0.00
OH	7.97	0.05	7.95	0.05	7.97	0.04	7.96	0.04	7.98	0.04	7.91	0.02
F	0.03	0.05	0.05	0.05	0.03	0.04	0.04	0.04	0.02	0.04	0.09	0.02
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Géothermomètre, Cathelineau (1988) modifié par Xie *et al.* (1997)												
Al^{IV}	1.32	0.05	1.29	0.02	1.34	0.03	1.36	0.03	1.23	0.02	1.46	0.01
Σ Fe / Σ R^{2+}	0.58	0.01	0.57	0.01	0.57	0.01	0.54	0.01	0.58	0.01	0.62	0.00
T (°C)	402	29	387	10	418	20	442	18	339	18	470	7

Annexe B-14: Analyses microsonde et formules structurales des différents types de tourmalines associées à l'hydrothermalisme de Brués (fichier sur le cédérom).

Annexe B-15: Moyenne et écart-type (E.T.) des compositions et des formules structurales des différents types de tourmalines de Brués.

Type	Type 1				Type 2				Type 2 - Bande 1 (cœur)				Type 2 - Bandes 2-3 & 2B				Type 2 - Bandes 3A & 3B				Type 2 - Bande 4A				Type 2 - Bande 4A				Type 3 bords				Type 3 cœurs				Type 4				Type 6			
	Moy.	E.T.	Max.	Min.	Moy.	E.T.	Max.	Min.	Moy.	E.T.	Max.	Min.	Moy.	E.T.	Max.	Min.	Moy.	E.T.	Max.	Min.	Moy.	E.T.	Max.	Min.	Moy.	E.T.	Max.	Min.	Moy.	E.T.	Max.	Min.	Moy.	E.T.	Max.	Min.	Moy.	E.T.	Max.	Min.	Moy.	E.T.	Max.	Min.
Wt.%																																										
CaO	**0.12**	0.04	0.20	0.07	**0.22**	0.09	0.35	0.03	**0.11**	0.03	0.21	0.05	**0.28**	0.05	0.38	0.09	**0.26**	0.04	0.34	0.16	**0.27**	0.04	0.35	0.19	**0.26**	0.04	0.35	0.15	**0.27**	0.04	0.35	0.20	**0.53**	0.10	0.64	0.36	**0.25**	0.08	0.39	0.11	**0.12**	0.03	0.15	0.07	**0.28**	0.13	0.53	0.15	**0.15**	0.03	0.17	0.13
Na_2O	**2.03**	0.10	2.28	1.87	**1.98**	0.20	2.25	1.58	**1.66**	0.09	1.90	1.49	**2.08**	0.10	2.26	1.67	**2.11**	0.08	2.54	1.96	**2.07**	0.05	2.19	1.94	**2.07**	0.07	2.20	1.91	**2.11**	0.08	2.27	1.93	**2.05**	0.18	2.17	1.74	**1.96**	0.16	2.13	1.58	**1.40**	0.08	1.51	1.29	**1.87**	0.14	2.11	1.74	**1.50**	0.14	1.60	1.40
K_2O	**0.03**	0.02	0.05	0.00	**0.03**	0.02	0.06	0.00	**0.02**	0.02	0.06	0.00	**0.03**	0.02	0.08	0.00	**0.03**	0.02	0.10	0.00	**0.03**	0.02	0.08	0.00	**0.03**	0.02	0.07	0.00	**0.04**	0.02	0.05	0.00	**0.04**	0.02	0.07	0.00	**0.04**	0.03	0.08	0.01	**0.03**	0.04	0.10	0.00	**0.02**	0.02	0.03	0.00
MgO	**5.46**	0.23	5.89	5.09	**5.02**	0.26	5.26	4.11	**5.18**	0.11	5.56	5.01	**5.12**	0.21	6.39	5.05	**5.02**	0.23	6.85	5.44	**5.52**	0.12	6.55	5.42	**5.79**	0.12	6.55	5.42	**5.77**	0.14	6.02	5.46	**6.28**	1.05	7.27	5.02	**5.34**	0.27	5.70	4.95	**4.94**	0.27	5.26	4.52	**4.84**	0.24	5.82	5.26	**4.84**	0.04	4.97	4.91
FeO	**7.31**	0.23	7.80	6.93	**7.52**	0.26	7.86	6.93	**7.43**	0.11	7.96	7.11	**7.43**	0.21	8.65	7.11	**7.44**	0.23	8.80	7.16	**7.44**	0.23	8.58	7.16	**7.44**	0.23	8.58	7.16	**7.44**	0.24	8.32	7.22	**7.39**	0.26	8.16	7.05	**7.47**	0.27	8.58	7.22	**7.39**	0.25	8.14	7.17	**7.38**	0.24	8.82	7.78	**8.20**	0.07	8.30	8.26
MnO	**0.11**	0.03	0.18	0.00	**0.11**	0.05	0.22	0.03	**0.11**	0.05	0.22	0.03	**0.09**	0.06	0.26	0.00	**0.12**	0.06	0.28	0.00	**0.11**	0.06	0.23	0.00	**0.11**	0.07	0.24	0.00	**0.13**	0.06	0.23	0.00	**0.10**	0.06	0.22	0.00	**0.08**	0.05	0.14	0.00	**0.08**	0.05	0.14	0.00	**0.08**	0.04	0.10	0.00	**0.08**	0.07	0.00	0.00
Al_2O_3	**34.17**	0.38	34.70	33.22	**33.87**	0.70	35.22	33.01	**35.05**	0.24	35.42	34.31	**33.69**	0.27	34.36	32.85	**33.79**	0.23	34.17	33.14	**33.91**	0.26	34.37	33.33	**33.72**	0.23	34.20	33.23	**33.60**	0.27	34.44	33.13	**32.34**	0.51	32.98	31.89	**33.93**	0.78	35.38	32.60	**34.20**	0.26	34.61	33.94	**32.62**	0.58	33.58	31.99	**33.41**	0.14	33.51	33.31
Cr_2O_3	**0.02**	0.03	0.10	0.00	**0.02**	0.03	0.10	0.00	**0.02**	0.02	0.08	0.00	**0.01**	0.03	0.12	0.00	**0.01**	0.02	0.10	0.00	**0.01**	0.02	0.08	0.00	**0.01**	0.02	0.07	0.00	**0.01**	0.02	0.08	0.00	**0.02**	0.04	0.09	0.00	**0.02**	0.04	0.13	0.00	**0.01**	0.02	0.06	0.00	**0.01**	0.01	0.01	0.01	**0.01**	0.01	0.01	0.00
V_2O_3	**0.05**	0.06	0.17	0.00	**0.03**	0.04	0.15	0.00	**0.03**	0.04	0.14	0.00	**0.02**	0.03	0.09	0.00	**0.02**	0.03	0.09	0.00	**0.02**	0.03	0.10	0.00	**0.03**	0.04	0.15	0.00	**0.02**	0.03	0.09	0.00	**0.02**	0.03	0.09	0.00	**0.04**	0.04	0.12	0.00	**0.04**	0.05	0.11	0.00	**0.03**	0.04	0.09	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
TiO_2	**0.93**	0.32	1.49	0.60	**0.65**	0.25	0.97	0.19	**0.37**	0.08	0.62	0.21	**0.82**	0.09	0.97	0.53	**0.68**	0.07	0.81	0.48	**0.86**	0.07	1.02	0.74	**0.85**	0.06	1.01	0.71	**0.88**	0.06	1.00	0.76	**1.02**	0.13	1.23	0.92	**0.62**	0.18	0.87	0.25	**0.17**	0.12	0.28	0.00	**0.44**	0.31	0.80	0.07	**0.13**	0.06	0.17	0.09
SiO_2	**36.91**	0.32	37.50	36.08	**37.03**	0.29	37.55	36.63	**36.79**	0.19	37.21	36.35	**36.29**	0.19	36.72	35.88	**36.43**	0.26	38.04	35.89	**36.56**	0.16	36.89	36.23	**36.54**	0.20	37.00	35.99	**36.77**	0.37	38.17	36.08	**36.82**	0.57	37.55	35.95	**36.85**	0.28	37.16	36.19	**37.20**	0.08	37.32	37.13	**36.99**	0.18	37.32	36.75	**36.19**	0.10	36.26	36.12
P_2O_5	**0.01**	0.01	0.04	0.00	**0.01**	0.02	0.06	0.00	**0.01**	0.01	0.06	0.00	**0.01**	0.02	0.06	0.00	**0.01**	0.01	0.05	0.00	**0.01**	0.01	0.05	0.00	**0.01**	0.01	0.06	0.00	**0.01**	0.01	0.06	0.00	**0.01**	0.01	0.02	0.00	**0.01**	0.01	0.05	0.00	**0.01**	0.02	0.04	0.00	**0.01**	0.01	0.03	0.00	**0.02**	0.02	0.03	0.00
SnO_2	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.02**	0.03	0.08	0.00	**0.03**	0.04	0.17	0.00	**0.03**	0.05	0.16	0.00	**0.02**	0.04	0.16	0.00	**0.02**	0.04	0.12	0.00	**0.02**	0.04	0.17	0.00	**0.03**	0.05	0.19	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
BaO	**0.06**	0.11	0.32	0.00	**0.04**	0.06	0.22	0.00	**0.04**	0.08	0.30	0.00	**0.04**	0.03	0.09	0.00	**0.04**	0.07	0.23	0.00	**0.04**	0.07	0.23	0.00	**0.05**	0.08	0.34	0.00	**0.09**	0.13	0.47	0.00	**0.07**	0.11	0.26	0.00	**0.07**	0.13	0.32	0.00	**0.01**	0.01	0.03	0.00	**0.05**	0.06	0.18	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Rb_2O	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.04**	0.04	0.13	0.00	**0.03**	0.02	0.09	0.00	**0.04**	0.03	0.13	0.00	**0.03**	0.03	0.12	0.00	**0.03**	0.03	0.10	0.00	**0.03**	0.03	0.10	0.00	**0.03**	0.03	0.08	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
ZnO	**0.07**	0.07	0.21	0.00	**0.09**	0.08	0.21	0.00	**0.11**	0.10	0.45	0.00	**0.08**	0.08	0.26	0.00	**0.09**	0.10	0.38	0.00	**0.08**	0.09	0.34	0.00	**0.08**	0.07	0.25	0.00	**0.07**	0.07	0.23	0.00	**0.01**	0.02	0.04	0.00	**0.05**	0.07	0.21	0.00	**0.09**	0.10	0.28	0.00	**0.04**	0.06	0.09	0.00	**0.04**	0.06	0.09	0.00
F	**0.30**	0.24	0.95	0.00	**0.34**	0.24	0.79	0.00	**0.20**	0.16	0.52	0.00	**0.30**	0.22	0.83	0.00	**0.27**	0.18	0.65	0.00	**0.28**	0.20	0.67	0.00	**0.32**	0.17	0.61	0.00	**0.28**	0.19	0.60	0.00	**0.77**	0.50	1.43	0.36	**0.61**	0.41	1.06	0.00	**0.08**	0.12	0.30	0.00	**0.26**	0.16	0.47	0.06	**0.03**	0.05	0.07	0.00
Cl	**0.01**	0.02	0.04	0.00	**0.00**	0.01	0.02	0.00	**0.00**	0.01	0.02	0.00	**0.00**	0.01	0.02	0.00	**0.00**	0.00	0.02	0.00	**0.00**	0.00	0.02	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.01	0.03	0.00	**0.00**	0.01	0.02	0.00	**0.00**	0.02	0.02	0.00	**0.02**	0.01	0.03	0.00	**0.02**	0.02	0.06	0.00
Total sonde	**87.52**	0.59	88.54	86.93	**87.43**	0.40	88.06	86.58	**87.16**	0.42	87.87	86.04	**87.16**	0.59	88.83	86.39	**87.39**	0.52	89.14	86.22	**87.49**	0.50	88.67	86.39	**87.49**	0.41	88.49	86.74	**87.85**	0.61	89.95	86.60	**87.88**	1.19	89.15	86.01	**87.76**	0.74	88.56	86.47	**87.31**	0.43	87.89	86.57	**86.40**	0.67	87.61	85.54	**84.93**	0.03	84.95	84.91

Tourmalines: X $Y_3Z_6[T_6O_{18}](BO_3)_3 V_3 W$. Hawthorne and Henry, 1999 ; Normalisation à 15 cations sans ceux du site X, Hawthorne et al., 1993

X																																											
Ca^{2+}	**0.02**	0.01	0.03	0.01	**0.04**	0.02	0.06	0.00	**0.02**	0.01	0.04	0.01	**0.05**	0.01	0.07	0.02	**0.04**	0.01	0.06	0.03	**0.05**	0.01	0.06	0.03	**0.04**	0.01	0.06	0.03	**0.09**	0.02	0.11	0.06	**0.04**	0.01	0.07	0.02	**0.02**	0.01	0.03	0.01	**0.05**	0.02	0.09	0.03	**0.03**	0.00	0.03	0.02
Na^+	**0.64**	0.03	0.73	0.59	**0.62**	0.06	0.71	0.49	**0.52**	0.03	0.60	0.47	**0.66**	0.03	0.71	0.53	**0.67**	0.03	0.80	0.62	**0.65**	0.02	0.69	0.60	**0.66**	0.02	0.71	0.61	**0.65**	0.06	0.70	0.55	**0.62**	0.05	0.68	0.49	**0.44**	0.03	0.48	0.41	**0.60**	0.04	0.67	0.55	**0.49**	0.05	0.52	0.45
K^+	**0.01**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.01**	0.00	0.02	0.00	**0.01**	0.00	0.02	0.00	**0.01**	0.00	0.02	0.00	**0.01**	0.00	0.01	0.00	**0.01**	0.00	0.01	0.00	**0.01**	0.00	0.01	0.00	**0.01**	0.01	0.02	0.00	**0.01**	0.01	0.02	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00
□	**0.33**	0.04	0.40	0.24	**0.32**	0.08	0.50	0.23	**0.45**	0.03	0.50	0.34	**0.27**	0.04	0.43	0.20	**0.27**	0.03	0.34	0.13	**0.28**	0.02	0.33	0.23	**0.27**	0.03	0.32	0.20	**0.25**	0.05	0.33	0.21	**0.32**	0.06	0.48	0.27	**0.53**	0.03	0.57	0.49	**0.35**	0.06	0.42	0.24	**0.48**	0.05	0.52	0.45
Ba^{2+}	**0.00**	0.01	0.02	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.02	0.00	**0.00**	0.01	0.03	0.00	**0.01**	0.01	0.04	0.00	**0.00**	0.01	0.02	0.00	**0.00**	0.01	0.02	0.00	**0.00**	0.01	0.02	0.00	**0.00**	0.00	0.02	0.00	**0.00**	0.00	0.02	0.00	**0.00**	0.00	0.02	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Rb	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.01**	0.01	0.03	0.00	**0.01**	0.01	0.02	0.00	**0.01**	0.01	0.03	0.00	**0.01**	0.01	0.03	0.00	**0.01**	0.01	0.03	0.00	**0.01**	0.01	0.02	0.00	**0.00**	0.00	0.02	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Σ	**1.00**	0.00	1.00	1.00	**1.00**	0.00	1.00	1.00	**1.00**	0.00	1.00	1.00	**1.00**	0.00	1.00	1.00	**1.00**	0.00	1.00	1.00	**1.00**	0.00	1.00	1.00	**1.00**	0.00	1.00	1.00	**1.00**	0.00	1.00	1.00	**1.00**	0.00	1.00	1.00	**1.00**	0.00	1.00	1.00	**1.00**	0.00	1.00	1.00	**1.00**	0.00	1.00	1.00	**1.00**	0.00	1.00	1.00
V3																																											
Li^+	**0.02**	0.02	0.09	0.00	**0.03**	0.03	0.08	0.00	**0.01**	0.01	0.04	0.00	**0.00**	0.00	0.02	0.00	**0.01**	0.01	0.10	0.00	**0.00**	0.00	0.02	0.00	**0.01**	0.01	0.02	0.00	**0.01**	0.01	0.05	0.00	**0.03**	0.04	0.07	0.00	**0.02**	0.03	0.09	0.00	**0.08**	0.02	0.12	0.05	**0.11**	0.03	0.14	0.07	**0.06**	0.01	0.07	0.06
Mg^{2+}	**1.32**	0.06	1.41	1.23	**1.41**	0.09	1.52	1.23	**1.25**	0.03	1.35	1.21	**1.44**	0.05	1.53	1.23	**1.46**	0.05	1.65	1.33	**1.41**	0.03	1.49	1.34	**1.39**	0.03	1.44	1.33	**1.40**	0.03	1.45	1.32	**1.53**	0.24	1.76	1.21	**1.30**	0.07	1.38	1.13	**0.92**	0.07	0.99	0.82	**1.36**	0.06	1.43	1.29	**1.01**	0.01	1.02	1.00
Fe^{2+}	**0.99**	0.04	1.09	0.93	**0.97**	0.03	1.06	0.91	**1.01**	0.03	1.09	0.95	**1.02**	0.04	1.20	0.92	**1.00**	0.02	1.05	0.95	**1.04**	0.03	1.13	0.98	**1.05**	0.03	1.13	0.97	**1.07**	0.18	1.39	0.95	**1.07**	0.06	1.22	1.01	**1.38**	0.06	1.46	1.33	**1.13**	0.04	1.18	1.08	**1.31**	0.03	1.33	1.30
Mn^{2+}	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.02**	0.01	0.03	0.00	**0.02**	0.01	0.03	0.00	**0.01**	0.01	0.03	0.00	**0.01**	0.01	0.03	0.00	**0.02**	0.01	0.03	0.00	**0.02**	0.01	0.03	0.00	**0.01**	0.01	0.04	0.00	**0.01**	0.01	0.02	0.00	**0.01**	0.01	0.02	0.00	**0.00**	0.01	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Al^{3+}	**0.54**	0.06	0.61	0.37	**0.48**	0.11	0.68	0.37	**0.66**	0.04	0.73	0.55	**0.42**	0.05	0.59	0.33	**0.41**	0.04	0.49	0.27	**0.45**	0.04	0.51	0.35	**0.44**	0.03	0.51	0.38	**0.40**	0.04	0.46	0.33	**0.23**	0.14	0.45	0.10	**0.58**	0.03	0.64	0.54	**0.34**	0.11	0.49	0.21	**0.60**	0.02	0.61	0.58
Ti^{4+}	**0.11**	0.03	0.18	0.07	**0.08**	0.03	0.12	0.02	**0.04**	0.01	0.08	0.02	**0.10**	0.01	0.12	0.07	**0.08**	0.01	0.10	0.06	**0.10**	0.01	0.13	0.09	**0.10**	0.01	0.12	0.09	**0.11**	0.01	0.12	0.09	**0.13**	0.02	0.15	0.11	**0.08**	0.02	0.11	0.03	**0.02**	0.01	0.03	0.00	**0.05**	0.04	0.10	0.01	**0.02**	0.01	0.02	0.01
Zn^{2+}	**0.01**	0.01	0.03	0.00	**0.01**	0.01	0.03	0.00	**0.01**	0.01	0.05	0.00	**0.01**	0.01	0.03	0.00	**0.01**	0.01	0.05	0.00	**0.01**	0.01	0.04	0.00	**0.01**	0.01	0.03	0.00	**0.01**	0.01	0.03	0.00	**0.00**	0.00	0.02	0.00	**0.01**	0.01	0.03	0.00	**0.00**	0.00	0.03	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Σ	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00
Z6																																											
Mg^{2+}	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Al^{3+}	**6.00**	0.00	6.00	6.00	**6.00**	0.00	6.00	6.00	**6.00**	0.00	6.00	6.00	**6.00**	0.00	6.00	6.00	**6.00**	0.00	6.00	6.00	**6.00**	0.00	6.00	6.00	**6.00**	0.00	6.00	6.00	**6.00**	0.00	6.00	6.00	**6.00**	0.00	6.00	6.00	**6.00**	0.00	6.00	6.00	**6.00**	0.00	6.00	6.00	**6.00**	0.00	6.00	6.00	**6.00**	0.00	6.00	6.00
Fe^{3+}	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
V^{3+}	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.02	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.02	0.00	**0.00**	0.00	0.02	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.02	0.00	**0.00**	0.01	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Cr^{3+}	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.02	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.02	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Σ	**6.01**	0.01	6.02	6.00	**6.00**	0.01	6.02	6.00	**6.01**	0.01	6.02	6.00	**6.00**	0.00	6.02	6.00	**6.00**	0.00	6.02	6.00	**6.00**	0.00	6.02	6.00	**6.00**	0.00	6.02	6.00	**6.00**	0.00	6.02	6.00	**6.00**	0.00	6.01	6.00	**6.00**	0.00	6.01	6.00	**6.00**	0.00	6.01	6.00	**6.00**	0.00	6.00	6.00	**6.00**	0.00	6.00	6.00
T6																																											
Si^{4+}	**6.00**	0.03	6.08	5.93	**6.02**	0.04	6.08	5.95	**5.96**	0.03	6.04	5.89	**5.93**	0.03	6.00	5.84	**5.93**	0.03	6.09	5.86	**5.95**	0.03	6.01	5.90	**5.96**	0.03	6.02	5.90	**5.97**	0.04	6.05	5.88	**6.02**	0.04	6.07	5.98	**6.01**	0.04	6.09	5.98	**6.07**	0.02	6.12	6.05	**6.10**	0.03	6.14	6.06	**6.06**	0.01	6.07	6.06
Al^{3+}	**0.01**	0.02	0.07	0.00	**0.01**	0.01	0.04	0.00	**0.04**	0.03	0.11	0.00	**0.07**	0.03	0.14	0.00	**0.07**	0.03	0.14	0.00	**0.05**	0.03	0.10	0.00	**0.04**	0.03	0.13	0.00	**0.03**	0.03	0.10	0.00	**0.00**	0.01	0.02	0.00	**0.01**	0.01	0.02	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
B^{3+}	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
P^{5+}	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Sn^{4+}	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Σ	**6.01**	0.02	6.08	6.00	**6.03**	0.03	6.08	6.00	**6.00**	0.01	6.04	6.00	**6.00**	0.00	6.06	6.00	**6.00**	0.00	6.06	6.00	**6.00**	0.00	6.02	6.00	**6.00**	0.00	6.02	6.00	**6.01**	0.01	6.05	6.00	**6.03**	0.03	6.07	6.00	**6.02**	0.03	6.09	6.00	**6.07**	0.02	6.12	6.05	**6.10**	0.03	6.14	6.06	**6.06**	0.01	6.07	6.06
V3																																											
Σ	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00
W																																						

Annexe B-16: Analyses microsonde, formules structurales et moyenne des cassitérites du groupe Marcofán (Mina Vella) et du groupe Magros (Mina Soriana) – Beariz (fichier sur le cédérom).
Annexe B-17: Analyses microsonde et formules structurales de stannite, bismuthinite, pyrite, pyrrhotite et sphalérite des minéralisations de Beariz (fichier sur le cédérom).
Annexe B-18: Moyenne et écart-type (E.T.) des compositions et des formules structurales de stannite, bismuthinite, pyrite, pyrrhotite et sphalérite des minéralisations de Beariz.

Minéral	Stannite (n = 2)				Bismuthinite (n = 19)				Pyrite I (n = 5)				Pyrite II (n = 7)				Pyrrhotite (n = 3)				Sphalérite (n = 8)			
	Moy.	E.T.	Max.	Min.	**Moy.**	E.T.	Max.	Min.	**Moy.**	E.T.	Max.	Min.	**Moy.**	E.T.	Max.	Min.	**Moy.**	E.T.	Max.	Min.	**Moy.**	E.T.	Max.	Min.
Cu	**29.04**	0.02	29.06	29.03	**0.19**	0.34	1.06	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
S	**29.78**	0.25	29.96	29.60	**18.16**	0.65	18.84	16.32	**49.30**	2.76	52.59	45.26	**53.45**	0.21	53.69	53.19	**38.91**	0.60	39.59	38.47	**33.22**	0.16	33.49	32.99
Fe	**12.28**	0.05	12.32	12.25	**0.29**	0.32	1.03	0.00	**44.09**	1.45	45.15	41.70	**46.15**	0.33	46.74	45.70	**58.39**	0.54	58.83	57.79	**10.02**	0.33	10.58	9.65
Hg	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.01**	0.06	0.26	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
As	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.18**	0.61	2.64	0.00	**5.44**	2.83	8.66	1.72	**0.20**	0.30	0.79	0.00	**0.03**	0.05	0.08	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Zn	**0.98**	0.00	0.98	0.98	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.12**	0.21	0.36	0.00	**54.75**	0.64	55.39	53.71
Pb	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.53**	0.86	3.26	0.00	**0.04**	0.08	0.18	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.02**	0.05	0.14	0.00
Co	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Sb	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.06**	0.12	0.35	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Se	**0.12**	0.04	0.15	0.09	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.01**	0.02	0.07	0.00
Au	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Ag	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Ni	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Te	**0.26**	0.04	0.29	0.23	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
W	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Bi	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**79.96**	1.57	81.73	75.56	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Cd	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.01**	0.04	0.14	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**1.12**	0.11	1.24	0.89
Mo	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.07**	0.16	0.47	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Sn	**27.61**	0.01	27.62	27.61	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Total	**100.08**	0.20	100.22	99.94	**99.47**	0.95	101.06	97.80	**98.86**	1.82	99.84	95.62	**99.80**	0.40	100.43	99.29	**97.45**	0.33	97.74	97.09	**99.13**	0.56	99.77	98.30
	8 atomes				5 atomes				3 atomes				3 atomes				S = 1 atome				2 atomes			
Normalisation																								
Cu	**1.97**	0.01	1.98	1.96	**0.02**	0.03	0.09	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Fe	**0.95**	0.01	0.95	0.94	**0.03**	0.03	0.09	0.00	**0.99**	0.01	0.99	0.98	**0.99**	0.00	1.00	0.99	**0.86**	0.02	0.87	0.84	**0.17**	0.01	0.18	0.17
Pb	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.01**	0.02	0.08	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Bi	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**1.99**	0.03	2.07	1.91	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Sb	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.01	0.02	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Te	**0.01**	0.00	0.01	0.01	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
S	**4.00**	0.02	4.02	3.99	**2.94**	0.07	3.01	2.72	**1.92**	0.05	1.99	1.86	**2.00**	0.01	2.01	1.99	**1.00**	0.00	1.00	1.00	**1.00**	0.00	1.01	1.00
Se	**0.01**	0.00	0.01	0.01	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Mo	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.01	0.02	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Au	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
As	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.01**	0.04	0.19	0.00	**0.09**	0.05	0.15	0.03	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Sn	**1.00**	0.00	1.00	1.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Ag	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Hg	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Zn	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.81**	0.01	0.82	0.80
Cd	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.01**	0.00	0.01	0.01
Σ	**7.94**	0.00	7.94	7.94	**5.00**	0.00	5.00	4.99	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**1.86**	0.02	1.87	1.84	**2.00**	0.00	2.00	2.00

Annexe B-19: Analyses microsonde et formules structurales des tourmalines de Beariz (fichier sur le cédérom).

Annexe B-20: Moyenne et écart-type (E.T.) des compositions et des formules structurales des tourmalines de Beariz.

Type	Type 1				Type 2				Type 3 coeurs				Type 3 bords				Type 4 coeurs				Type 4 bords				Type 5				Type 6			
	moy	et	max	min	moy	et	max	min	moy	et	max	min	moy	et	max	min	moy	et	max	min	moy	et	max	min	moy	et	max	min	moy	et	max	min
Wt.%																																
CaO	**0.06**	0.04	0.21	0.00	**0.07**	0.06	0.34	0.00	**0.22**	0.22	0.71	0.04	**0.52**	0.23	0.92	0.04	**0.12**	0.05	0.22	0.06	**0.53**	0.02	0.54	0.51	**0.56**	0.17	0.87	0.21	**0.05**	0.05	0.10	0.00
Na2O	**2.07**	0.16	2.27	1.60	**2.10**	0.14	2.30	1.70	**1.94**	0.25	2.26	1.39	**2.23**	0.51	4.42	1.76	**1.46**	0.13	1.66	1.34	**1.81**	0.05	2.07	2.00	**1.72**	0.22	2.12	0.92	**1.68**	0.07	1.74	1.60
K2O	**0.05**	0.02	0.10	0.01	**0.10**	0.08	0.28	0.00	**0.02**	0.03	0.10	0.00	**0.04**	0.02	0.09	0.00	**0.01**	0.02	0.04	0.00	**0.00**	0.03	0.04	0.00	**0.14**	0.67	4.74	0.00	**0.01**	0.01	0.03	0.00
MgO	**0.53**	0.21	0.97	0.08	**2.03**	0.39	3.54	1.37	**4.44**	0.30	4.94	4.05	**4.12**	0.45	4.76	3.11	**2.51**	0.30	3.20	2.22	**3.31**	0.34	4.47	3.99	**5.48**	0.48	6.11	3.65	**2.69**	0.20	2.91	2.43
FeO	**13.63**	0.87	15.02	11.65	**13.66**	0.57	14.95	11.77	**8.93**	1.04	11.38	7.91	**10.92**	0.52	11.91	9.90	**11.50**	0.33	11.91	10.92	**11.05**	0.28	11.00	10.61	**7.71**	0.38	8.23	5.95	**11.72**	0.59	12.49	11.25
MnO	**0.51**	0.11	0.71	0.29	**0.08**	0.08	0.24	0.00	**0.10**	0.09	0.24	0.00	**0.14**	0.07	0.29	0.00	**0.14**	0.06	0.21	0.05	**0.16**	0.03	0.16	0.12	**0.06**	0.05	0.15	0.00	**0.26**	0.08	0.37	0.17
Al2O3	**33.90**	0.83	35.31	31.84	**32.61**	0.62	34.40	31.22	**32.91**	1.14	35.07	30.78	**30.39**	0.94	32.23	27.98	**33.93**	0.36	34.40	33.42	**32.85**	0.05	32.13	32.06	**32.88**	0.61	33.99	31.56	**33.95**	0.40	34.44	33.52
Cr2O3	**0.01**	0.02	0.07	0.00	**0.02**	0.03	0.10	0.00	**0.02**	0.03	0.07	0.00	**0.03**	0.03	0.13	0.00	**0.01**	0.02	0.05	0.00	**0.02**	0.01	0.02	0.00	**0.02**	0.03	0.13	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
V2O3	**0.02**	0.03	0.16	0.00	**0.06**	0.05	0.16	0.00	**0.04**	0.04	0.12	0.00	**0.04**	0.04	0.11	0.00	**0.05**	0.07	0.16	0.00	**0.08**	0.00	0.00	0.00	**0.04**	0.03	0.12	0.00	**0.01**	0.02	0.05	0.00
TiO2	**0.21**	0.12	0.52	0.00	**0.91**	0.34	2.13	0.38	**0.36**	0.19	0.77	0.07	**0.74**	0.22	1.16	0.22	**0.24**	0.14	0.50	0.11	**0.46**	0.01	0.73	0.72	**0.68**	0.26	1.06	0.15	**0.25**	0.12	0.41	0.13
SiO2	**35.53**	0.36	36.15	34.34	**35.47**	0.38	36.17	34.62	**35.89**	0.55	37.12	35.29	**34.95**	0.87	36.06	31.76	**36.34**	0.27	36.86	35.90	**36.01**	0.04	35.90	35.84	**36.55**	0.86	41.71	35.75	**36.90**	0.19	37.06	36.63
P2O5	**0.02**	0.03	0.09	0.00	**0.02**	0.02	0.07	0.00	**0.01**	0.02	0.04	0.00	**0.03**	0.07	0.34	0.00	**0.01**	0.01	0.04	0.00	**0.01**	0.02	0.03	0.01	**0.01**	0.02	0.10	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00
SnO2	**0.02**	0.04	0.15	0.00	**0.02**	0.03	0.10	0.00	**0.02**	0.03	0.12	0.00	**0.02**	0.04	0.15	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.02**	0.03	0.14	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
BaO	**0.07**	0.11	0.35	0.00	**0.06**	0.09	0.37	0.00	**0.08**	0.11	0.26	0.00	**0.04**	0.07	0.25	0.00	**0.14**	0.15	0.42	0.00	**0.21**	0.09	0.12	0.00	**0.05**	0.08	0.39	0.00	**0.08**	0.10	0.23	0.00
Rb2O	**0.00**	0.01	0.04	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.02	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.01	0.02	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.01	0.01	0.00
ZnO	**0.21**	0.14	0.56	0.00	**0.10**	0.10	0.34	0.00	**0.05**	0.08	0.26	0.00	**0.04**	0.08	0.29	0.00	**0.04**	0.08	0.25	0.00	**0.06**	0.09	0.12	0.00	**0.03**	0.06	0.35	0.00	**0.02**	0.04	0.08	0.00
F	**1.17**	0.40	1.94	0.04	**0.80**	0.29	1.53	0.20	**0.77**	0.48	1.76	0.16	**0.70**	0.34	1.33	0.09	**0.36**	0.37	1.06	0.00	**0.59**	0.94	1.74	0.41	**0.29**	0.29	1.31	0.00	**0.36**	0.15	0.55	0.19
Cl	**0.01**	0.02	0.08	0.00	**0.00**	0.01	0.03	0.00	**0.04**	0.06	0.17	0.00	**0.10**	0.23	1.06	0.00	**0.01**	0.02	0.05	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.01**	0.01	0.04	0.00	**0.02**	0.01	0.03	0.00
Total sonde	**88.02**	1.06	90.24	84.93	**88.10**	0.59	89.41	86.87	**85.82**	1.62	88.55	84.13	**85.04**	1.47	87.87	80.57	**86.88**	0.43	87.49	86.22	**86.93**	1.12	88.49	86.91	**86.24**	1.03	90.79	84.13	**88.00**	0.26	88.35	87.72
Tourmalines: X Y3 Z_6 $[T_6O_{18}]$ $[BO_3]_3$ V_3 W, Hawthorne and Henry, 1999 ; Normalisation à 15 cations sans ceux du site X, Hawthorne et al., 1993																																
X																																
Ca^{2+}	**0.01**	0.01	0.04	0.00	**0.01**	0.01	0.06	0.00	**0.04**	0.04	0.13	0.01	**0.10**	0.04	0.17	0.01	**0.02**	0.01	0.04	0.01	**0.06**	0.00	0.10	0.09	**0.10**	0.03	0.15	0.04	**0.01**	0.01	0.02	0.00
Na^{+}	**0.68**	0.05	0.75	0.52	**0.68**	0.05	0.76	0.55	**0.63**	0.09	0.73	0.44	**0.75**	0.18	1.54	0.59	**0.47**	0.04	0.54	0.43	**0.59**	0.01	0.67	0.65	**0.55**	0.07	0.69	0.29	**0.54**	0.02	0.56	0.51
K^{+}	**0.01**	0.00	0.02	0.00	**0.02**	0.02	0.06	0.00	**0.00**	0.01	0.02	0.00	**0.01**	0.00	0.02	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.01	0.01	0.00	**0.03**	0.14	1.01	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00
□	**0.29**	0.06	0.46	0.19	**0.28**	0.05	0.41	0.18	**0.32**	0.09	0.45	0.19	**0.18**	0.07	0.38	0.00	**0.49**	0.05	0.55	0.41	**0.34**	0.03	0.26	0.22	**0.32**	0.10	0.52	0.00	**0.45**	0.04	0.48	0.41
Ba^{2+}	**0.00**	0.01	0.02	0.00	**0.00**	0.01	0.02	0.00	**0.01**	0.01	0.02	0.00	**0.00**	0.00	0.02	0.00	**0.01**	0.01	0.03	0.00	**0.01**	0.01	0.01	0.00	**0.00**	0.01	0.03	0.00	**0.00**	0.01	0.01	0.00
Rb^{+}	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Σ	**1.00**	0.00	1.00	1.00	**1.00**	0.00	1.00	1.00	**1.00**	0.00	1.00	1.00	**1.03**	0.15	1.71	1.00	**1.00**	0.00	1.00	1.00	**1.00**	0.00	1.00	1.00	**1.01**	0.06	1.46	1.00	**1.00**	0.00	1.00	1.00
Y3																																
Li^{+}	**0.04**	0.04	0.17	0.00	**0.02**	0.01	0.05	0.00	**0.05**	0.04	0.13	0.01	**0.06**	0.04	0.15	0.00	**0.06**	0.02	0.09	0.02	**0.05**	0.01	0.01	0.00	**0.07**	0.13	0.82	0.00	**0.07**	0.04	0.12	0.05
Mg^{2+}	**0.13**	0.05	0.25	0.02	**0.51**	0.10	0.87	0.34	**1.11**	0.07	1.24	1.02	**1.06**	0.12	1.23	0.80	**0.62**	0.08	0.80	0.55	**0.83**	0.08	1.11	1.00	**1.35**	0.12	1.52	0.89	**0.66**	0.05	0.72	0.59
Fe^{2+}	**1.93**	0.12	2.15	1.68	**1.92**	0.08	2.11	1.62	**1.26**	0.15	1.60	1.08	**1.58**	0.07	1.75	1.44	**1.60**	0.04	1.66	1.52	**1.55**	0.04	1.54	1.48	**1.07**	0.05	1.14	0.81	**1.61**	0.08	1.71	1.55
Mn^{2+}	**0.07**	0.02	0.10	0.04	**0.01**	0.01	0.03	0.00	**0.01**	0.01	0.03	0.00	**0.02**	0.01	0.04	0.00	**0.02**	0.01	0.03	0.01	**0.02**	0.00	0.02	0.02	**0.01**	0.01	0.02	0.00	**0.04**	0.01	0.05	0.02
Al^{3+}	**0.77**	0.14	0.96	0.44	**0.42**	0.12	0.74	0.09	**0.52**	0.18	0.78	0.08	**0.18**	0.12	0.45	0.00	**0.66**	0.05	0.74	0.58	**0.49**	0.02	0.33	0.29	**0.41**	0.10	0.61	0.21	**0.58**	0.05	0.66	0.53
Ti^{4+}	**0.03**	0.02	0.07	0.00	**0.11**	0.04	0.27	0.05	**0.05**	0.02	0.10	0.01	**0.10**	0.03	0.15	0.03	**0.03**	0.02	0.06	0.01	**0.06**	0.00	0.09	0.09	**0.08**	0.03	0.13	0.02	**0.03**	0.02	0.05	0.02
Zn^{2+}	**0.03**	0.02	0.07	0.00	**0.01**	0.01	0.04	0.00	**0.01**	0.01	0.03	0.00	**0.01**	0.01	0.04	0.00	**0.01**	0.01	0.03	0.00	**0.01**	0.01	0.02	0.00	**0.00**	0.01	0.04	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00
Σ	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00
Z6																																
Mg^{2+}	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.01	0.02	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Al^{3+}	**6.00**	0.00	6.00	6.00	**6.00**	0.00	6.00	6.00	**6.00**	0.00	6.00	6.00	**6.00**	0.01	6.00	5.97	**6.00**	0.00	6.00	6.00	**6.00**	0.00	6.00	6.00	**6.00**	0.00	6.00	6.00	**6.00**	0.00	6.00	6.00
Fe^{3+}	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
V^{3+}	**0.00**	0.00	0.02	0.00	**0.01**	0.01	0.02	0.00	**0.01**	0.01	0.02	0.00	**0.01**	0.01	0.02	0.00	**0.01**	0.01	0.02	0.00	**0.01**	0.00	0.00	0.00	**0.01**	0.00	0.02	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00
Cr^{3+}	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.02	0.00	**0.00**	0.00	0.02	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.02	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Σ	**6.00**	0.01	6.02	6.00	**6.01**	0.01	6.03	6.00	**6.01**	0.01	6.02	6.00	**6.01**	0.01	6.03	6.00	**6.01**	0.01	6.02	6.00	**6.01**	0.00	6.00	6.00	**6.01**	0.01	6.03	6.00	**6.00**	0.00	6.01	6.00
B^{3+}	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00
T6																																
Si^{4+}	**6.03**	0.05	6.17	5.91	**5.96**	0.04	6.05	5.88	**6.04**	0.05	6.11	5.94	**6.04**	0.06	6.14	5.85	**6.05**	0.03	6.07	5.99	**6.03**	0.02	6.01	5.98	**6.05**	0.13	6.80	5.95	**6.07**	0.04	6.12	6.05
Al^{3+}	**0.01**	0.02	0.09	0.00	**0.04**	0.04	0.12	0.00	**0.00**	0.02	0.06	0.00	**0.01**	0.02	0.10	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.01	0.02	0.00	**0.00**	0.01	0.05	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
B^{3+}	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
P^{5+}	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Si^{4+}	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00	**0.00**	0.00	0.01	0.00	**0.00**	0.00	0.00	0.00
Σ	**6.04**	0.04	6.17	6.00	**6.00**	0.01	6.05	6.00	**6.04**	0.04	6.12	6.00	**6.05**	0.04	6.14	6.00	**6.05**	0.02	6.07	6.00	**6.04**	0.01	6.01	6.00	**6.06**	0.13	6.81	6.00	**6.07**	0.04	6.12	6.05
V3																																
OH-	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00	**3.00**	0.00	3.00	3.00
W																																
OH-	**0.37**	0.21	0.98	-0.03	**0.58**	0.16	0.89	0.18	**0.59**	0.25	0.91	0.08	**0.62**	0.19	0.95	0.26	**0.81**	0.19	1.00	0.44	**0.69**	0.49	0.78	0.08	**0.85**	0.15	1.00	0.31	**0.81**	0.08	0.90	0.71
F	**0.63**	0.21	1.03	0.02	**0.42**	0.16	0.82	0.11	**0.41**	0.25	0.92	0.09	**0.38**	0.19	0.74	0.05	**0.19**	0.19	0.56	0.00	**0.31**	0.49	0.92	0.22	**0.15**	0.15	0.69	0.00	**0.19**	0.08	0.29	0.10
Σ	**1.00**	0.00	1.00	1.00	**1.00**	0.00	1.00	1.00	**1.00**	0.00	1.00	1.00	**1.00**	0.00	1.00	1.00	**1.00**	0.00	1.00	1.00	**1.00**	0.00	1.00	1.00	**1.00**	0.00	1.00	1.00	**1.00**	0.00	1.00	1.00
Fe/(Fe+Mg)	**0.94**	0.02	0.99	0.90	**0.79**	0.04	0.84	0.65	**0.53**	0.03	0.58	0.49	**0.60**	0.03	0.67	0.54	**0.72**	0.03	0.75	0.66	**0.66**	0.03	0.61	0.57	**0.44**	0.02	0.49	0.40	**0.71**	0.02	0.74	0.68
F/F+OH	**0.63**	0.21	1.03	0.02	**0.42**	0.16	0.82	0.11	**0.41**	0.25	0.92	0.09	**0.38**	0.19	0.74	0.05	**0.19**	0.19	0.56	0.00	**0.31**	0.49	0.92	0.22	**0.15**	0.15	0.69	0.00	**0.19**	0.08	0.29	0.10

Annexe C :

Analyses chimiques roche totale

ANALYSES ICP-AES ET ICP-MS CRPG NANCY ET BRGM

Conditions analytiques :

Les échantillons de granites ont été analysés au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy. Les échantillons de minéralisations et encaissants hydrothermalisés ont été analysés au BRGM. Les éléments majeurs ont été analysés par ICP-AES, les éléments en traces et terres rares par ICP-MS.

Incertitudes[1] et limites de détection[2] sur le dosage des Eléments majeurs CRPG Nancy :

Oxydes	> 20%	> 10%	> 5%	> 1%	> 0,5%	> 0,2%	>0,1%	Limites %	Méthode
SiO_2	< 1%	-	-	< 10%	-	-	-	0,20	ICP-AES
Al_2O_3	-	< 1%	< 3%	-	< 10%	-	-	0,10	ICP-AES
Fe_2O_3total	-	-	< 1%	-	< 5%	-	-	0,1	ICP-AES
MnO	-	-	-	-	-	< 2%	< 5%	0,03	ICP-AES
MgO	-	-	< 1%	-	-	< 10%	-	0,10	ICP-AES
CaO	-	-	< 2%	< 10%	-	-	-	0,01	ICP-AES
Na_2O	-	-	-	< 2%	-	-	< 10%	0,05	ICP-AES
K_2O	-	-	-	-	< 2%	-	< 10%	0,05	ICP-AES
TiO_2	-	-	-	< 2%	-	-	< 20%	0,05	ICP-AES
P_2O_5	-	-	-	< 5%	-	< 10%	-	0,05	ICP-AES

Incertitudes et limites de détection sur le dosage des éléments traces CRPG Nancy :

	>10000 µg/g	> 1000 µg/g	>100 µg/g	> 10 µg/g	> 1 µg/g	Limites µg/g	Méthode
As	-	-	< 7%	< 20%	-	0,50	ICP-MS
Ba	-	< 5%	< 10%	-	-	3,00	ICP-MS
Be	-	< 5%	< 10%	< 20%	-	0,90	ICP-MS
Bi	-	-	< 5%	< 10%	-	0,05	ICP-MS
Cd	-	-	< 6%	< 20%	-	0,30	ICP-MS
Ce	-	-	< 5%	< 10%	< 15%	0,05	ICP-MS
Co	-	< 5%	< 10%	< 15%	-	0,30	ICP-MS
Cr	-	< 5%	< 15%	-	-	5,00	ICP-MS
Cs	-	< 5%	< 10%	< 15%	-	0,20	ICP-MS
Cu	< 5%	< 10%	< 15%	-	-	5,00	ICP-MS
Dy	-	-	-	< 7%	< 20%	0,05	ICP-MS
Er	-	-	-	< 5%	< 10%	0,04	ICP-MS
Eu	-	-	-	< 5%	< 12%	0,02	ICP-MS
Ga	-	-	< 5%	< 10%	-	0,13	ICP-MS
Gd	-	-	-	< 6%	< 15%	0,07	ICP-MS
Ge	-	-	< 5%	< 15%	< 20%	0,08	ICP-MS
Hf	-	-	-	< 5%	< 10%	0,04	ICP-MS
Ho	-	-	-	< 5%	< 10%	0,01	ICP-MS
In	-	-	-	< 5%	< 20%	0,10	ICP-MS
La	-	-	< 5%	< 10%	< 15%	0,05	ICP-MS

[1] L'incertitude sur les mesures correspond à l'écart-type relatif (1σ) pour chaque type de méthode.

[2] La limite de détermination est calculée comme étant 6 fois l'écart-type relatif (1σ) sur environ 60 mesures de blancs de préparation.

Lu	-	-	-	< 5%	< 10%	0,01	ICP-MS
Mo	-	-	< 5%	< 10%	< 15%	0,15	ICP-MS
Nb	-	-	-	< 5%	-	0,10	ICP-MS
Nd	-	-	< 5%	< 10%	< 15%	0,15	ICP-MS
Ni	< 5%	< 10%	-	-	-	5,00	ICP-MS
Pb	-	-	< 10%	< 20%	-	0,60	ICP-MS
Pr	-	-	-	< 5%	< 15%	0,04	ICP-MS
Rb	-	-	< 8%	-	-	1,00	ICP-MS
Sb	-	-	-	< 5%	-	0,10	ICP-MS
Sm	-	-	< 5%	< 10%	< 15%	0,06	ICP-MS
Sn	-	-	< 5%	< 10%	-	0,50	ICP-MS
Sr	< 5%	-	< 10%	-	-	4,00	ICP-MS
Ta	-	-	-	< 5%	< 10%	0,01	ICP-MS
Tb	-	-	-	< 5%	< 10%	0,01	ICP-MS
Th	-	-	-	< 7%	-	0,08	ICP-MS
Tm	-	-	-	< 5%	< 10%	0,01	ICP-MS
U	-	-	< 5%	< 8%	-	0,10	ICP-MS
V	-	< 5%	< 10%	-	-	1,50	ICP-MS
W	-	-	< 10%	< 15%	-	0,10	ICP-MS
Y	-	-	-	< 5%	-	0,05	ICP-MS
Yb	-	-	-	< 5%	< 10%	0,03	ICP-MS
Zn	-	< 5%	< 10%	-	-	4,00	ICP-MS
Zr	-	< 5%	< 10%	< 15%	-	0,50	ICP-MS

Annexe C-1 – Analyses chimiques (CRPG Nancy) d'échantillons de granites des massifs de Beariz (G1 & G2), Boborás & Irixo (G3) et Carballiño (G2).

Granite type	G1 granite		G2 granites				G3 granites							
Massif	Beariz		Beariz W	Beariz E	Carballiño		Boborás							Irixo
Localisation	centre	centre	bord	bord	bord W	centre	centre	bord	bord	bord	dyke	centre	centre	centre
dans le massif	2 micas	2 micas	Mu-Gt-Tur	Mu-Gt-Tur	2 micas	2 micas	2 micas	2 micas	2 micas	2 micas	2 micas	2 micas	2 micas	2 micas
Echantillon	BE 3	BE 20	PC 2	MA 33	FV 9	CE 1	PV 1	BR 10.1	XU 9	BR 0.2[a]	BR 0.4[a]	Pi 106[b]	Pi 107[b]	IR 1
SiO_2	72.74	72.09	76.37	74.26	72.87	72.64	71.77	71.67	73.42	72.47	70.91	72.42	72.21	72.62
Al_2O_3	15.03	14.96	14.3	15.07	15.26	15.07	15.66	15.67	14.92	15.39	15.76	15.51	14.97	15.39
Fe_2O_3t	1.82	1.75	0.7	0.63	1.19	1.34	1.69	1.81	1.6	1.69	2.71	1.56	1.38	1.72
MnO	0.065	0.062	0.218	0.06	0.015	0.025	0.035	0.036	0.036	0.03	0.05	-	0.03	0.035
MgO	0.45	0.44	0.03	0.01	0.3	0.34	0.61	0.68	0.54	0.53	0.92	0.4	0.42	0.59
CaO	1.1	1.12	0.22	0.23	0.41	0.66	1.55	1.47	1.35	1.28	1.1	1.41	1.37	1.35
Na_2O	3.63	3.63	4.21	4.48	3.12	3.11	4.17	4.06	4.03	4.44	5.13	4.18	4.16	4.01
K_2O	4.4	4.32	3.67	3.89	5.07	4.97	3.04	3.58	3.26	2.84	2.16	3.01	3.41	3.5
TiO_2	0.22	0.21	0.01	0.01	0.17	0.22	0.23	0.24	0.21	0.19	0.32	0.17	0.16	0.23
P_2O_5	0.26	0.24	0.16	0.3	0.47	0.41	0.17	0.18	0.16	0.2	0.21	0.14	0.2	0.18
LOI	0.98	0.99	0.88	1.01	1.65	1.37	0.9	1	0.76	0.93	0.97	0.98	0.83	0.76
Total	100.69	99.81	100.76	99.94	100.52	100.15	99.83	100.41	100.27	99.99	100.24	99.78	99.14	100.4
As	4.8	6.98	-	2.72	3.1	-	-	-	-	2.43	11.1	-	nd	-
Ba	312	309	3.4	-	210	207	368	523	372	382	290	410	387	461
Be	34.49	22.51	64.01	91.16	7.59	7.82	4.23	5.08	5.53	8.03	16	4.87	nd	4.44
Bi	3.26	2.89	11.47	2.86	0.92	1.23	0.55	0.36	0.5	0.08	0.31	0.67	nd	0.57
Cd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	nd	-
Co	2.25	2.57	0.36	-	1.4	1.39	2.18	2.46	1.82	1.97	3.23	1.88	6	2.03
Cr	24.2	26.2	16.9	13.5	10.8	15.1	21.2	36.6	11.6	7.8	15.4	23.5	17	32.3
Cs	78.81	75.18	23.81	88.79	14.42	31.34	9.16	8.46	10.59	6.46	13.5	8.64	nd	9.98
Cu	-	-	3.8	8	-	-	3.6	-	-	8.4	8.2	-	nd	3.6
Ga	23.5	23.1	22.2	24.8	24.2	27.8	20.6	19.3	18.1	19.3	21.4	19.9	nd	19.7
Ge	2.46	2.49	4.17	4.97	1.25	1.53	1.27	1.26	1.21	1.32	1.59	1.35	nd	1.32
Hf	2.92	2.76	1.56	1.66	2.22	3.41	2.65	2.4	2.15	2.34	2.24	2.49	nd	2.39
In	-	0.06	-	-	0.09	0.1	-	-	-	-	-	-	nd	-
Mo	-	0.92	-	-	-	-	-	-	-	-	0.45	-	nd	-
Nb	15.48	14.96	40.08	32.91	9.92	7.35	7.71	7.12	7.4	7.15	12.4	7.2	6	8.02
Ni	5.7	13.4	4.8	3.7	6	4	10.3	8.4	5.2	-	5.8	-	6	7.7
Pb total	41.2	41.5	20.2	15.2	29.9	31.4	20.2	21.8	20	19.5	16.1	20	nd	20.1
Rb	425	412	419	856	303	378	119	132	122	137	140	123	118	132
Sb	0.21	0.2	-	-	-	-	-	-	-	0.3	0.3	-	nd	-
Sn	38.79	37.63	31.87	105.5	13.8	20.16	6.42	7.22	6.5	9.01	8.42	7.75	nd	6.99
Sr	100	104	3.6	13	53	60	290	264	225	278	197	249	261	243
Ta	5.36	5.11	45.83	39.5	1.95	2.35	1.25	1.21	1.4	1.66	3.6	1.49	nd	1.37
Th	15.03	14.72	1.05	1.08	3.16	15.68	5.08	4.9	4.16	4.89	6.38	5.02	nd	5.65
U	15.59	14.62	5.13	9.35	6.63	7.47	2.13	2.11	1.63	3.46	6.8	2.36	nd	2.84
V	12	11.9	-	-	3.4	6.6	18.1	19	13.1	18.7	35	14.7	20	16.8
W	3.83	3.75	4.42	3.49	1.65	1.64	0.46	0.52	0.44	0.69	0.62	1.31	nd	0.46
Y	15.18	13.86	1.14	0.86	3.21	5.58	8.1	8.31	6.57	8.34	8.26	8.45	1	8.37
Zn	61.7	61.6	12.9	103.7	66.6	84	49	48.5	46.2	45.3	66.3	44.3	nd	48.1
Zr	96.4	91.4	17.3	19.4	68.1	114.7	91	82.5	71.5	81.9	82.4	80.2	84	80.7
La	31.1	29.6	0.792	0.694	9.6	23.4	15.3	15.1	12.4	14.4	17.8	14.9	nd	16
Ce	57.6	56	1.36	1.12	20.8	52.3	30.4	30.5	24.7	30.0	36.5	30.1	nd	32.1
Pr	6.22	5.99	0.113	0.098	2.52	6.3	3.51	3.54	2.88	3.43	4.23	3.47	nd	3.71
Nd	21.1	20.4	0.289	0.218	9.3	23.2	13	13.2	10.8	13.4	16.2	12.8	nd	13.9
Sm	3.72	3.54	0.062	0.049	2.35	5.03	2.68	2.65	2.22	2.77	3.07	2.76	nd	2.78
Eu	0.55	0.537	-	-	0.366	0.469	0.715	0.688	0.594	0.702	0.483	0.621	nd	0.646
Gd	2.84	2.63	0.061	0.05	1.94	3.28	2.04	2.11	1.73	1.86	2.47	2.12	nd	2.18
Tb	0.459	0.43	0.018	0.013	0.27	0.386	0.292	0.303	0.242	0.286	0.335	0.294	nd	0.318
Dy	2.62	2.41	0.129	0.097	1.04	1.46	1.56	1.6	1.28	1.58	1.66	1.57	nd	1.65
Ho	0.467	0.425	0.022	0.017	0.111	0.183	0.273	0.273	0.216	0.293	0.275	0.254	nd	0.272
Er	1.29	1.195	0.061	0.044	0.211	0.433	0.711	0.727	0.571	0.646	0.725	0.727	nd	0.723
Tm	0.202	0.179	0.009	0.007	0.026	0.063	0.103	0.107	0.082	0.099	0.094	0.096	nd	0.103
Yb	1.316	1.2	0.065	0.049	0.168	0.397	0.698	0.684	0.527	0.618	0.68	0.658	nd	0.648
Lu	0.189	0.172	0.007	0.006	0.026	0.058	0.105	0.108	0.08	0.1	0.122	0.097	nd	0.096

nd: non déterminé; -: inférieur au seuil de détection; a: analyse de Pourraz (2002); b: analyse non publiée Géosciences Rennes (S. Fourcade - R. Capdevila)
Fe total exprimé sous forme Fe_2O_3; éléments majeurs en poids pourcent, mineurs et traces en ppm.

Annexe **C**-2 – Synthèse bibliographique des compositions chimiques des différentes générations de granites à l'échelle régionale et des granites étudiés. Synthèse réalisée à partir des données de Pierrel 1984, 1987; Barrera Morate et al. 1989; Mendes and Dias 1996; Pourraz 2002; Valle Aguado et al. 2005 et de données non publiées de S. Fourcade & R. Capdevila (Géosciences Rennes) ainsi que les données de l'annexe précédente. Pour chaque type de granite ou massif sont indiqués : la moyenne (Moy.) l'écart-type (E.T.), la valeur maximale (Max.), la valeur minimale (Min.) et le nombre de données disponibles (n).

Granite	G1					G1 Beariz				G2 deux micas				G2 leucogranites à Ms / anormaux				G2 Beariz				G3 Boboras				G4			
	Moy.	E.T.	Max.	Min.	n	Moy.	E.T.	Max.	Min.	n	Moy.	E.T.	Max.	Min.	n	Moy.	E.T.	Max.	Min.	n	Moy.	E.T.	Max.	Min.	n	Moy.	E.T.	Max.	Min.	n
SiO_2	67.46	4.37	73.99	57.07	24	73.00	0.63	73.59	72.09	4	72.92	1.11	75.71	70.46	101	73.66	2.83	78.13	64.74	31	75.36	0.72	76.37	74.26	7	72.29	0.75	73.42	70.91	11	71.24	4.57	77.63	52.86	64
Al_2O_3	15.88	0.97	17.97	14.35	24	14.80	0.23	15.03	14.44	4	14.67	0.69	16.51	12.64	101	14.95	1.65	20.19	12.25	31	14.60	0.59	15.64	13.97	7	15.23	0.45	15.76	14.23	11	14.28	1.27	18.92	12.12	64
Fe_2O_3t	3.56	1.52	7.13	1.40	24	1.65	0.16	1.82	1.39	4	1.53	0.38	2.31	0.58	101	0.99	0.51	2.05	0.29	31	0.69	0.09	0.85	0.58	7	1.70	0.41	2.71	1.00	11	2.77	1.45	9.11	1.05	64
MnO	0.047	0.022	0.090	-	24	0.059	0.006	0.065	0.050	4	0.027	0.021	0.190	-	101	0.042	0.038	0.210	0.010	31	0.105	0.068	0.218	0.030	7	0.031	0.011	0.050	-	11	0.045	0.027	0.150	-	64
MgO	1.49	0.96	4.12	0.30	24	0.37	0.07	0.45	0.29	4	0.37	0.15	0.78	0.03	101	0.19	0.18	0.63	0.01	31	0.02	0.01	0.03	0.01	7	0.59	0.14	0.92	0.40	11	0.57	0.87	5.08	0.07	64
CaO	2.04	1.12	5.05	0.55	24	0.90	0.26	1.12	0.48	4	0.60	0.22	1.18	0.18	101	0.36	0.23	0.78	0.01	31	0.23	0.16	0.45	0.01	7	1.36	0.17	1.64	1.04	11	1.49	1.48	7.78	0.44	64
Na_2O	3.33	0.25	3.97	2.62	24	3.69	0.07	3.76	3.63	4	3.04	0.48	4.31	1.51	101	3.54	0.93	6.23	1.43	31	4.31	0.18	4.53	4.06	7	4.29	0.33	5.13	3.97	11	3.41	0.26	3.84	2.42	64
K_2O	4.25	0.69	6.22	2.99	24	4.31	0.06	4.40	4.25	4	4.90	0.54	6.03	2.93	101	4.49	1.06	7.96	2.61	31	3.76	0.31	4.22	3.18	7	3.16	0.44	3.91	2.16	11	4.78	0.88	6.80	1.15	64
TiO_2	0.56	0.29	1.34	0.25	24	0.25	0.05	0.33	0.21	4	0.23	0.10	0.49	0.02	101	0.15	0.12	0.44	0.01	31	0.08	0.08	0.20	0.01	7	0.23	0.05	0.32	0.16	11	0.33	0.29	1.94	0.06	64
P_2O_5	0.26	0.10	0.54	0.14	24	0.26	0.04	0.33	0.21	4	0.21	0.13	0.47	0.01	101	0.19	0.19	0.86	0.01	31	0.24	0.08	0.33	0.11	7	0.18	0.02	0.21	0.14	11	0.11	0.07	0.36	-	64
PF	1.11	0.36	1.66	0.33	24	0.75	0.27	0.99	0.32	4	1.32	0.38	2.13	0.22	101	1.28	0.75	3.24	0.12	31	0.75	0.43	1.50	0.24	7	0.91	0.12	1.13	0.76	11	0.81	0.33	2.16	0.29	64
Total	99.77	0.24	100.31	99.29	24	100.01	0.39	100.69	99.72	4	99.88	1.17	110.16	97.36	101	99.85	0.48	100.60	98.62	31	100.12	0.39	100.76	99.66	7	99.94	0.37	100.41	99.14	11	99.75	0.64	103.97	97.92	64
As	2.1	0.4	2.7	1.5	4	5.9	1.1	7.0	4.8	2	3.5	3.0	8.4	-	4	nd	nd	nd	nd	nd	1.4	1.9	2.7	-	2	1.9	3.8	11.1	-	7	32.0	43.6	126.4	3.3	7
Ba	836	402	1975	271	21	340	40	408	309	4	310	135	755	72	73	213	231	959	4	28	19	14	35	-	6	463	156	875	290	11	420	234	1107	18	55
B	nd	nd	nd	nd	nd	20	0	20	20	1	28	12	61	20	12	23	7	45	20	17	34	20	48	20	2	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Be	5.23	1.26	6.40	3.10	4	28.50	5.99	34.49	22.51	2	6.81	0.97	7.82	5.39	4	nd	nd	nd	nd	nd	77.59	19.20	91.16	64.01	2	6.88	3.90	16.00	4.23	7	6.02	2.88	12.00	3.29	7
Bi	0.21	0.17	0.51	0.09	4	3.07	0.19	3.26	2.89	2	0.87	0.23	1.23	0.63	4	nd	nd	nd	nd	nd	7.16	6.09	11.47	2.86	2	0.43	0.18	0.67	0.08	7	0.72	0.53	1.50	-	7
Cd	-	-	-	-	4	-	-	-	-	2	-	-	-	-	4	nd	nd	nd	nd	nd	-	-	-	-	2	-	-	-	-	7	-	-	-	-	7
Co	6.18	2.83	9.38	1.61	4	2.41	0.16	2.57	2.25	2	4.33	4.50	15.00	1.31	7	nd	nd	nd	nd	nd	0.18	0.26	0.36	0.00	2	2.70	1.32	6.00	1.82	8	6.42	5.64	25.00	1.00	19
Cr	29.8	14.0	49.5	10.1	4	25.2	1.0	26.2	24.2	2	14.9	7.2	31.0	7.3	7	nd	nd	nd	nd	nd	15.2	2.4	16.9	13.5	2	20.7	9.3	36.6	7.8	8	16.3	18.3	86.0	-	19
Cs	9.95	3.46	14.78	5.02	4	77.00	1.81	78.81	75.18	2	17.47	8.07	31.34	11.77	4	nd	nd	nd	nd	nd	56.30	45.95	88.79	23.81	2	9.54	2.02	13.50	6.46	7	13.66	6.05	22.79	5.07	7
Cu	6.3	3.7	9.0	-	4	-	-	-	-	2	-	-	-	-	4	nd	nd	nd	nd	nd	5.9	2.9	8.0	3.8	2	6.0	2.3	8.4	3.6	4	-	-	-	-	7
F	nd	nd	nd	nd	nd	1600	0	1600	1600	1	1027	335	1600	490	12	780	402	1600	290	17	940	226	1100	780	2	675	106	750	600	2	nd	nd	nd	nd	nd
Ga	22.3	0.5	22.9	21.5	4	23.3	0.2	23.5	23.1	2	26.8	1.8	29.1	24.2	4	nd	nd	nd	nd	nd	23.5	1.8	24.8	22.2	2	19.8	1.0	21.4	18.1	7	22.8	1.8	26.1	19.8	7
Ge	1.50	0.17	1.79	1.32	4	2.48	0.01	2.49	2.46	2	1.41	0.11	1.53	1.25	4	nd	nd	nd	nd	nd	4.57	0.56	4.97	4.17	2	1.33	0.11	1.59	1.21	7	1.68	0.13	1.86	1.51	7
Hf	4.77	1.23	6.56	3.62	4	2.84	0.08	2.92	2.76	2	3.45	0.95	4.89	2.22	4	nd	nd	nd	nd	nd	1.61	0.07	1.66	1.56	2	2.38	0.15	2.65	2.15	7	5.37	1.21	7.20	3.40	7
In	0.08	0.01	0.10	0.07	4	0.03	0.03	0.06	-	2	0.10	0.01	0.12	0.08	4	nd	nd	nd	nd	nd	-	-	-	-	2	-	-	-	-	7	0.09	0.01	0.11	0.07	7
Li	109	44	194	50	17	206	47	239	172	2	140	61	325	41	65	123	127	491	10	27	144	60	197	81	4	143	86	282	71	5	114	32	230	62	24
Mo	0.55	0.37	0.94	-	4	0.46	0.46	0.92	-	2	-	-	-	-	4	nd	nd	nd	nd	nd	-	-	-	-	2	0.06	0.16	0.45	-	7	1.48	0.89	3.42	0.81	7
Nb	9.59	3.70	13.26	4.55	4	15.22	0.26	15.48	14.96	2	8.48	1.31	10.00	6.12	7	nd	nd	nd	nd	nd	36.50	5.07	40.08	32.91	2	7.88	1.80	12.40	6.00	8	17.40	6.10	37.00	10.28	19
Ni	11.2	7.2	19.9	-	4	9.6	3.8	13.4	5.7	2	6.0	2.6	11.0	4.0	5	nd	nd	nd	nd	nd	4.2	0.8	4.8	3.7	2	7.2	1.8	10.3	5.2	6	5.8	3.7	16.0	2.0	12
Pbt	56.9	20.5	85.0	27.1	4	41.3	0.2	41.5	41.2	2	31.5	1.9	34.6	29.9	4	nd	nd	nd	nd	nd	17.7	3.5	20.2	15.2	2	19.7	1.6	21.8	16.1	7	26.9	3.6	30.4	20.3	7
Rb	218	53	309	131	21	399	69	473	286	2	346	83	641	144	73	413	207	981	133	28	621	185	856	417	6	147	38	253	118	11	238	69	513	48	55
Sb	-	-	-	-	4	0.21	0.00	0.21	0.20	2	351.43	66.32	446.90	278.00	4	nd	nd	nd	nd	nd	-	-	-	-	2	0.09	0.14	0.30	-	7	-	-	-	-	7
Sn	6.87	1.03	8.45	5.58	4	38.14	0.48	38.79	37.63	2	15.50	7.84	35.00	1.00	17	52.00	47.68	182.00	8.00	17	70.34	38.31	105.50	31.87	4	7.47	0.90	9.01	6.42	7	11.64	7.66	26.98	4.03	7
Sr	218	141	683	70	21	94	22	117	57	4	87	61	464	20	73	68	60	319	17	28	11	4	15	4	6	261	72	428	123	11	89	116	600	14	55
Ta	0.91	0.42	1.44	0.36	4	5.24	0.13	5.36	5.11	2	1.73	0.62	2.35	0.69	4	nd	nd	nd	nd	nd	42.67	4.48	45.83	39.50	2	1.71	0.78	3.60	1.21	7	2.28	0.93	4.36	1.35	7
Th	27.20	7.99	39.31	17.89	4	14.88	0.15	15.03	14.72	2	16.68	12.93	37.71	3.16	4	nd	nd	nd	nd	nd	1.07	0.02	1.08	1.05	2	5.15	0.64	6.38	4.16	7	20.34	4.38	31.00	15.00	19
U	5.88	1.35	7.41	3.80	4	15.11	0.48	15.59	14.62	2	9.07	5.71	18.63	3.56	4	nd	nd	nd	nd	nd	7.24	2.99	9.35	5.13	2	3.05	1.63	6.80	1.63	7	9.59	3.49	15.66	4.91	nd
V	35.2	15.7	51.4	9.2	4	33.3	30.2	76.0	11.9	2	10.8	4.5	17.9	3.4	7	45.8	70.5	328.0	10.0	28	-	-	-	-	4	19.4	6.3	35.0	13.1	11	26.8	36.6	162.0	2.0	19
W	0.98	0.37	1.58	0.58	4	6.22	3.45	11.10	3.75	2	3.36	1.99	9.10	0.99	17	61.02	144.37	455.00	1.40	16	4.00	0.59	4.60	3.49	4	0.64	0.29	1.31	0.44	7	1.90	1.88	5.29	0.39	nd
Y	14.96	4.24	20.81	10.40	4	14.52	0.66	15.18	13.86	2	11.72	6.92	25.00	3.21	7	nd	nd	nd	nd	nd	1.00	0.20	1.14	0.86	2	7.18	2.40	8.45	1.00	8	44.05	19.66	85.42	20.00	31
Zn	63.4	1.8	65.9	61.3	4	61.7	0.1	61.7	61.6	2	88.5	21.7	124.4	66.6	4	nd	nd	nd	nd	nd	58.3	64.2	103.7	12.9	2	49.7	7.0	66.3	44.3	7	59.9	4.0	66.8	55.6	nd
Zr	179.0	47.6	243.2	123.8	4	93.9	2.5	96.4	91.4	2	124.9	37.8	168.0	68.1	8	nd	nd	nd	nd	nd	18.3	1.5	19.4	17.3	2	81.8	5.0	91.0	71.5	8	160.6	54.8	297.0	62.0	31
La	70.4	21.7	86.7	33.1	4	30.3	0.7	31.1	29.6	2	20.3	11.9	40.1	6.6	5	nd	nd	nd	nd	nd	0.7	0.1	0.8	0.7	2	15.1	1.5	17.8	12.4	7	32.8	8.1	50.8	17.1	19
Ce	135.3	39.5	168.0	67.9	4	56.8	0.8	57.6	56.0	2	46.7	30.5	100.5	14.3	5	nd	nd	nd	nd	nd	1.2	0.2	1.4	1.1	2	30.6	3.2	36.5	24.7	7	64.9	13.6	90.5	36.4	19
Pr	15.00	4.15	18.53	7.94	4	6.11	0.12	6.22	5.99	2	6.75	3.75	12.78	2.52	5	nd	nd	nd	nd	nd	0.11	0.01	0.11	0.10	2	3.54	0.37	4.23	2.88	7	8.38	1.48	10.47	6.21	7
Nd	52.5	13.9	65.3	29.2	4	20.7	0.4	21.1	20.4	2	25.3	14.5	48.8	9.3	5	nd	nd	nd	nd	nd	0.3	0.1	0.3	0.2	2	13.3	1.5	16.2	10.8	7	30.4	6.6	44.5	19.3	19
Sm	8.42	1.47	9.93	6.00	4	3.63	0.09	3.72	3.54	2	4.72	2.86	9.88	1.80	5	nd	nd	nd	nd	nd	0.06	0.01	0.06	0.05	2	2.70	0.23	3.07	2.22	7	7.45	1.56	11.36	5.17	19
Eu	1.43	0.43	1.82	0.71	4	0.54	0.01	0.55	0.54	2	0.46	0.13	0.70	0.37	5	nd	nd	nd	nd	nd	-	-	-	-	2	0.64	0.07	0.72	0.48	7	0.77	0.25	1.25	0.25	19
Gd	5.45	0.66	6.03	4.32	4	2.73	0.11	2.84	2.63	2	3.10	1.16	4.99	1.82	5	nd	nd	nd	nd	nd	0.06	0.01	0.06	0.05	2	2.07	0.22	2.47	1.73	7	6.74	1.72	10.60	4.32	19
Tb	0.677	0.089	0.780	0.555	4	0.445	0.015	0.459	0.430	2	0.416	0.101	0.542	0.270	4	nd	nd	nd	nd	nd	0.016	0.004	0.018	0.013	2	0.296	0.027	0.335	0.242	7	1.043	0.208	1.373	0.695	7
Dy	3.10	0.68	3.96	2.28	4	2.52	0.10	2.62	2.41	2	1.62	0.40	2.09	1.04	5	nd	nd	nd	nd	nd	0.11	0.02	0.13	0.10	2	1.56	0.12	1.66	1.28	7	6.63	2.30	11.91	3.78	19
Ho	0.484	0.139	0.665	0.320	4	0.446	0.021	0.467	0.425	2	0.211	0.065	0.292	0.111	5	nd	nd	nd	nd	nd	0.020	0.004	0.022	0.017	2	0.265	0.023	0.293	0.216	7	1.179	0.296	1.526	0.663	7
Er	1.29	0.43	1.87	0.81	4	1.24	0.05	1.29	1.20	2	0.49	0.16	0.68	0.21	5	nd	nd	nd	nd	nd	0.05	0.01	0.06	0.04	2	0.69	0.06	0.73	0.57	7	3.46	1.33	6.88	1.76	19
Tm	0.184	0.077	0.288	0.098	4	0.191	0.012	0.202	0.179	2	0.065	0.025	0.094	0.026	4	nd	nd	nd	nd	nd	0.008	0.001	0.009	0.007	2	0.098	0.008	0.107	0.082	7	0.504	0.133	0.639	0.265	nd
Yb	1.122	0.477	1.794	0.595	4	1.258	0.058	1.316	1.200	2	0.420	0.145	0.607	0.168	5	nd	nd	nd	nd	nd	0.057	0.011	0.065	0.049	2	0.645	0.054	0.698	0.527	7	3.897	1.700	8.800	1.800	19
Lu	0.169	0.072	0.267	0.084	4	0.181	0.009	0.189	0.172	2	0.061	0.020	0.089	0.026	5	nd	nd	nd	nd	nd	0.007	0.001	0.007	0.006	2	0.101	0.012	0.122	0.080	7	0.633	0.296	1.480	0.254	19

Eléments majeurs en poids pourcent, éléments mineurs et traces en ppm; Fe total exprimé sous forme Fe2O3; nd: non déterminé; -: inférieur au seuil de détection

Annexe C-3 – Analyses roche totale partielles d'échantillons de minéralisations et d'encaissants hydrothermalisés.

		Mines Au de Bruès											Ponte Moreiras (Au)	Mina Soriana Sn-W		Mines de Couso Sn-Ta-Nb	
N°		BR1.3	BR1.8B	BR1.9A	BR5.2	BRIII.2	BRI.4	BRI.5	BRI.6	BRI.8	BRI.10	BR4.6	BR6.3	BR8.14	PM1	MA20A	MA43	CO7A	CO7B
Ech.		Filon minéralisé	Filon et éponte minéralisé	Filon minéralisé	Veine à Qtz-Apy	Aplite hydrothermalisée à Apy disséminée	Eponte de filon	Veine à Qtz-Apy	granite à Apy disséminée	Filon minéralisé	Filon minéralisé	Veine à Qtz-Apy	Filon minéralisé	Fente de tension à quartz-arsénopyrite	Veine de quartz à Apy massive	Filon minéralisé Sn-W, échantillon Qtz-Apy	aplite blanche + veinule de qz	niveau d'albitite	faciès blanc saccharoïde
	Limite de détection	Galerie 1 (flanc Est)	Galerie 1 (flanc Est)	Galerie 1 (flanc Est)	Route nationale N525	Galerie III (flanc Ouest)	Galerie I (flanc Ouest)	Galerie I (flanc Ouest)	Galerie I (flanc Ouest)	Galerie I (flanc Ouest)	Galerie I (flanc Ouest)	Route nationale N525 (flanc Ouest)	Route nationale N525 (flanc Ouest)	Site 8, granite Boboras recoupé par ft qz-Apy (flanc Ouest)	Ponte Moreira (Ouest du massif de Boboras)	Filon Sn-W, bloc Qtz-Apy	Aplite / greisen	Mine de Couzo	Mine de Couzo
Pds. %																			
SiO_2	1	59.6	43.2	-	59.4	52.2	56.2	74.1	23.2	72.8	75.4	26.9	81.7	67.6	4.3	57.6	55.6	57.2	55.8
Al_2O_3	1	8.2	-	-	1.7	10.9	-	-	14.9	2.1	-	-	-	-	-	-	20.2	14.7	18.5
Fe_2O_3	1	2.7	7.8	3.6	1	5.1	1.7	8.4	-	1.3	12.8	1.3	7.4	45.2	7.7	-	-	-	
CaO	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.2	-	1.3	-	-	-
Na_2O	1	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
MgO	1	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
K_2O	0.5	-	2.5	-	0.6	1.9	-	-	5.1	0.8	-	-	-	-	-	-	2.9	-	-
MnO	0.01	-	0.06	0.04	0.06	0.04	0.06	0.06	0.02	0.04	0.06	0.02	0.04	0.02	0.01	0.01	0.05	0.01	0.01
TiO_2	0.01	0.02	0.08	-	0.08	0.04	0.02	-	0.23	0.06	-	0.02	-	0.01	-	-	0.08	-	-
P_2O_5	0.1	0.56	2.335	0.335	0.596	3.779	0.101	0.248	4.931	0.168	-	0.109	-	0.342	3.905	0.209	6.946	2.327	2.076
Total*		17.98	75.475	51.375	66.036	69.859	61.481	76.108	56.781	75.968	76.76	39.849	83.04	75.372	54.615	65.519	87.076	74.237	76.386
ppm																			
Li	10	-	55	-	17	23	-	13	82	15	-	-	-	-	-	-	188	-	-
Be	2	2	51	2	2	51	-	4	36	2	-	-	6	-	25	-	545	118	7
B	10	-	198	17	122	-	-	-	13	-	-	15	-	-	-	-	-	-	-
V	10	11	-	-	-	-	-	-	19	-	-	-	-	-	27	-	10	-	31
Cr	10	-	55	34	44	17	25	36	15	32	42	13	29	-	59	-	11	-	-
Co	5	48	19	23	36	6	11	6	21	-	27	36	6	197	108	7	8	6	7
Ni	10	91	17	29	34	-	17	-	21	-	15	13	-	11	175	-	10	-	-
Cu	5	40	8	8	19	-	11	8	15	55	21	11	44	32	20	19	13	15	12
Zn	5	-	17	8	21	17	8	6	21	11	8	8	6	33	32	17	40	21	19
As*	20	> 50000	16294	> 50000	22552	5120	41297	2920	> 50000	519	7411	> 50000	674	15261	> 50000	15087	2502	2041	9184
Sr	5	21	36	11	13	55	8	8	23	8	6	11	6	23	84	22	134	33	30
Y	20	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nb	20	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mo	5	6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	28	-	-	-	-	-
Ag	0.2	6.1	-	3.8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7.2	22	3.6	-	2.9	4.8
Cd	2	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	11	-	-	-	-
Sn	10	-	15	-	-	-	-	-	27	-	-	-	-	-	16	-	211	133	228
Sb	10	147	17	34	19	-	-	-	34	-	-	109	-	37	128	19	-	-	-
Ba	10	51	152	51	171	69	-	-	154	51	-	82	-	-	3250	-	194	-	-
La	20	23	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ce	10	46	19	-	13	-	-	-	27	-	-	-	-	30	32	14	26	14	20
W	10	-	48	-	13	-	1301	17	19	-	-	-	-	-	63	-	-	-	-
Pb	10	356	27	114	82	-	-	-	29	-	-	40	-	23	116	-	27	17	23
Bi	10	427	11	57	29	-	42	-	82	-	55	80	-	137	1570	257	28	10	21
Zr	20	-	25	-	-	25	-	-	23	32	-	-	-	-	-	63	54	36	23
Au	0.02	14.25	0.518	6	3.5	0.65	6.5	0.62	10	1	8.75	9.5	0.12	24.5	21.4	0.27	-	0.0101	0.034
Total**		67.98	91.769	101.375	88.588	74.979	102.778	79.028	106.781	76.487	84.171	89.849	83.714	90.633	5759.4	80.606	89.578	76.278	85.57

nd: non déterminé; -: inférieur à la limite de détection; *: total des majeurs hors MgO, Na_2O et F. La teneur exacte en arsenic des échantillons à As > 5 % n'est pas déterminée. **: le total majeurs et traces ne comprend pas MgO, Na_2O, F et notamment S, indéterminés, et une partie de As s'il est supérieur à 5%.

Barrera Morate JL, Farias Arquer P, González Lodeiro F, Marquínez García JL, Martín Parra LM, Martinez Catalán JR, del Olmo Sanz A, de Pablo Macía JG (1989) Memoria de la Hoja, no. 17/27 (Ourense/Verín). IGME, Madrid.

Mendes A, Dias G (1996) Petrology and geochemistry of late-Hercynian subalkaline plutonism in the Central Iberian Zone: the Peneda-Gerês granitic massif. C. R. Acad. Sci. Paris 323: 665-672.

Pierrel L (1984) Gisements Sn-W dans les superstructures de métamorphites sur le tracé de linéaments leucogranitiques hercyniens: Mina La Sultana et Mina Dorinda (Zamora), en Espagne Université de Nancy 1 Unpublished PhD thesis, 247 p.

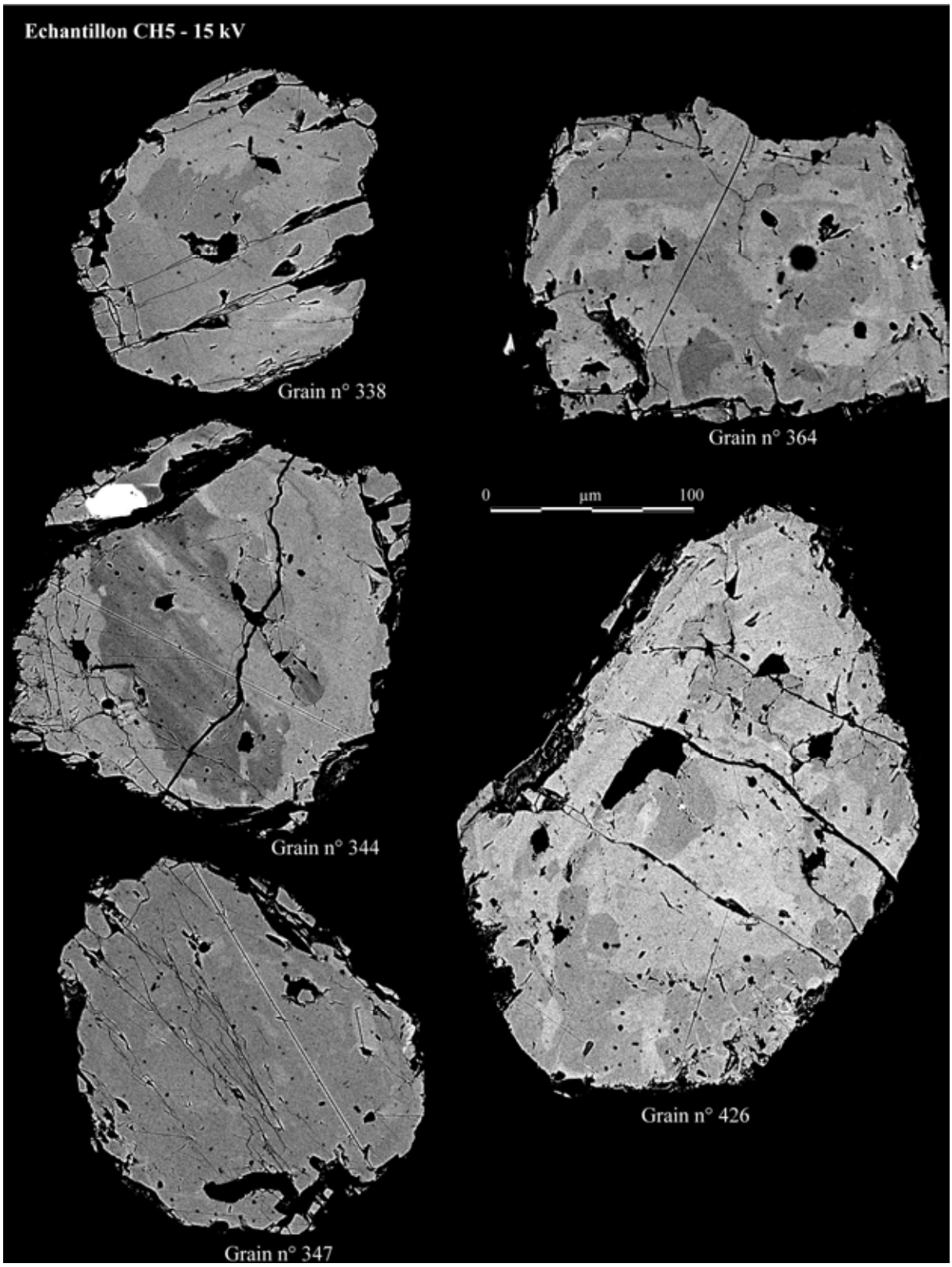
Pierrel L (1987) Les grenats: indicateurs magmatiques de l'évolution ultime des leucogranites, en particulier porteurs d'étain, dans la différenciation géochimique du linéament granitique hercynien de Beariz - la mina Sultana, Galice, Espagne. Bull. Soc. Géol. France III: 353-360.

Pourraz N (2002) Percolations fluides et minéralisations: exemple du gisement aurifère de Bruès (Galice) Université de Nancy1, Nancy, pp 43.

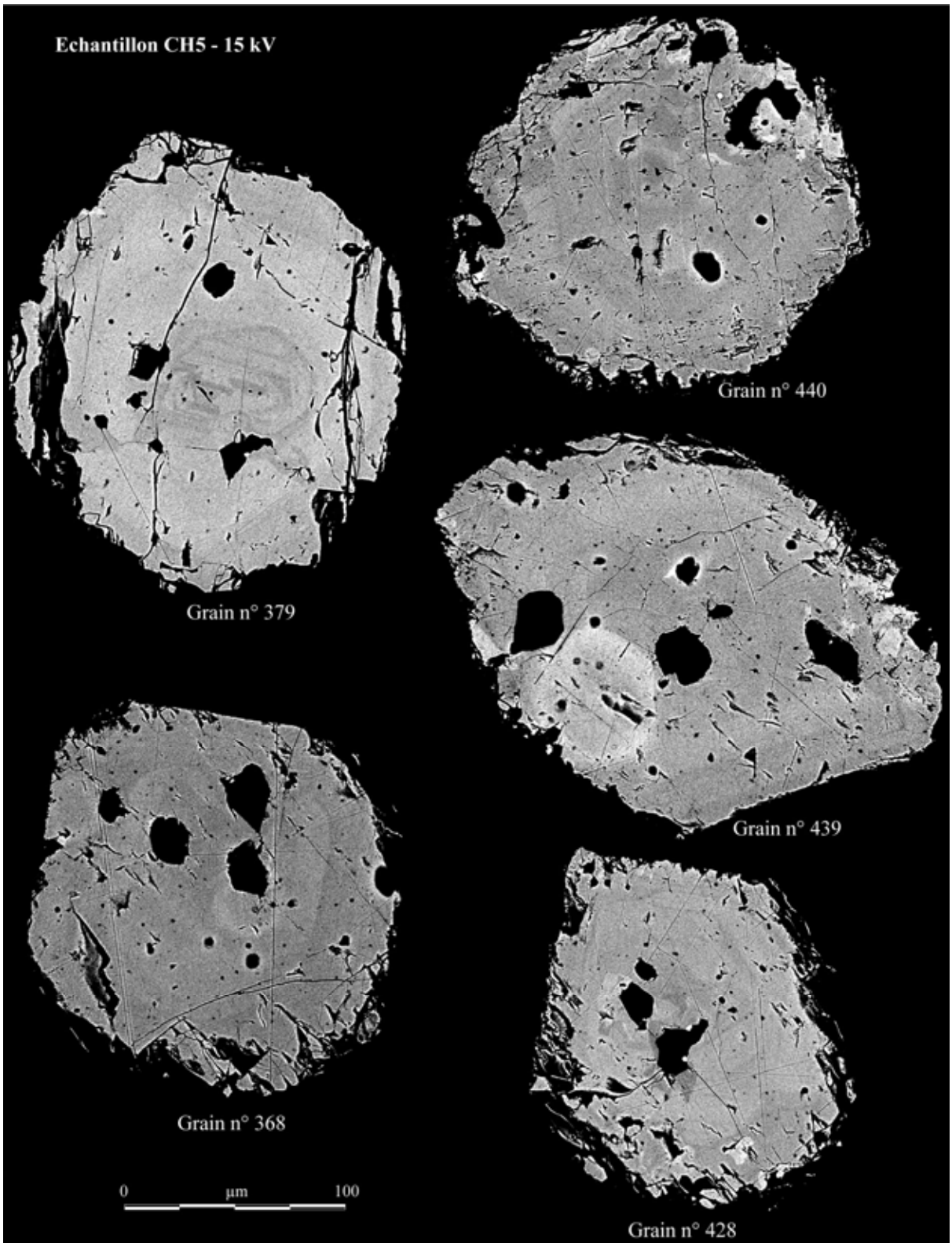
Valle Aguado B, Azevedo MR, Schaltegger U, Martínez Catalán JR, Nolan J (2005) U-Pb zircon and monazite geochronology of Variscan magmatism related to syn-convergence extension in Central Northern Portugal. Lithos 82: 169-184.

Annexe D :

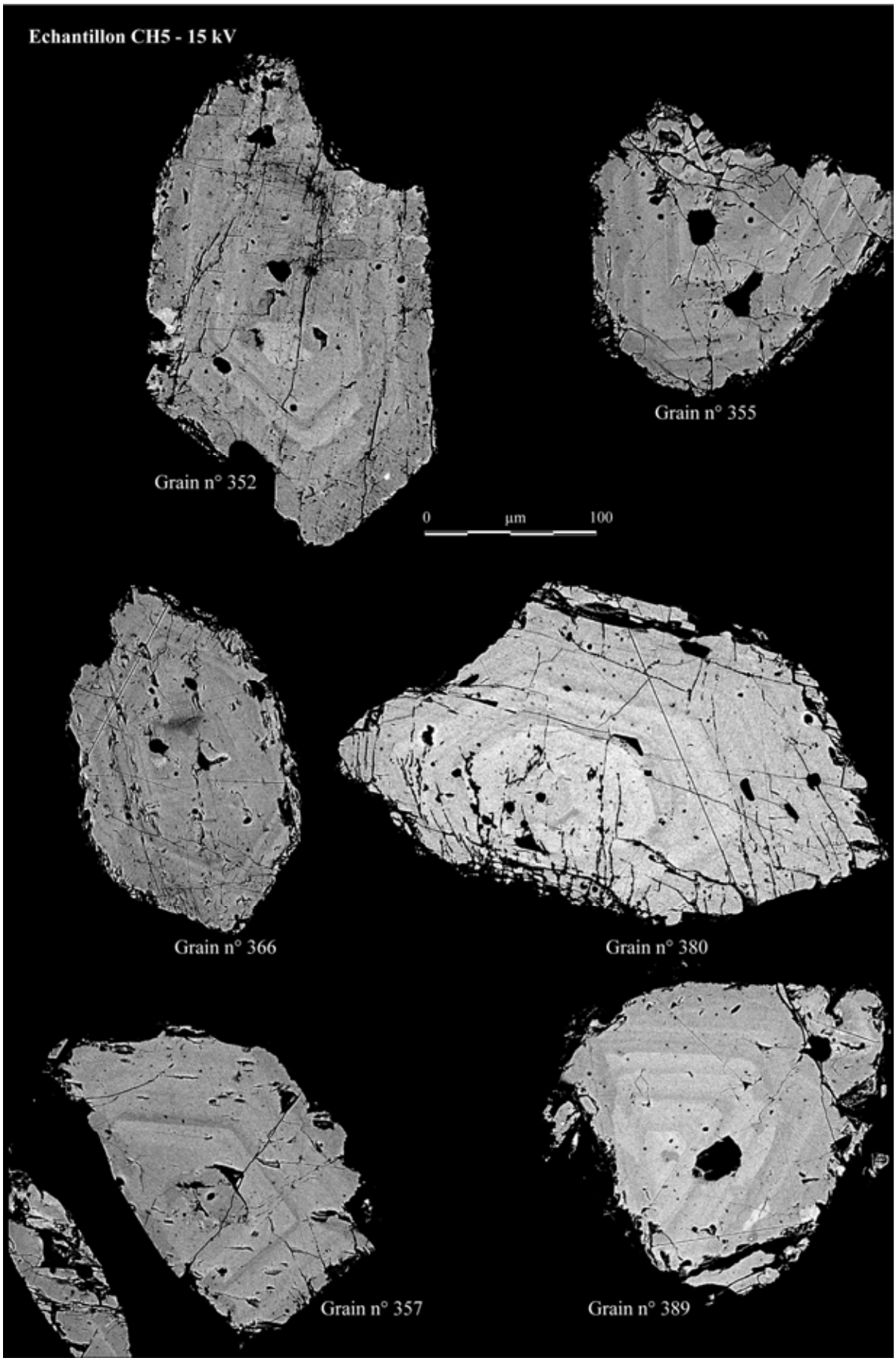
Typologie des monazites par massif



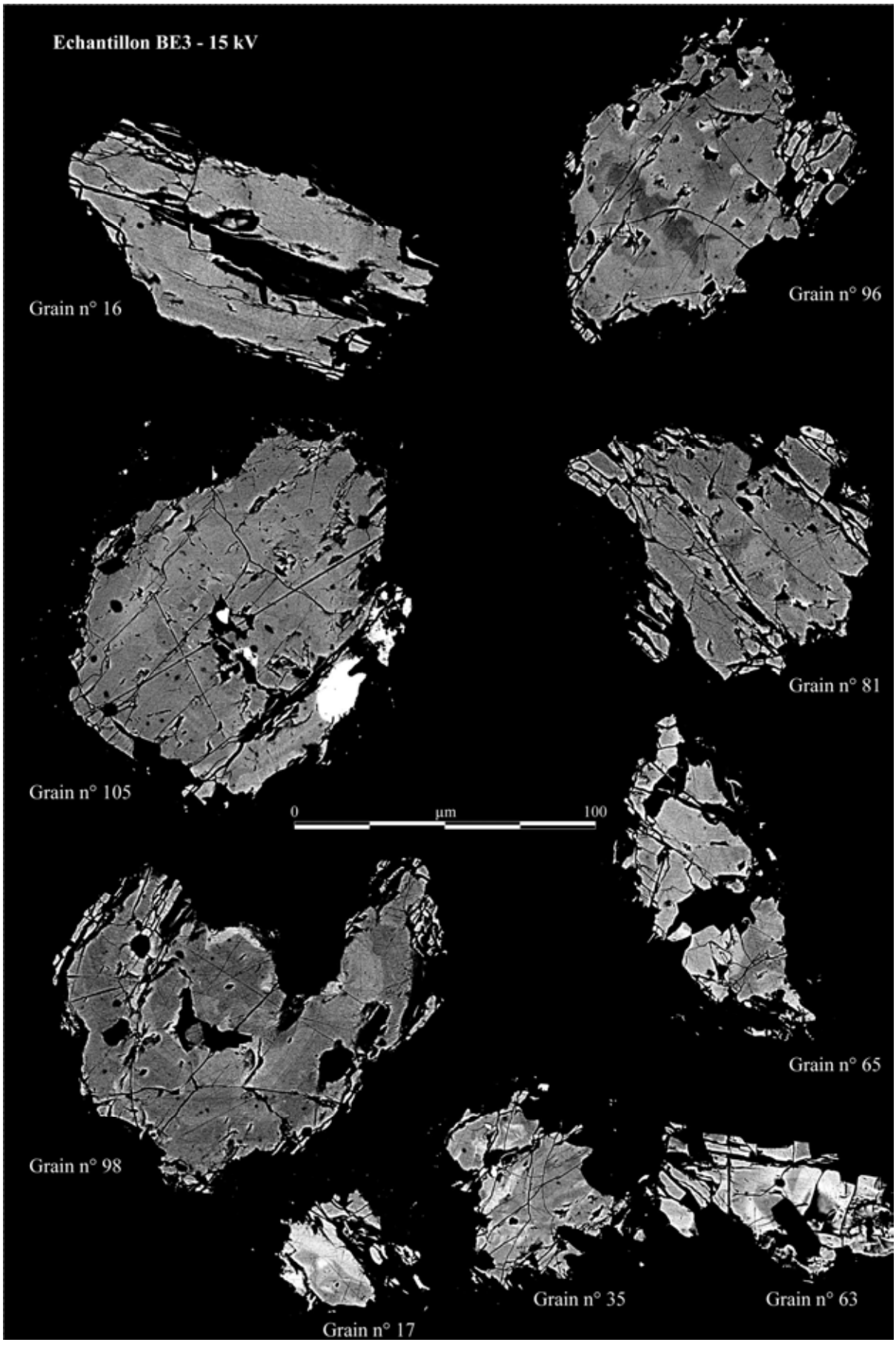
Annexe D-1 : types de monazites du massif de Chantada. N.B. : La zone très blanche sur la bordure du grain 344 correspond à un défaut de métallisation.



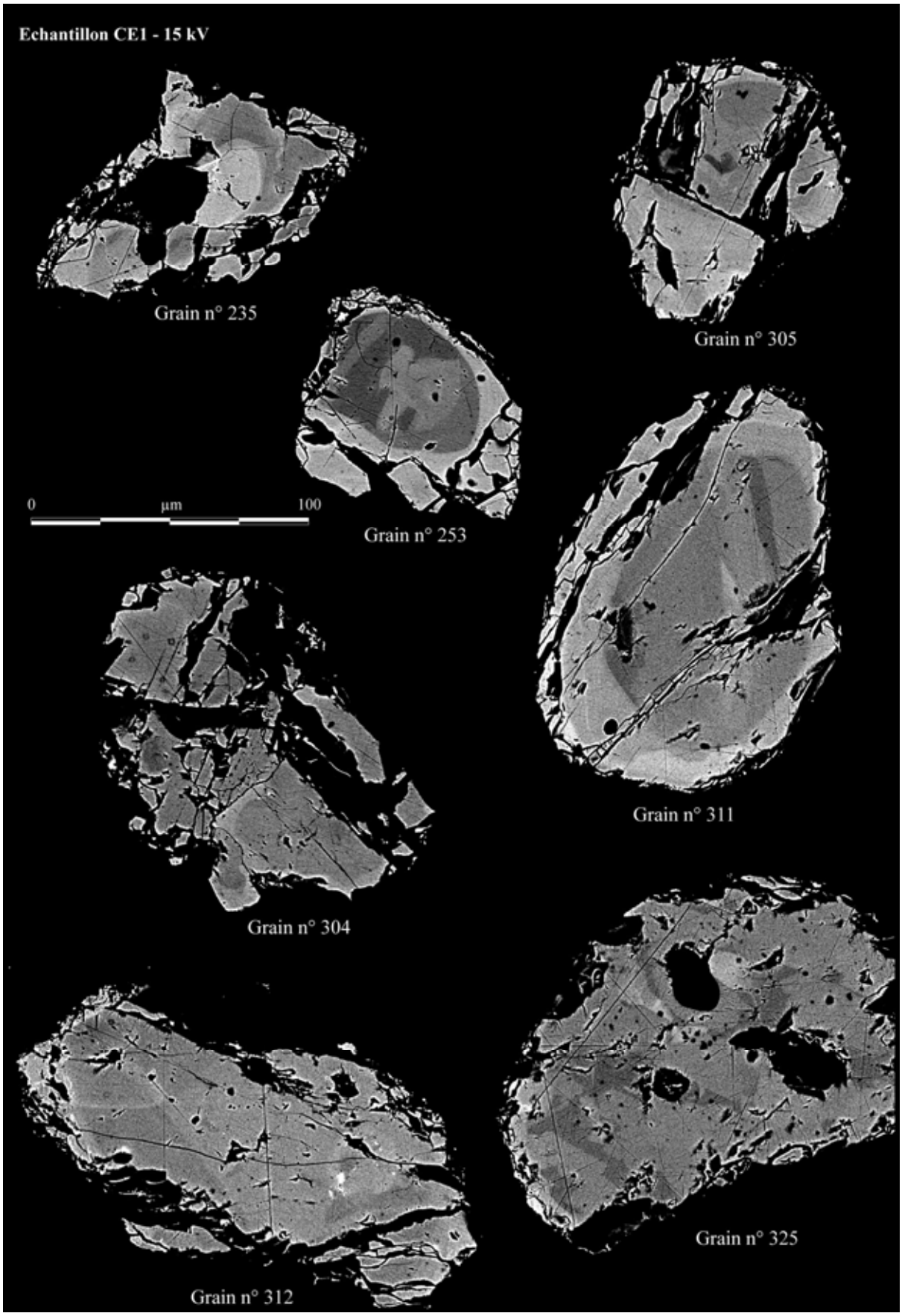
Annexe D-1 (suite) : types de monazites du massif de Chantada



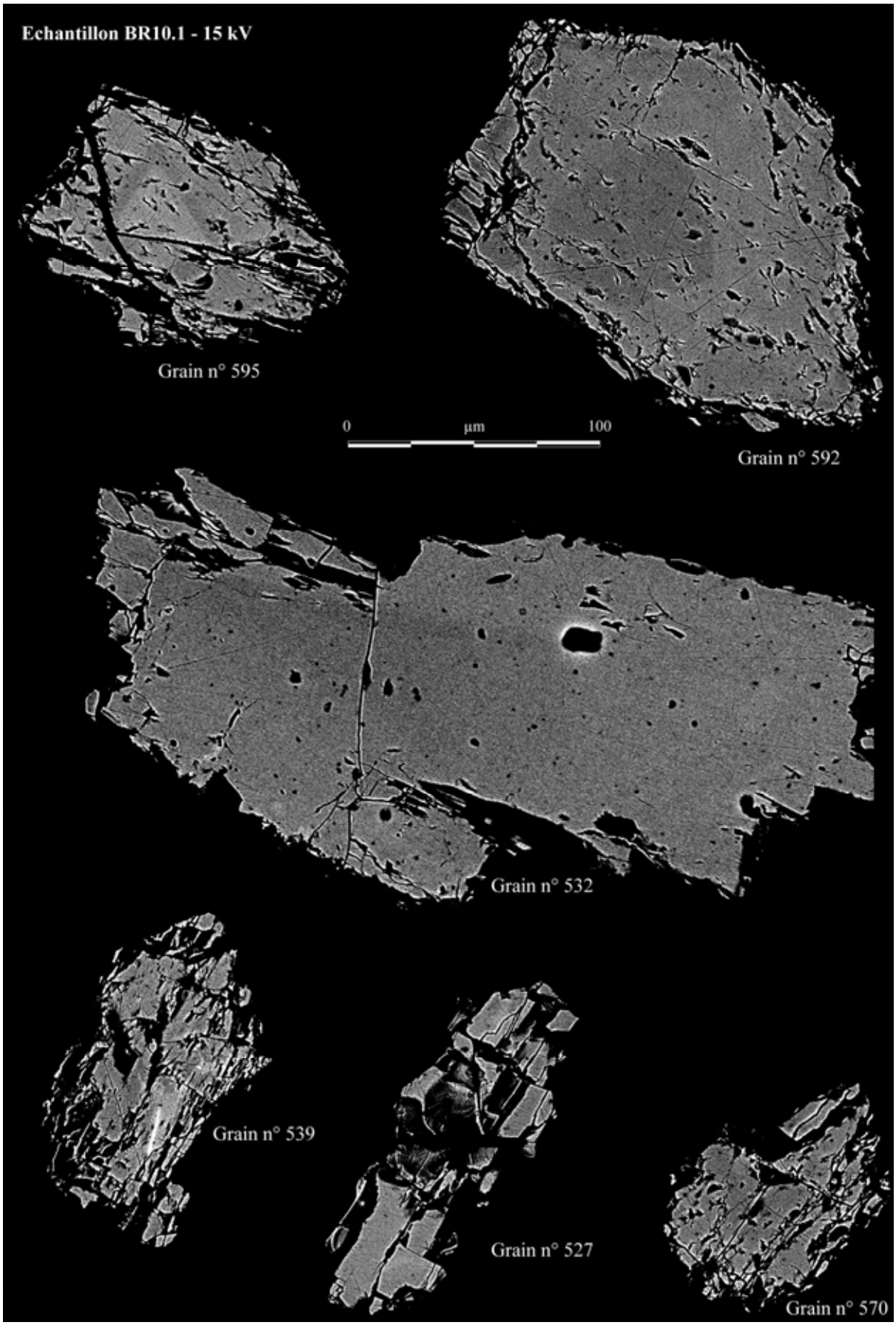
Annexe D-1(suite) : types de monazites du massif de Chantada



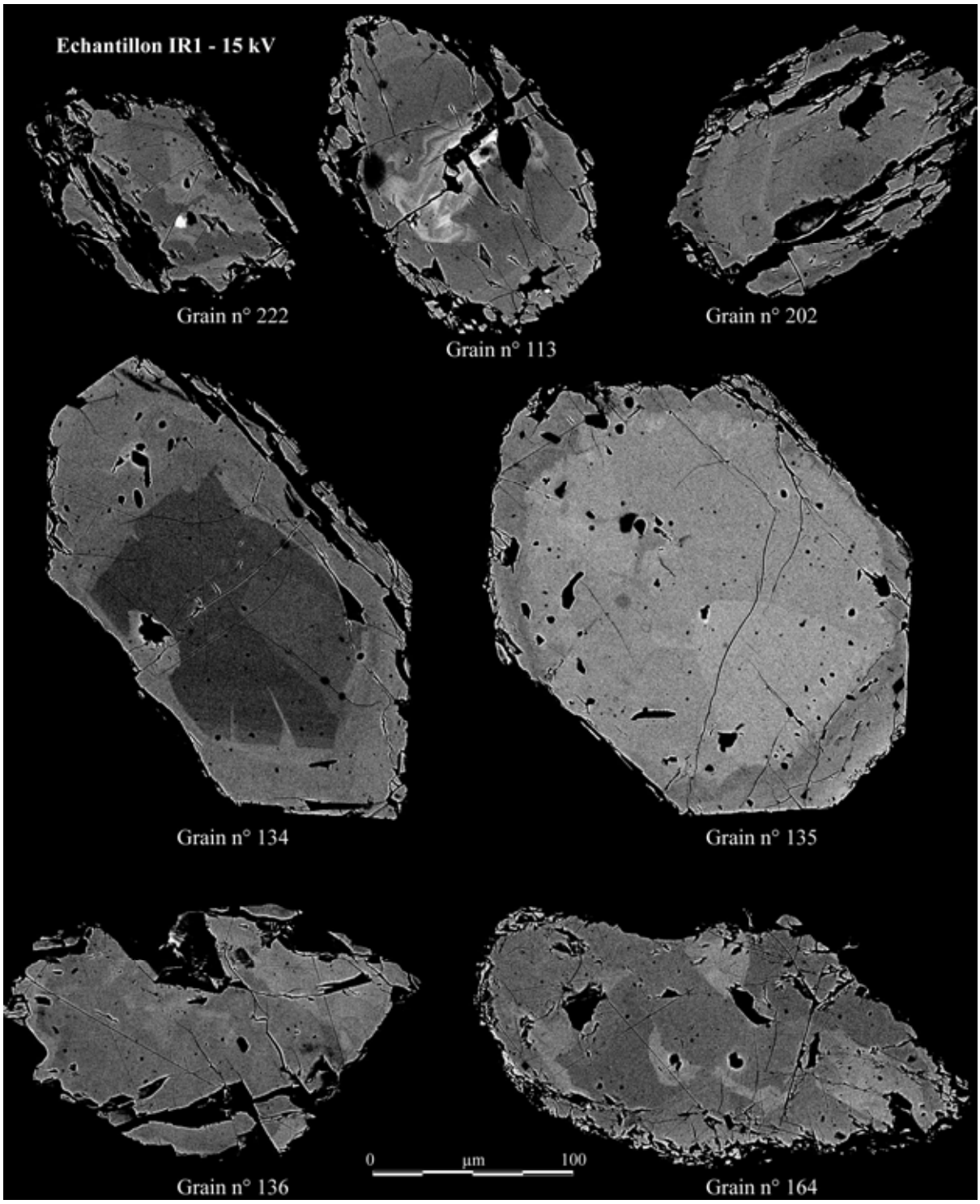
Annexe D-2 : types de monazites du faciès interne (central) du massif de Beariz



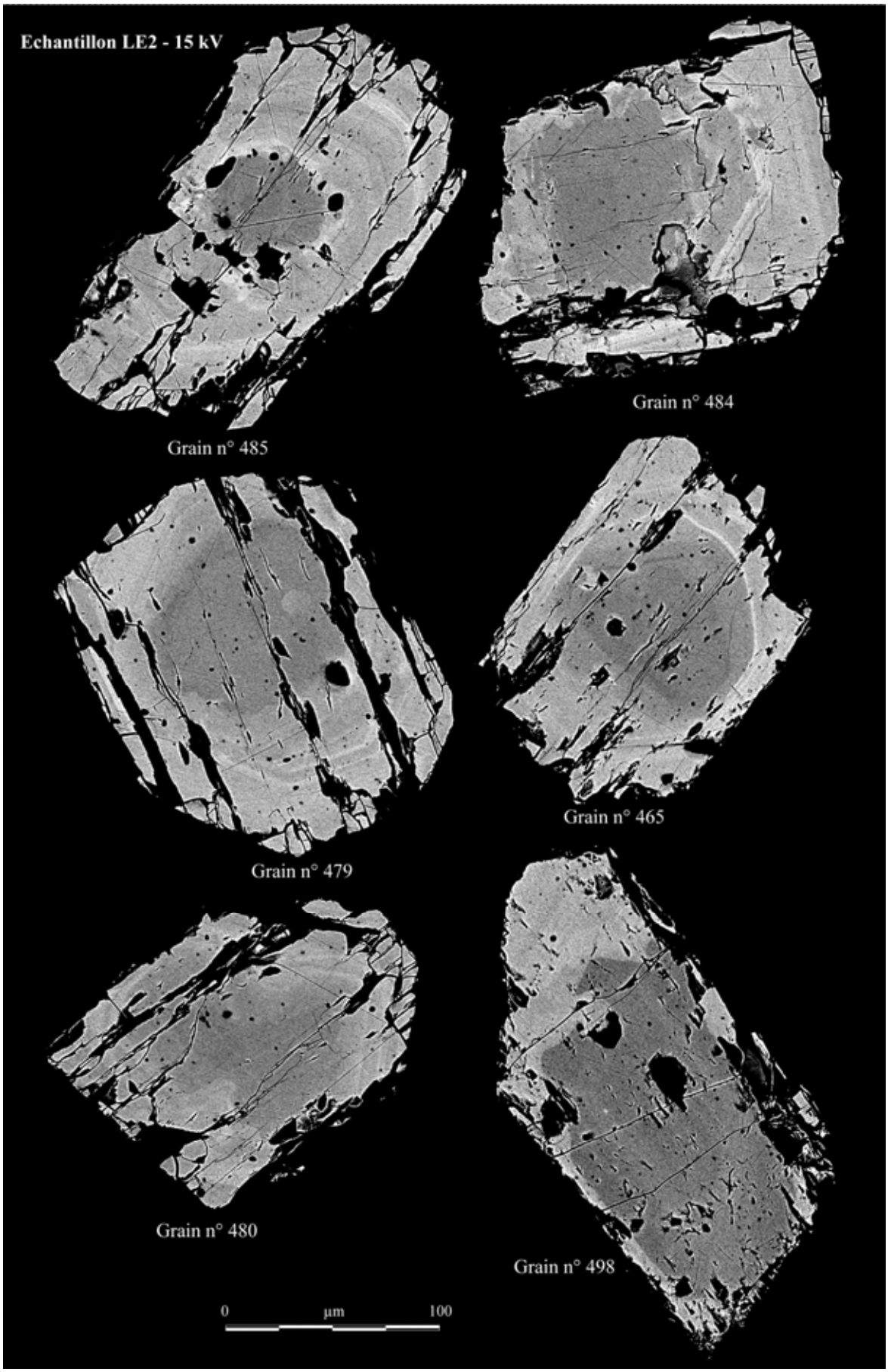
Annexe D-3 : types de monazites du massif de Carballiño



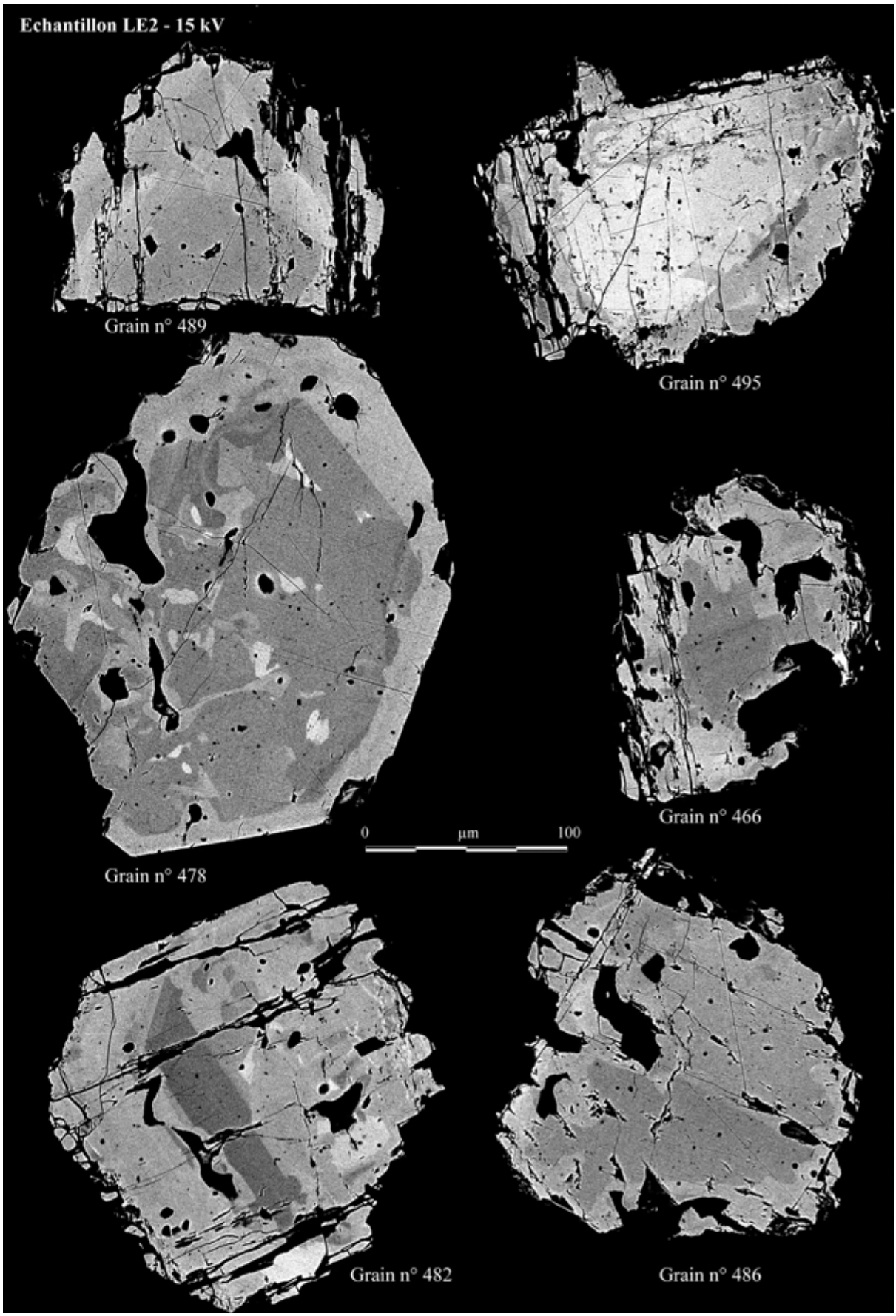
Annexe D-4 : types de monazites du massif de Boborás



Annexe D-5 : types de monazites du massif de Irixo



Annexe D-6 : types de monazites du massif de Ribadavia

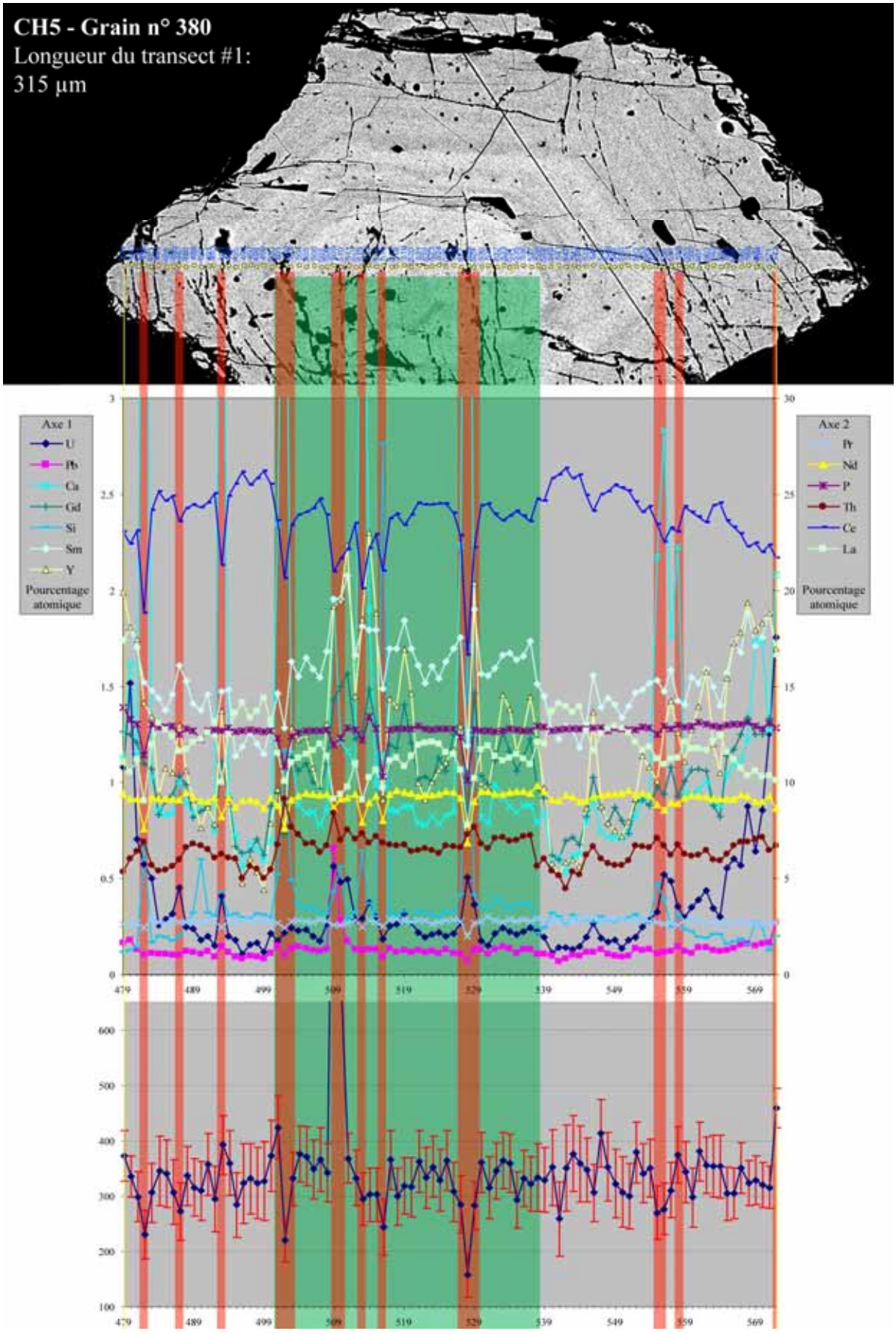


Annexe D-6 (suite) : types de monazites du massif de Ribadavia

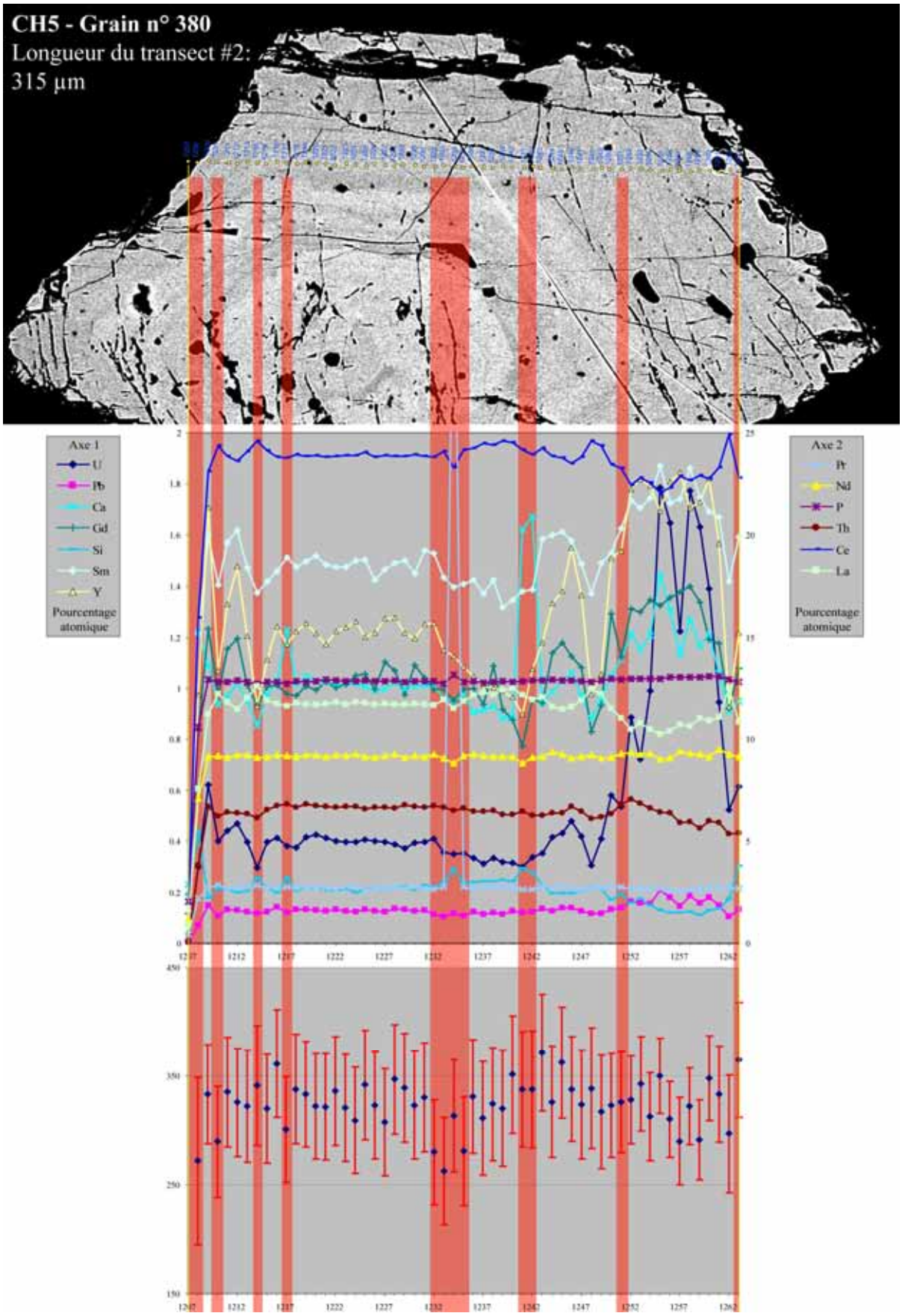
Annexe E :

Profils chimiques microsonde des monazites par massif

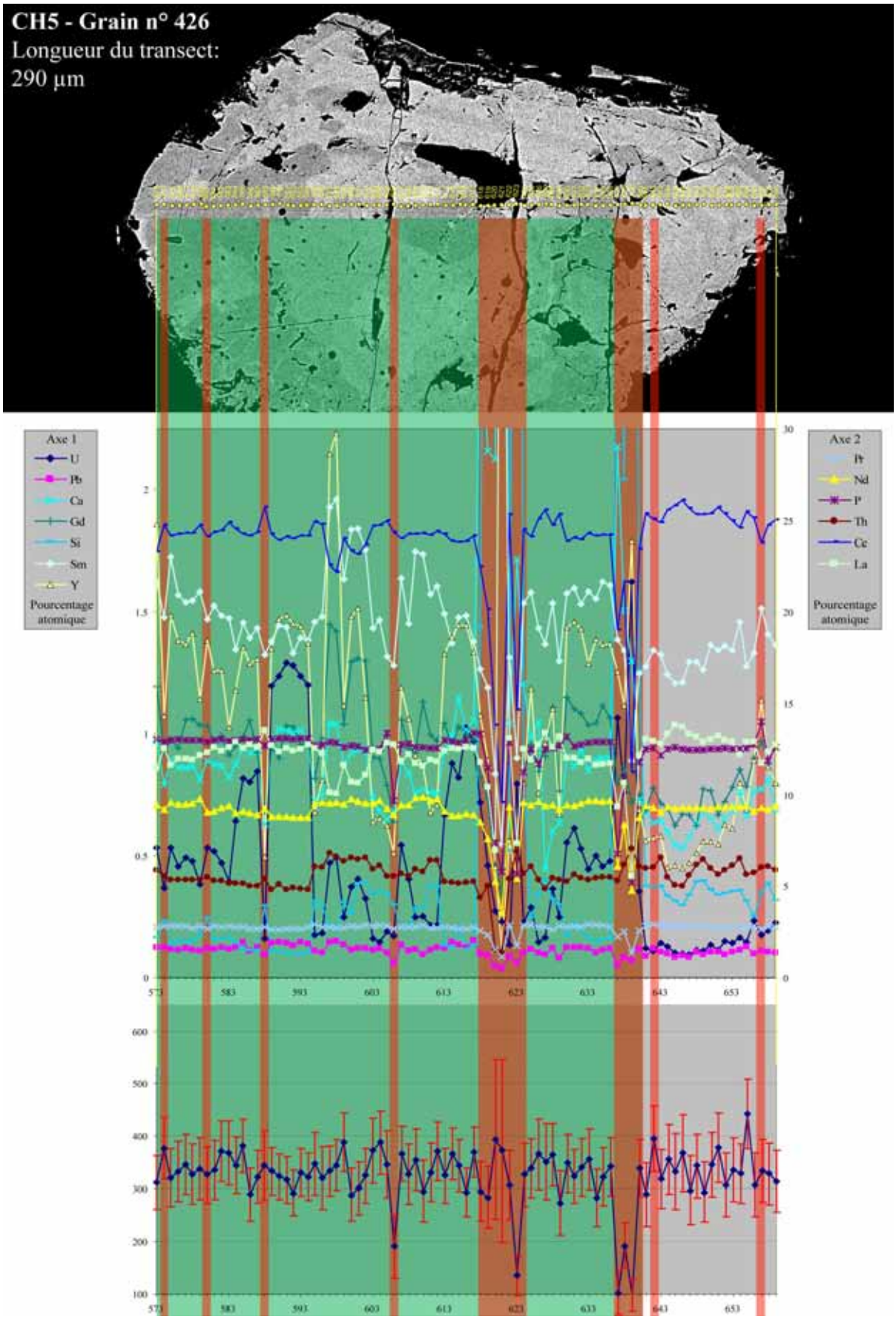
Transects chimiques (en % atomique) et âges ponctuels (en Ma) calculés à partir des données obtenues avec la microsonde électronique (voir Chapitre VII (Monazite) pour les conditions analytiques). Pour chaque grain, les points analytiques rejetés (problèmes de bouclage, de composition, etc.) sont encadrés par un rectangle rouge. Les zones encadrées par des rectangles verts correspondent aux zones ayant été déterminées comme des zones de cœurs (voir notamment le profil de composition en yttrium). La position exacte de chaque point d'analyse microsonde est indiquée par un rond jaune sur le cliché MEB. Les numéros indiqués sur les cliché MEB sont le numéro du point et/ou l'âge ponctuel calculé.



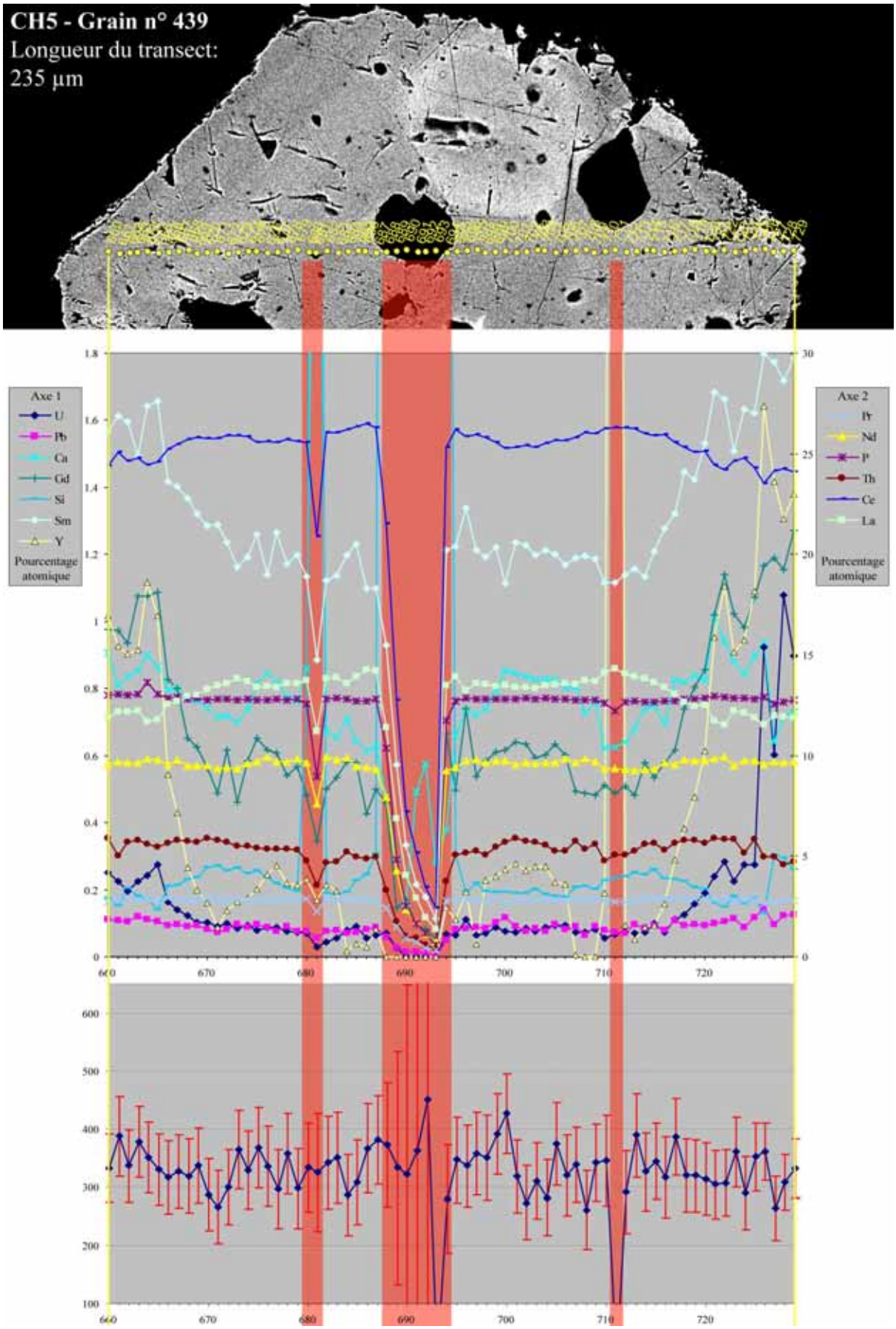
Annexe E-1 : transects chimiques et âges ponctuels calculés des grains de monazites analysés provenant du massif de Chantada (échantillon CH5).



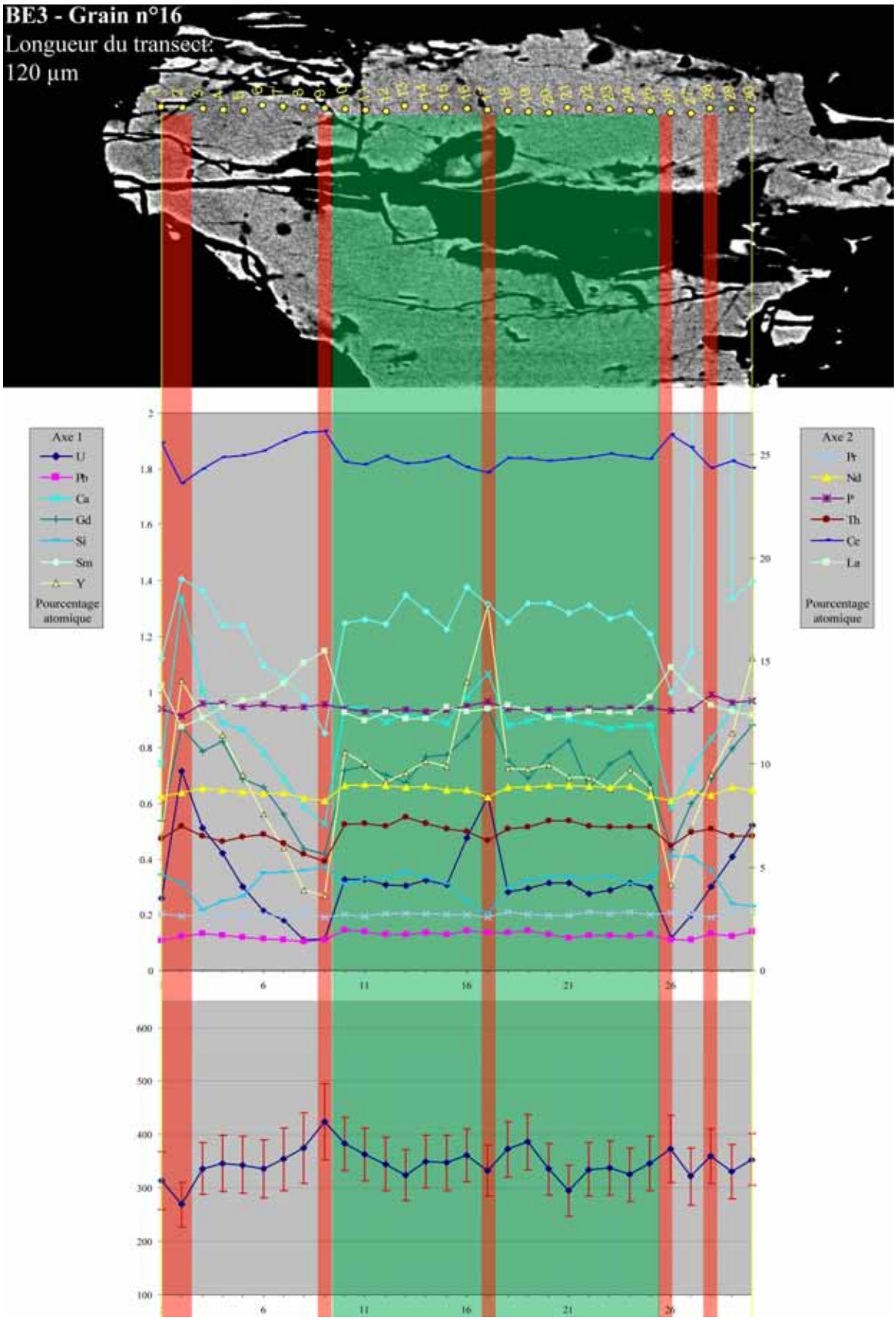
Annexe E-1 (suite) : transects chimiques et âges ponctuels calculés des grains de monazites analysés provenant du massif de Chantada (échantillon CH5).



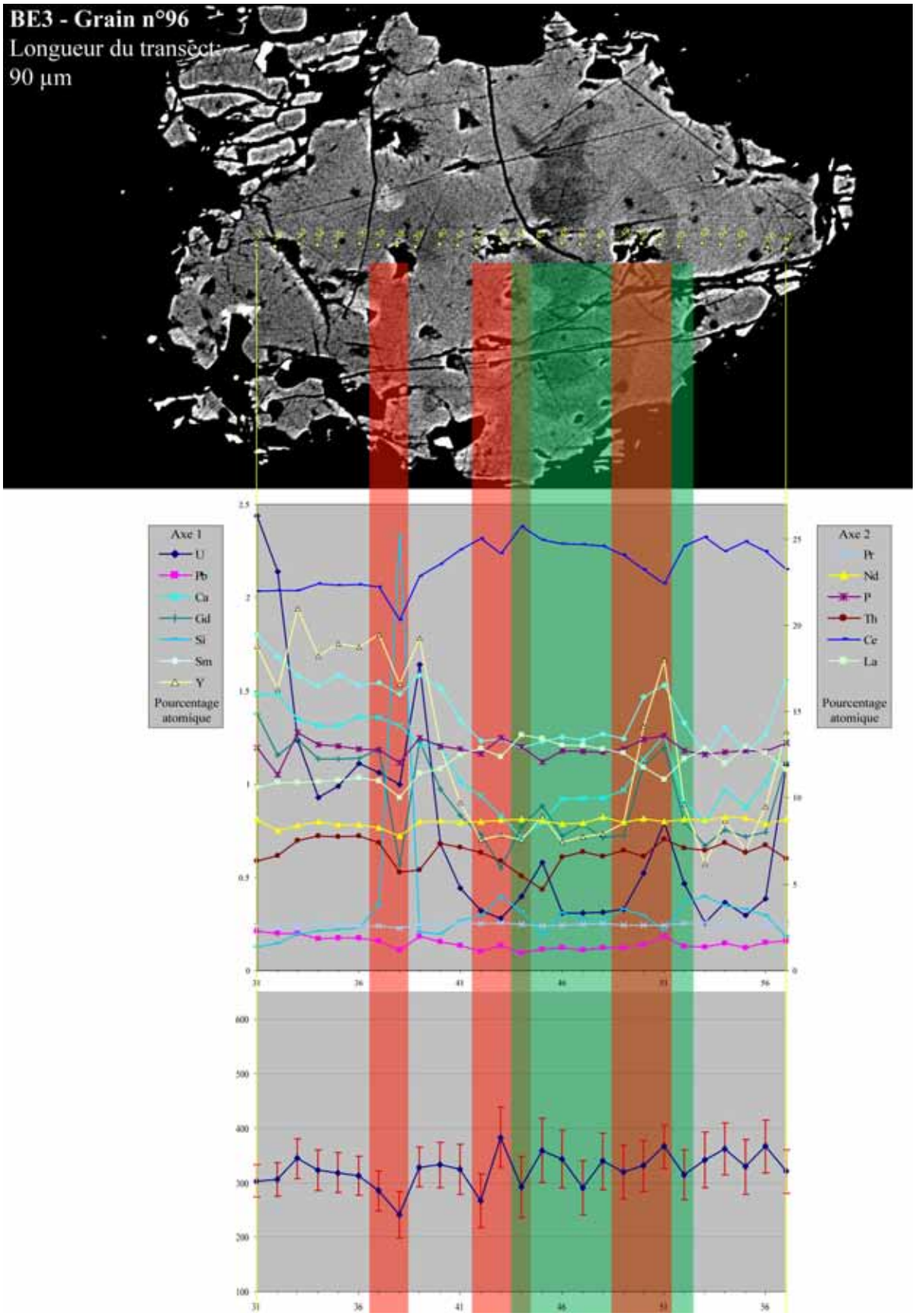
Annexe E-1(suite) : transects chimiques et âges ponctuels calculés des grains de monazites analysés provenant du massif de Chantada (échantillon CH5).



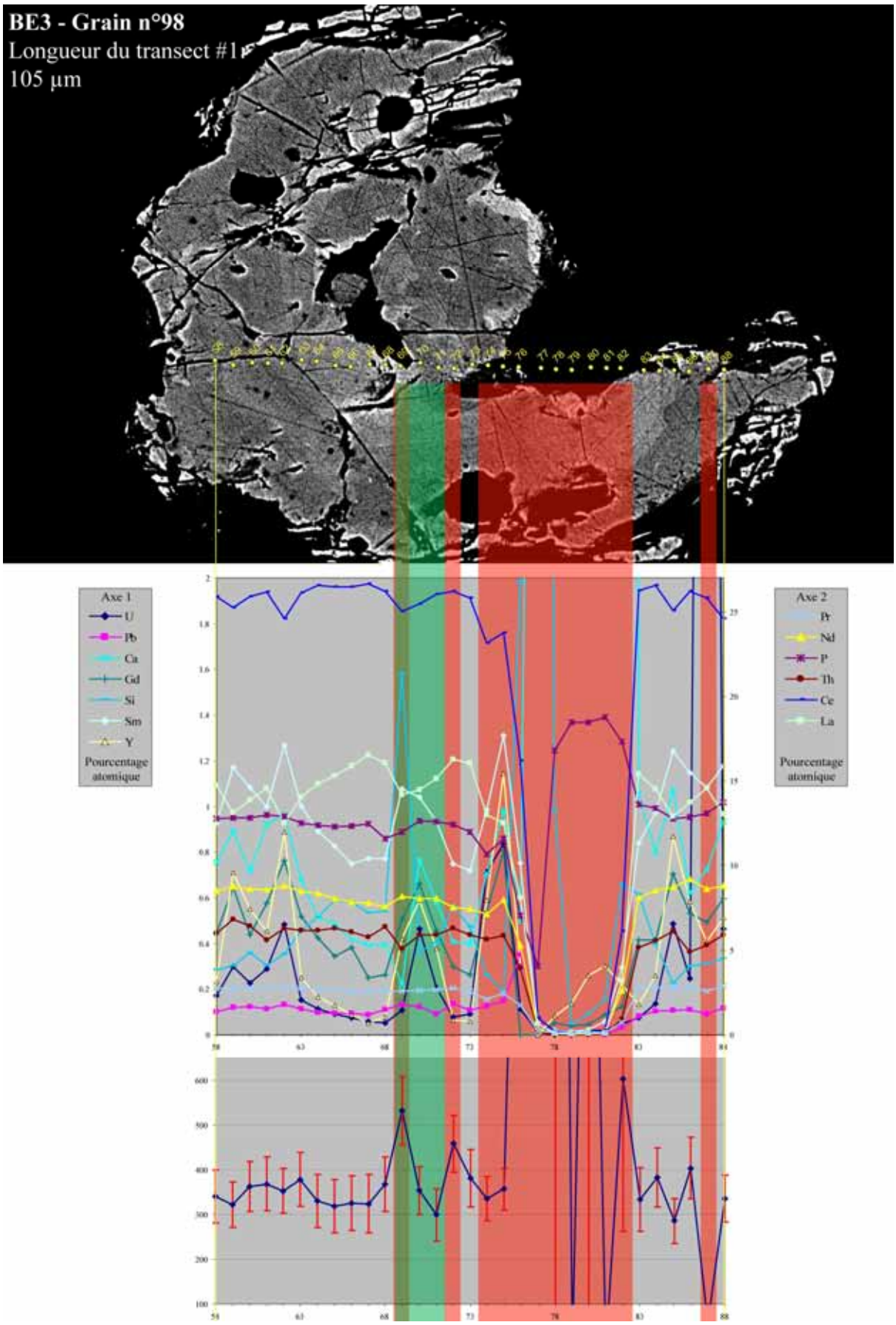
Annexe E-1 (suite) : transects chimiques et âges ponctuels calculés des grains de monazites analysés provenant du massif de Chantada (échantillon CH5).



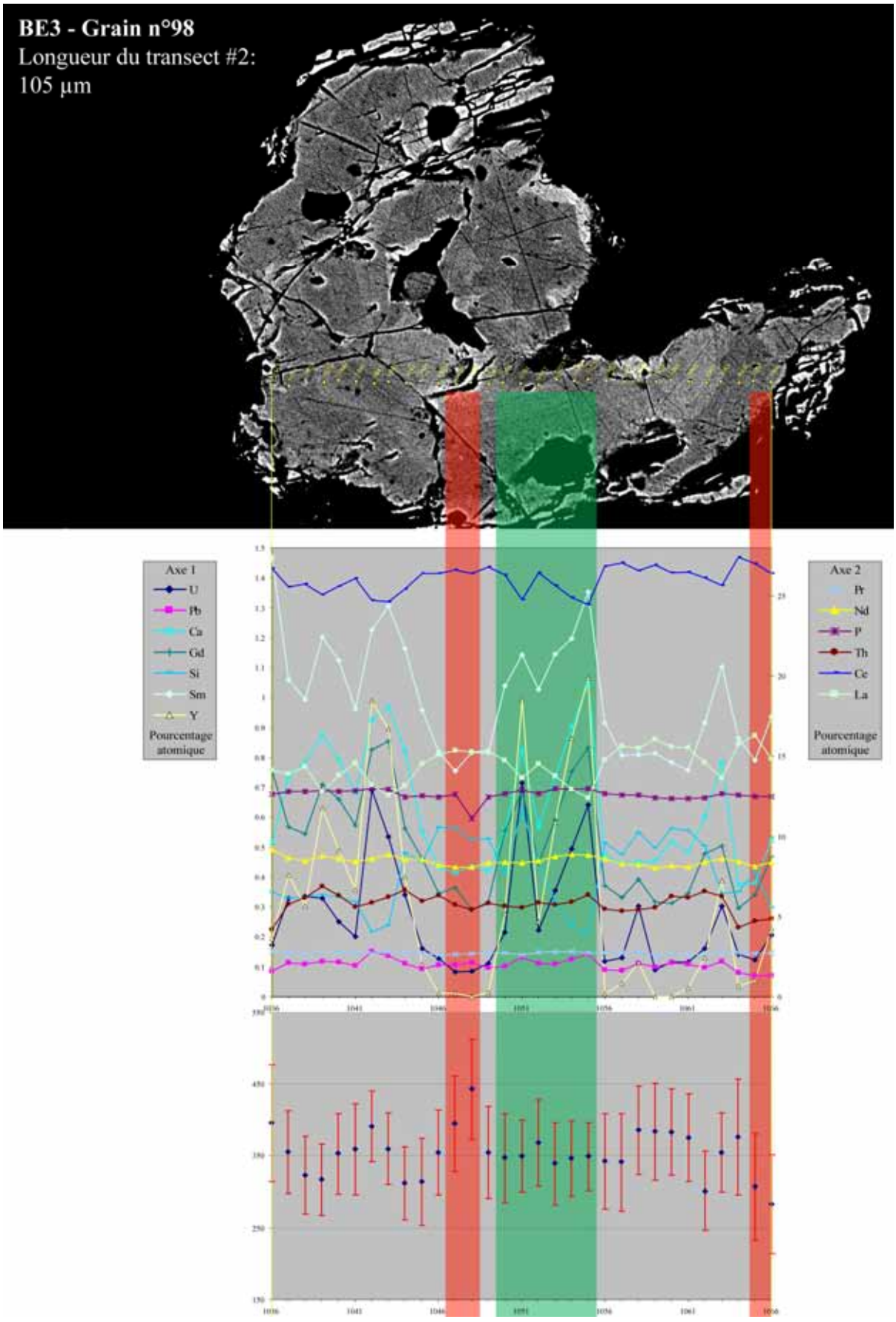
Annexe E-2 : transects chimiques et âges ponctuels calculés des grains de monazites analysés provenant du faciès interne (central) du massif de Beariz (échantillon BE3).



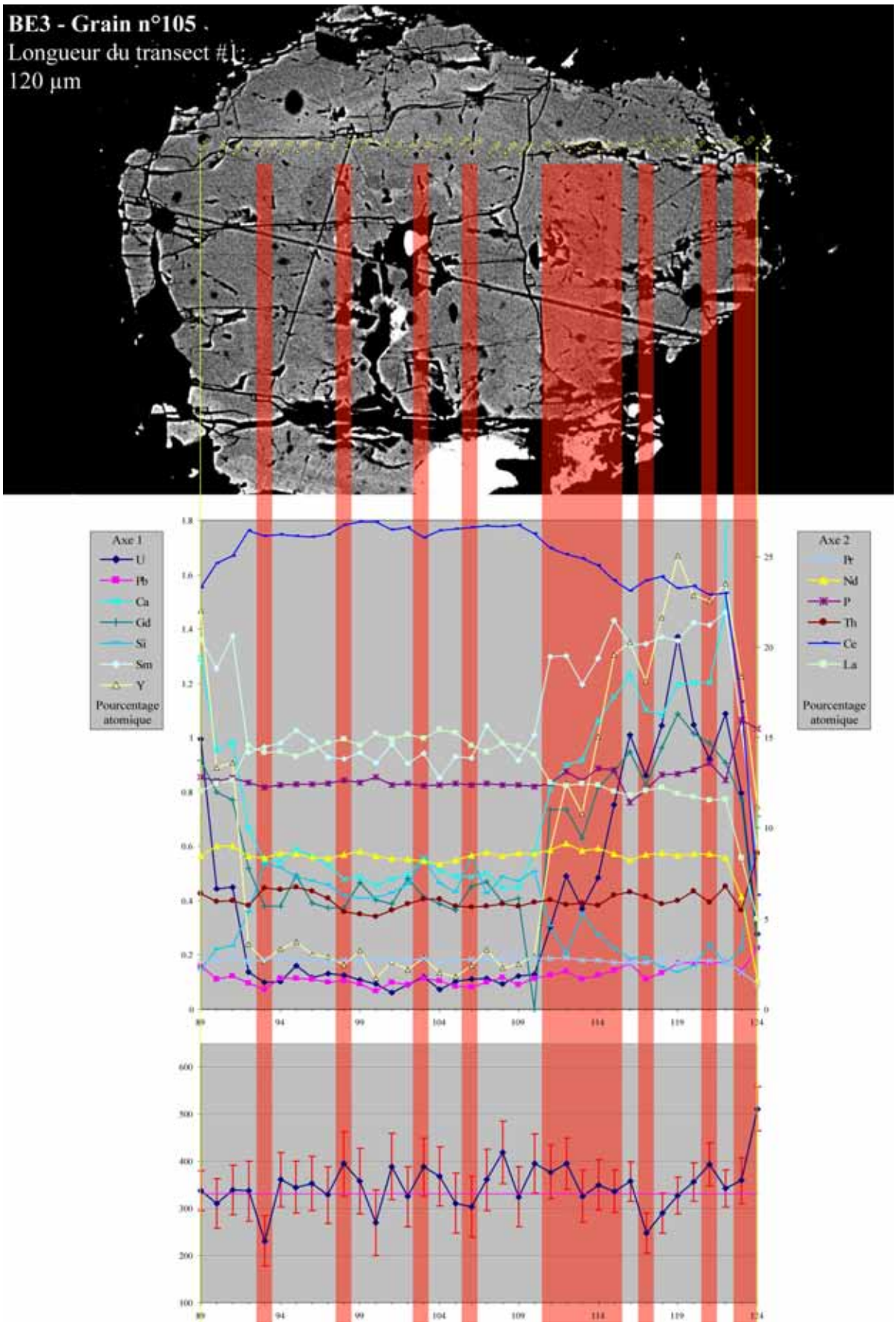
Annexe E-2 (suite) : transects chimiques et âges ponctuels calculés des grains de monazites analysés provenant du faciès interne (central) du massif de Beariz (échantillon BE3).



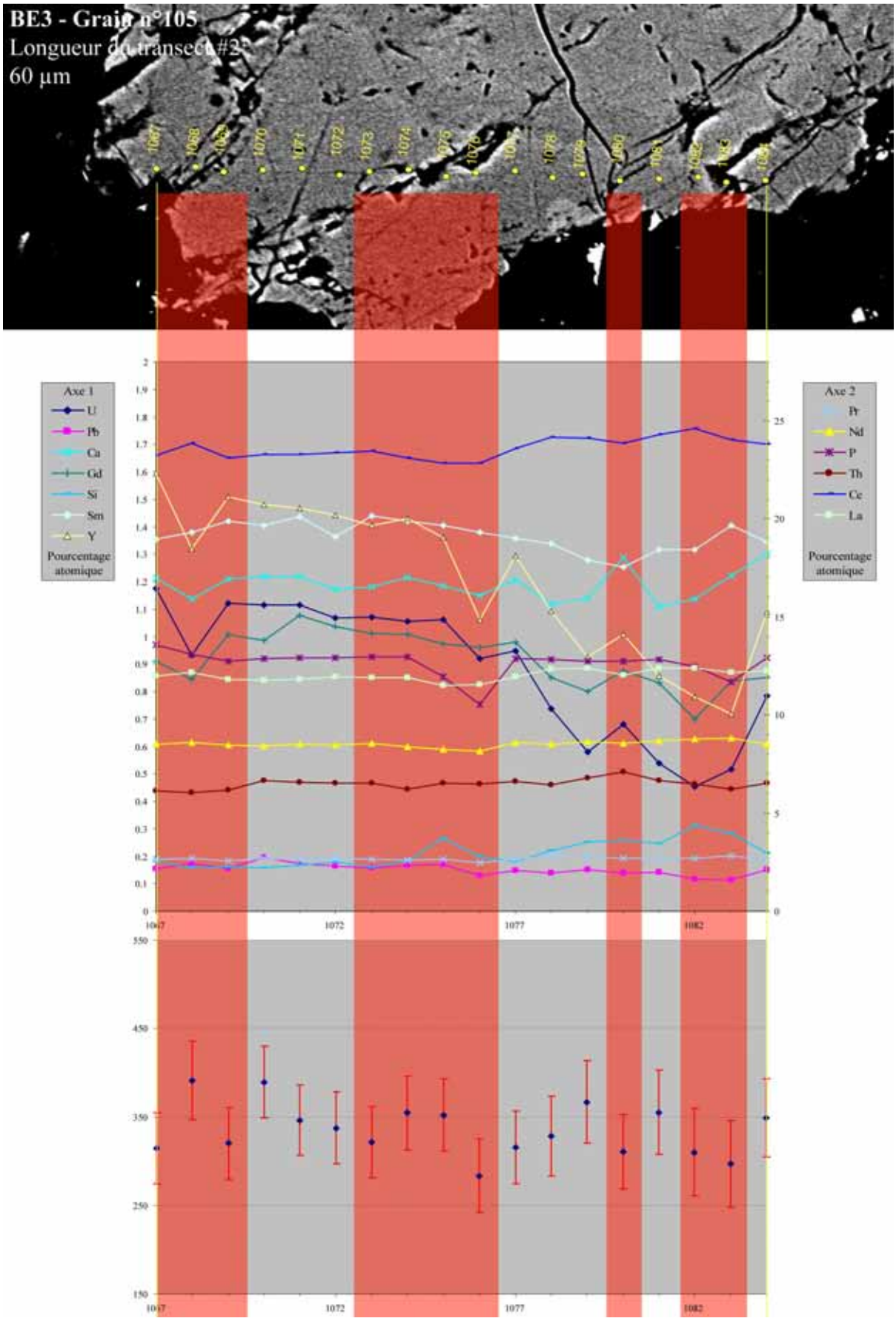
Annexe E-2 (suite) : transects chimiques et âges ponctuels calculés des grains de monazites analysés provenant du faciès interne (central) du massif de Beariz (échantillon BE3).



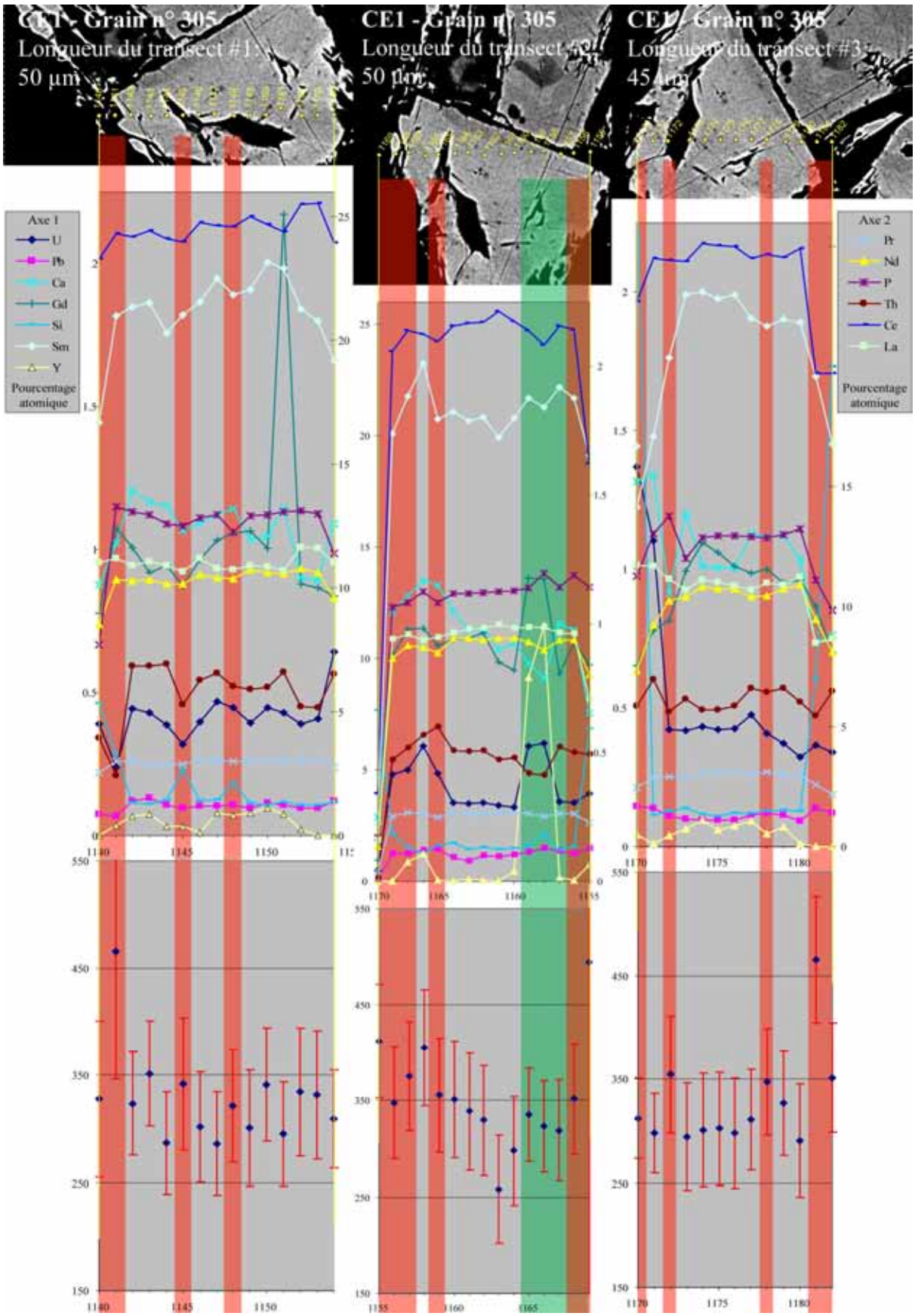
Annexe E-2 (suite) : transects chimiques et âges ponctuels calculés des grains de monazites analysés provenant du faciès interne (central) du massif de Beariz (échantillon BE3).



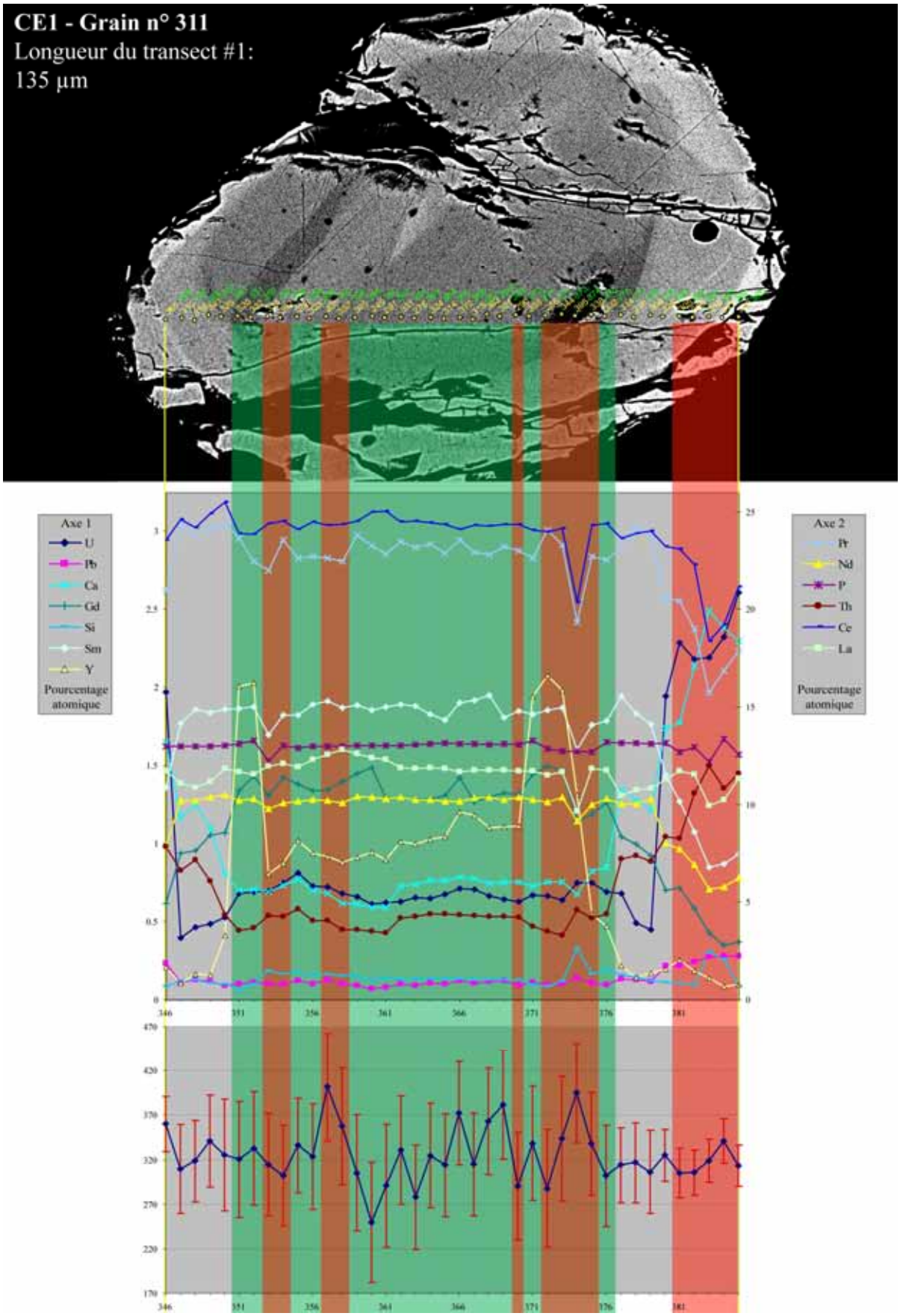
Annexe E-2 (suite) : transects chimiques et âges ponctuels calculés des grains de monazites analysés provenant du faciès interne (central) du massif de Beariz (échantillon BE3).



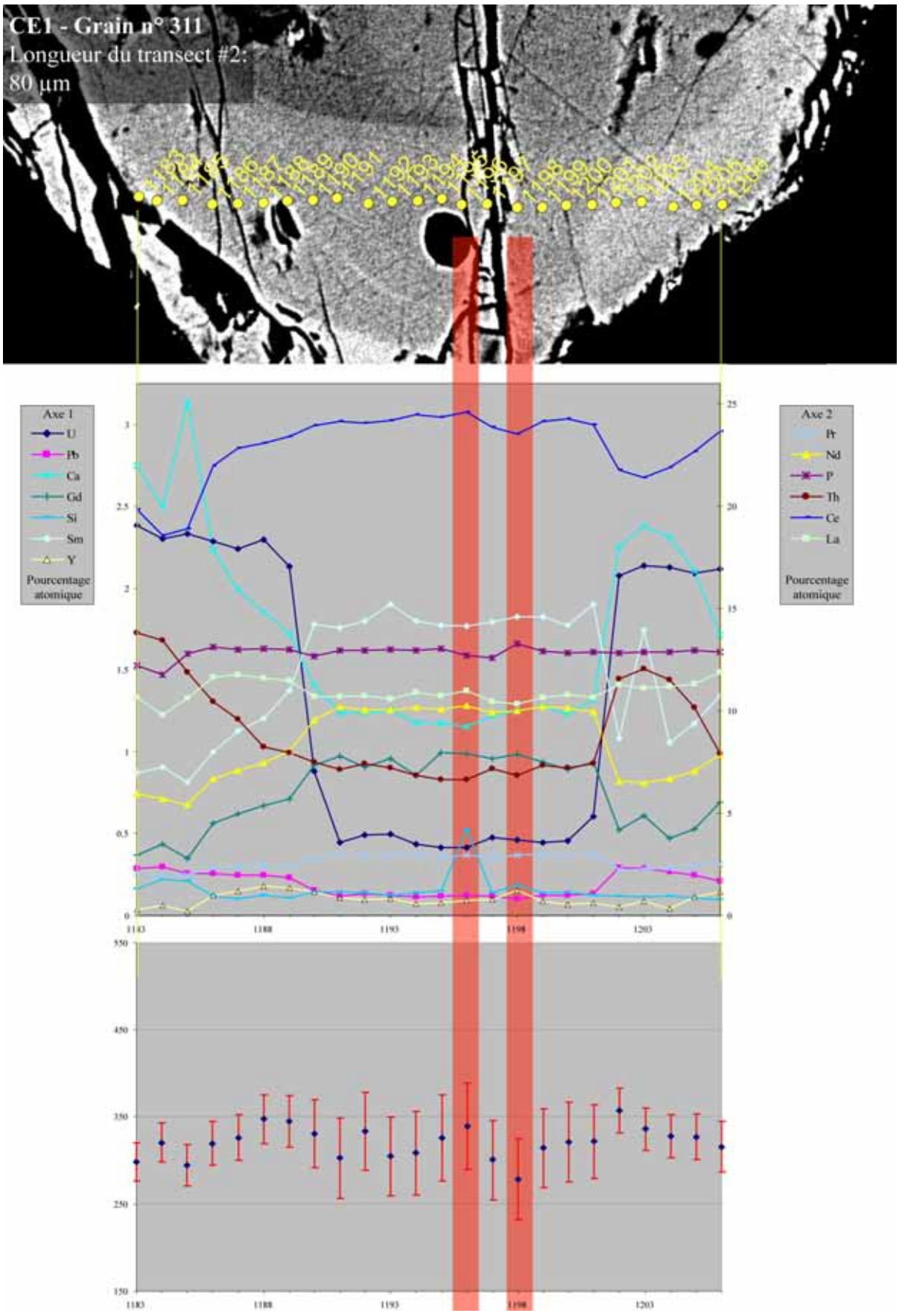
Annexe E-2 (suite) : transects chimiques et âges ponctuels calculés des grains de monazites analysés provenant du faciès interne (central) du massif de Beariz (échantillon BE3).



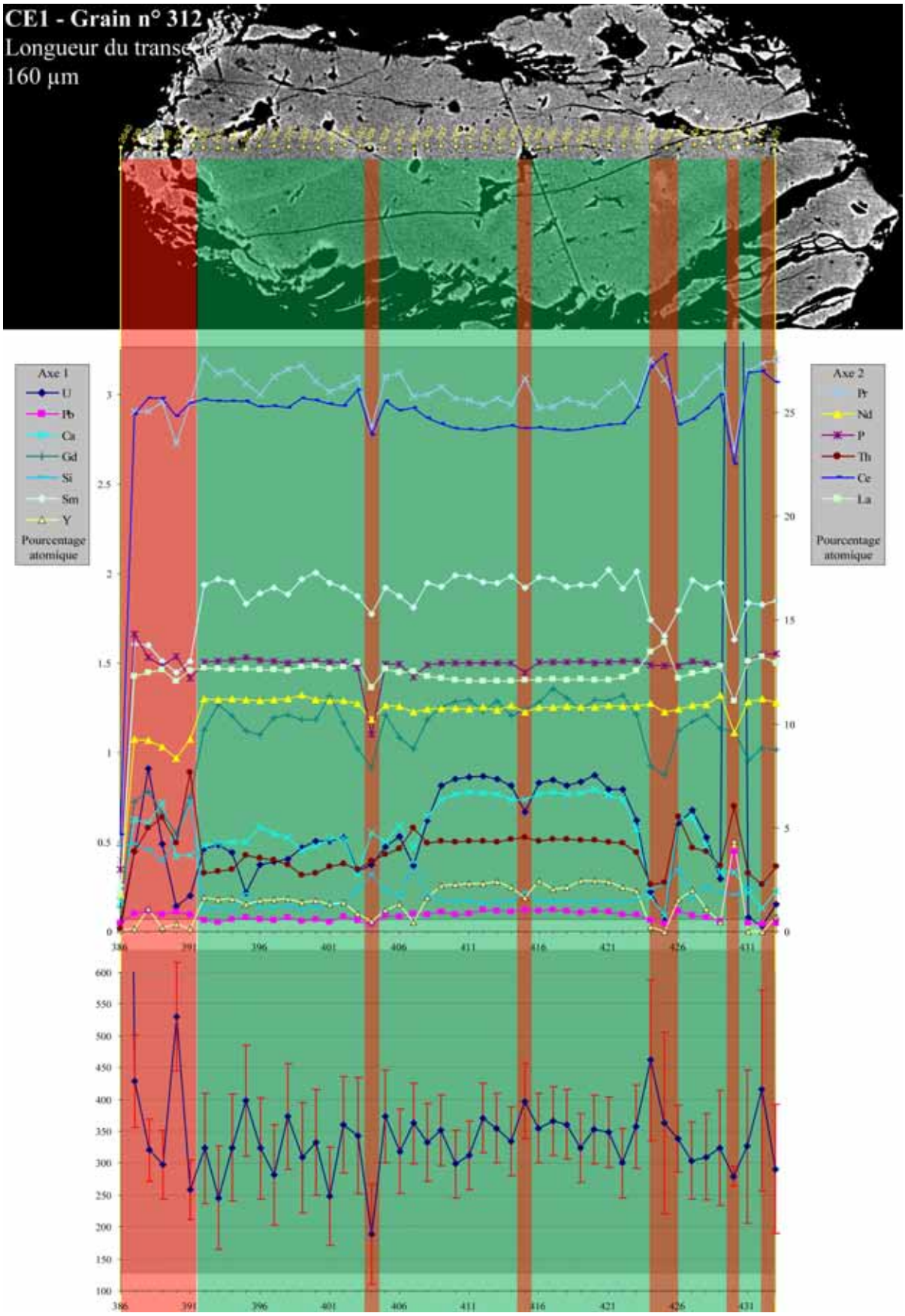
Annexe E-3 : transects chimiques et âges ponctuels calculés des grains de monazites analysés provenant du massif de Carballiño (échantillon CE1).



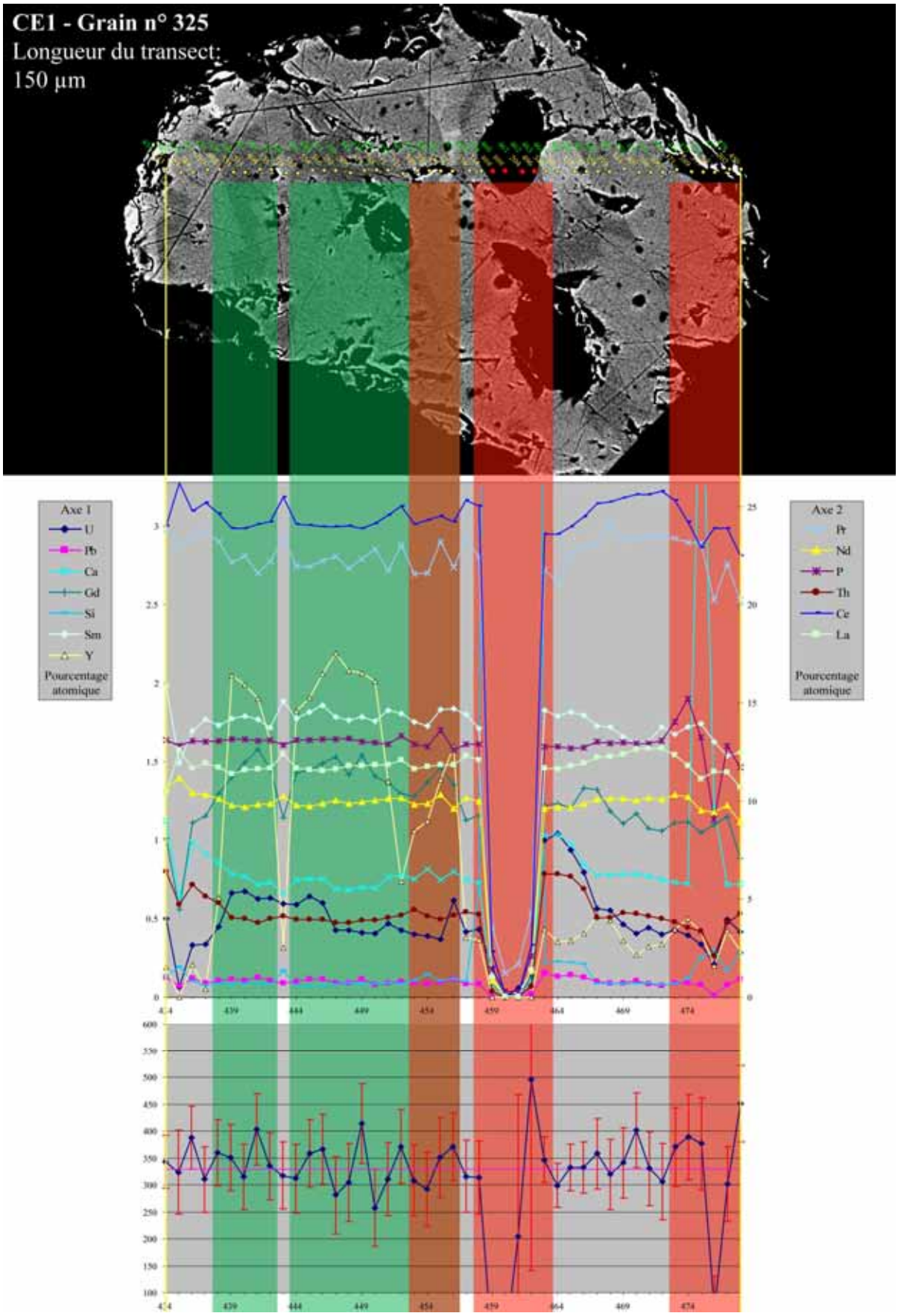
Annexe E-3 (suite) : transects chimiques et âges ponctuels calculés des grains de monazites analysés provenant du massif de Carballiño (échantillon CE1).



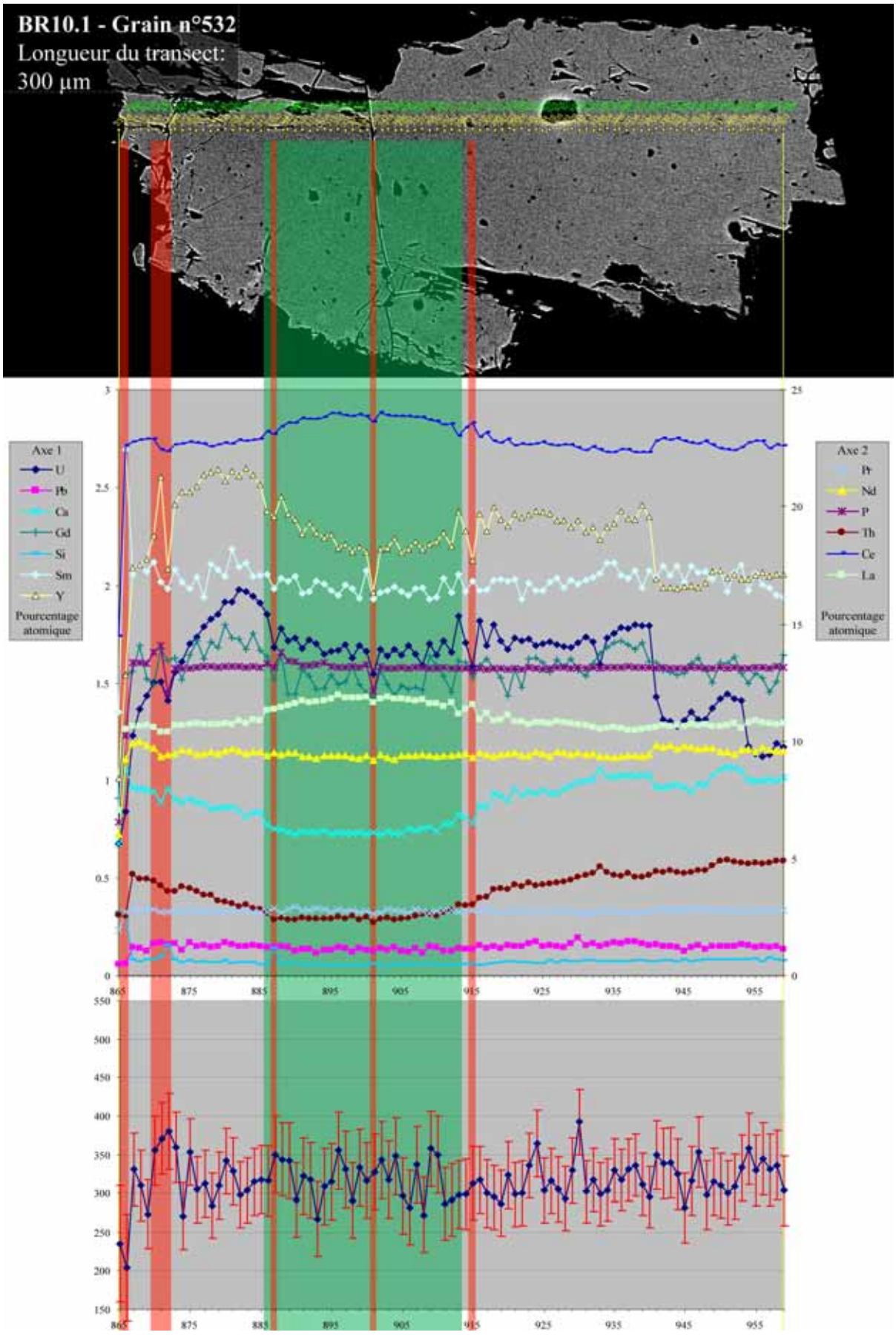
Annexe E-3 (suite) : transects chimiques et âges ponctuels calculés des grains de monazites analysés provenant du massif de Carballiño (échantillon CE1).



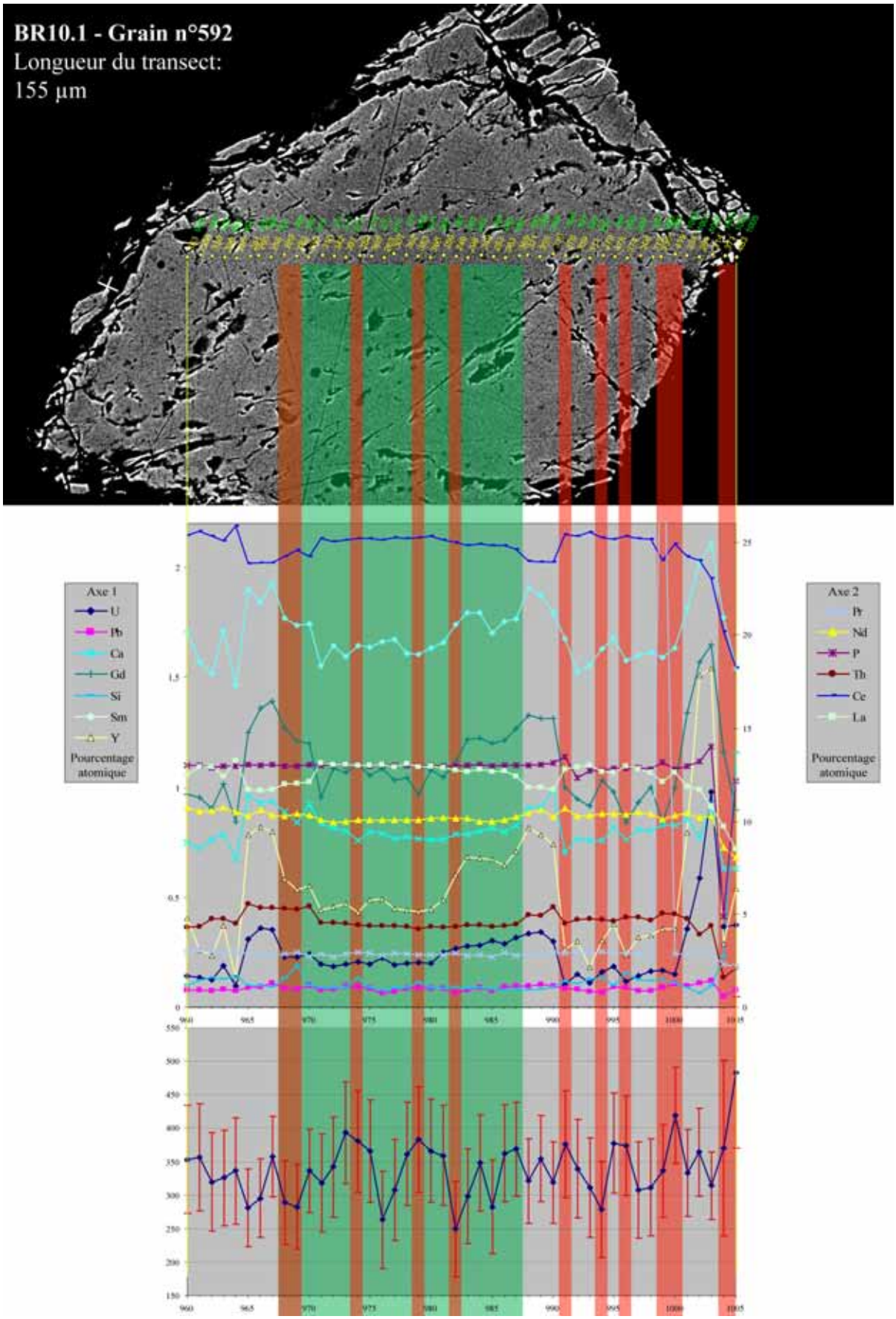
Annexe E-3 (suite) : transects chimiques et âges ponctuels calculés des grains de monazites analysés provenant du massif de Carballiño (échantillon CE1).



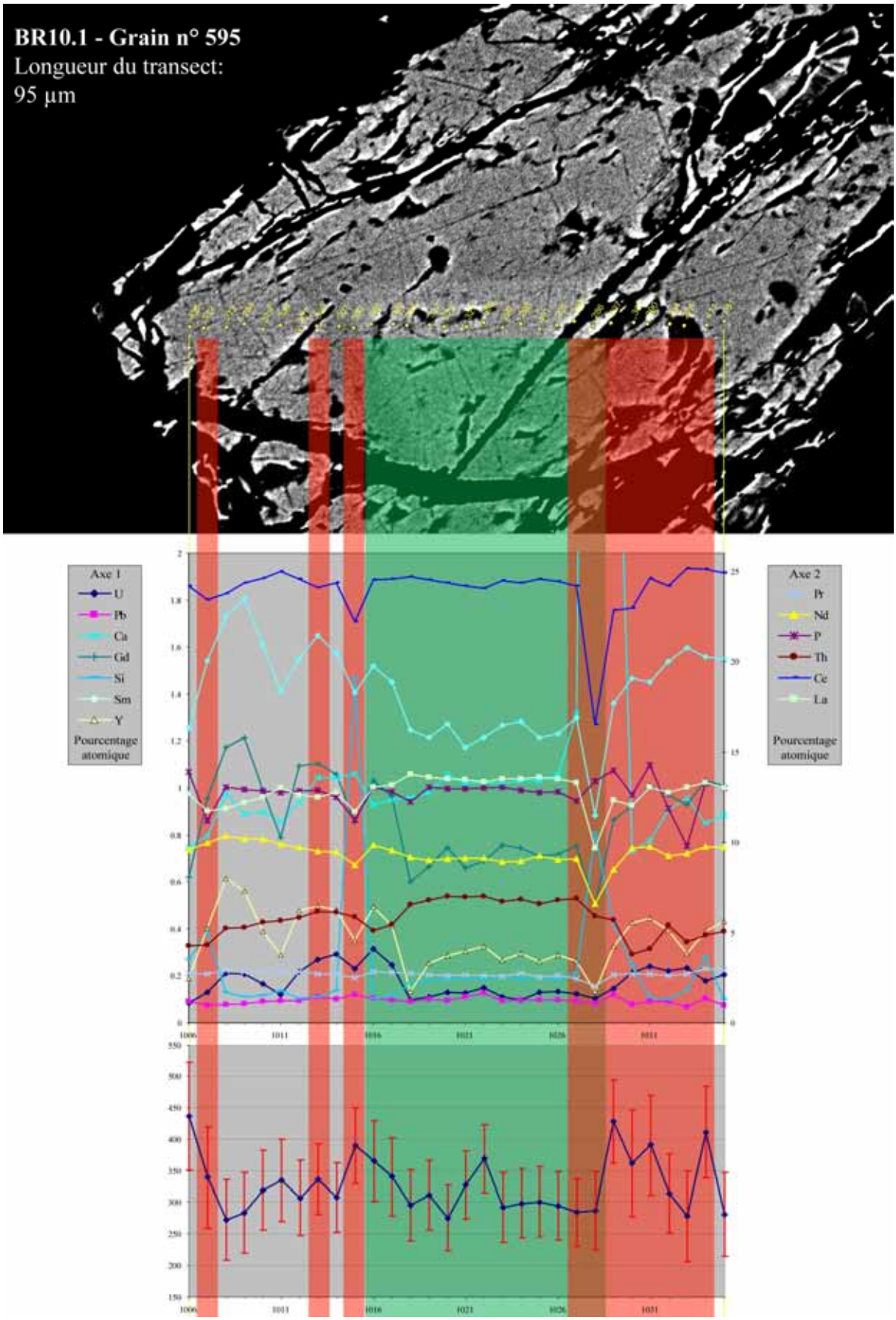
Annexe E-3 (suite) : transects chimiques et âges ponctuels calculés des grains de monazites analysés provenant du massif de Carballiño (échantillon CE1).



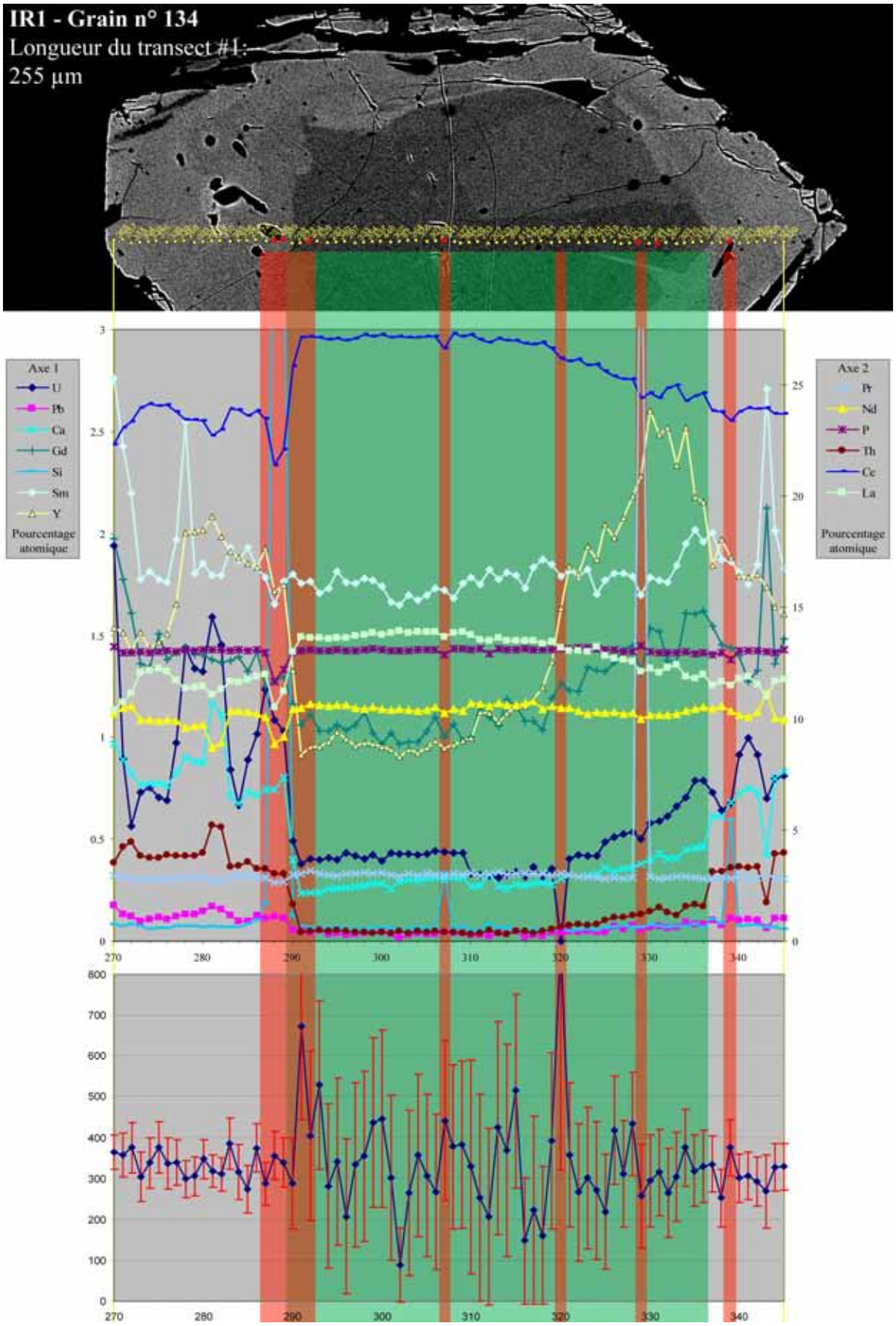
Annexe E-4 : transects chimiques et âges ponctuels calculés des grains de monazites analysés provenant du massif de Boborás (échantillon BR10.1).



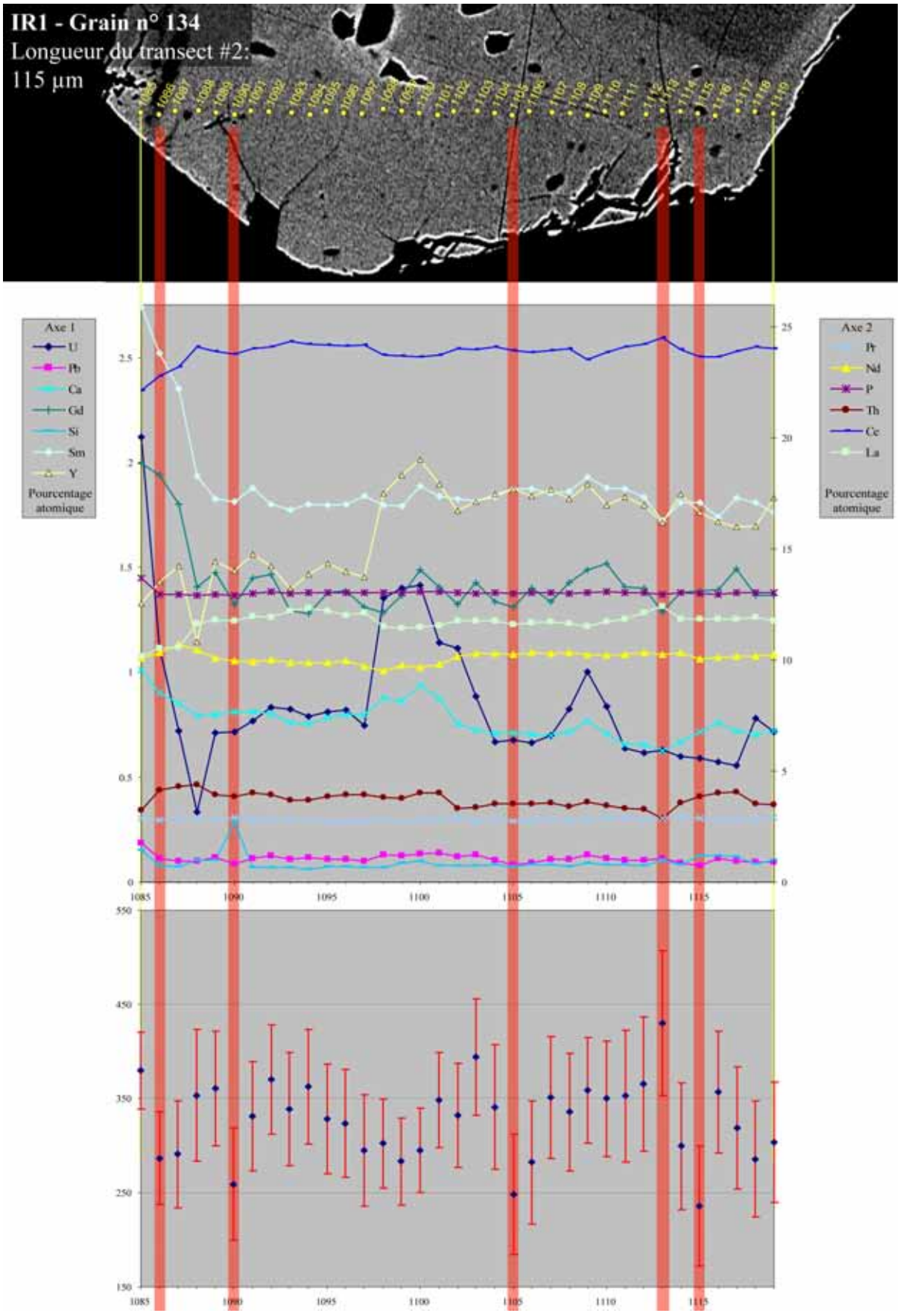
Annexe E-4 (suite) : transects chimiques et âges ponctuels calculés des grains de monazites analysés provenant du massif de Boborás (échantillon BR10.1).



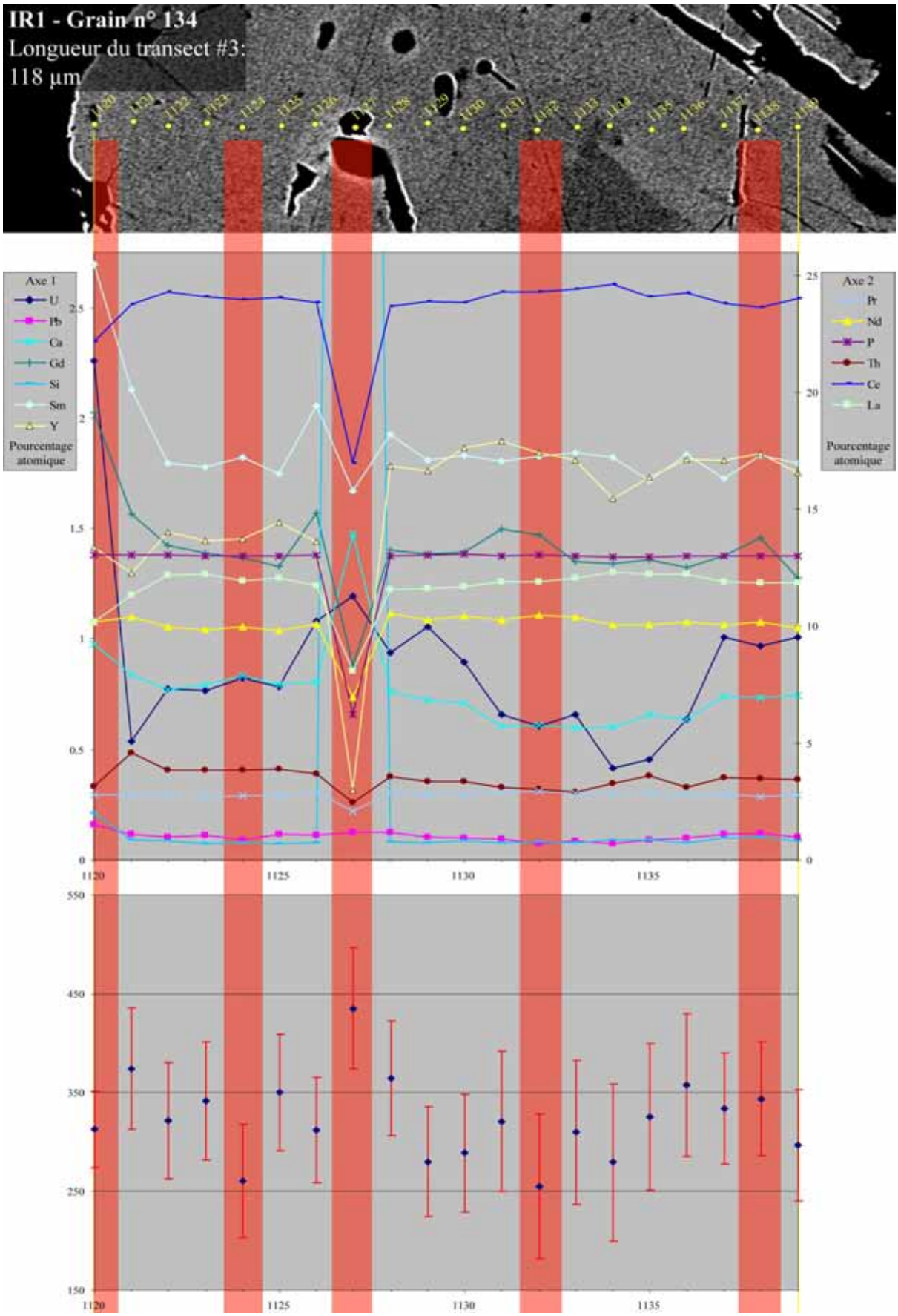
Annexe E-4 (suite) : transects chimiques et âges ponctuels calculés des grains de monazites analysés provenant du massif de Boborás (échantillon BR10.1).



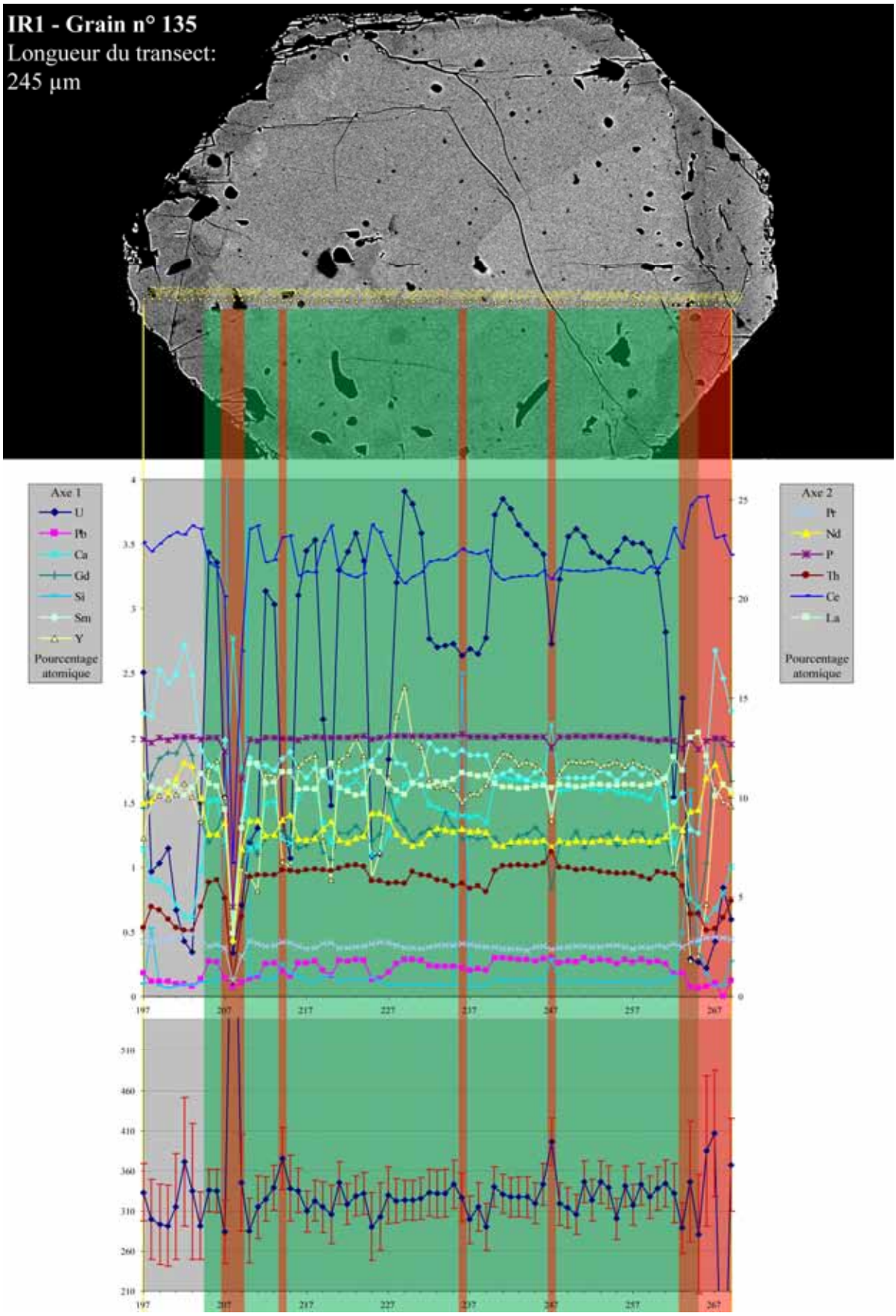
Annexe E-5 : transects chimiques et âges ponctuels calculés des grains de monazites analysés provenant du massif d'Irixo (échantillon IR1).



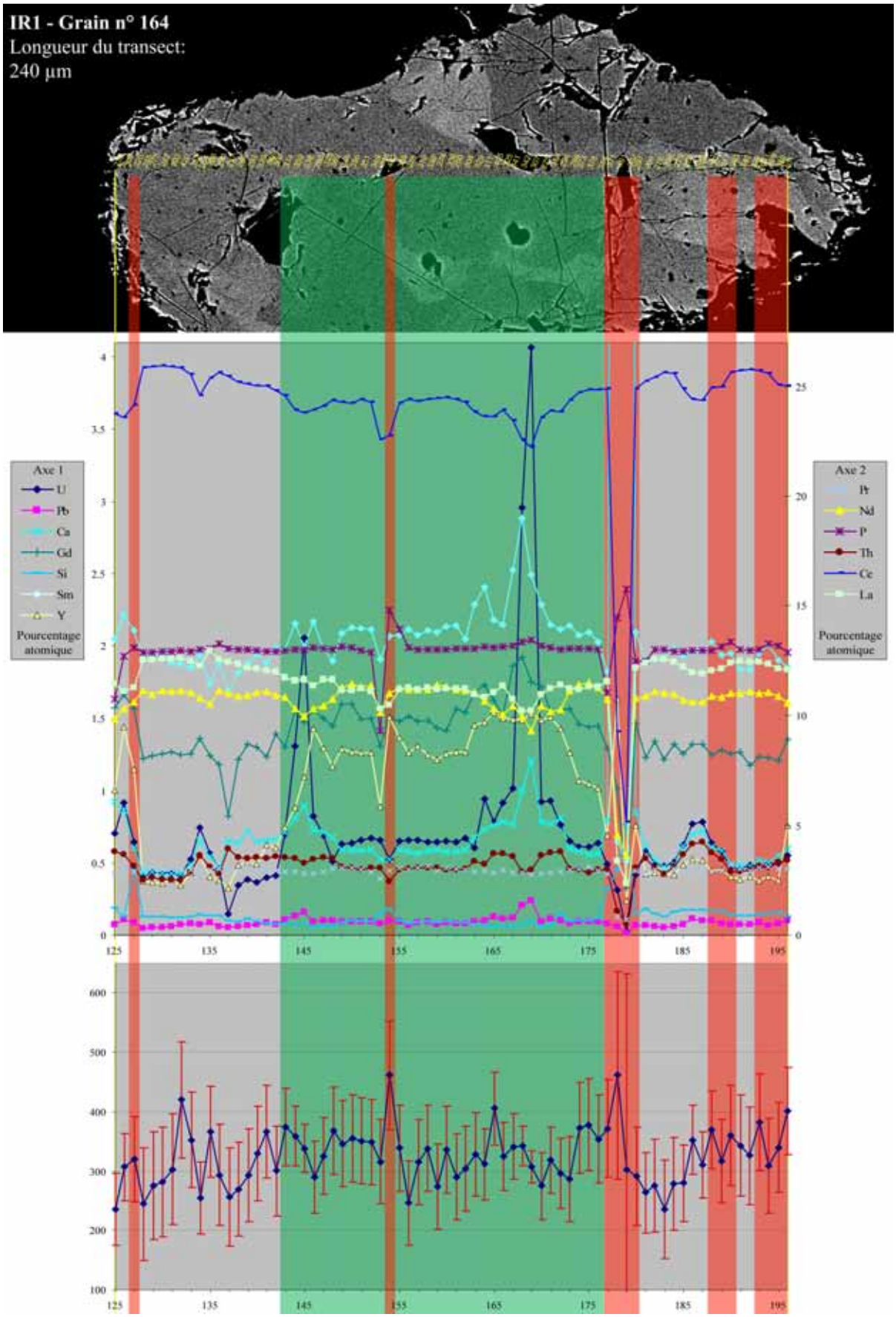
Annexe E-5 (suite): transects chimiques et âges ponctuels calculés des grains de monazites analysés provenant du massif d'Irixo (échantillon IR1).



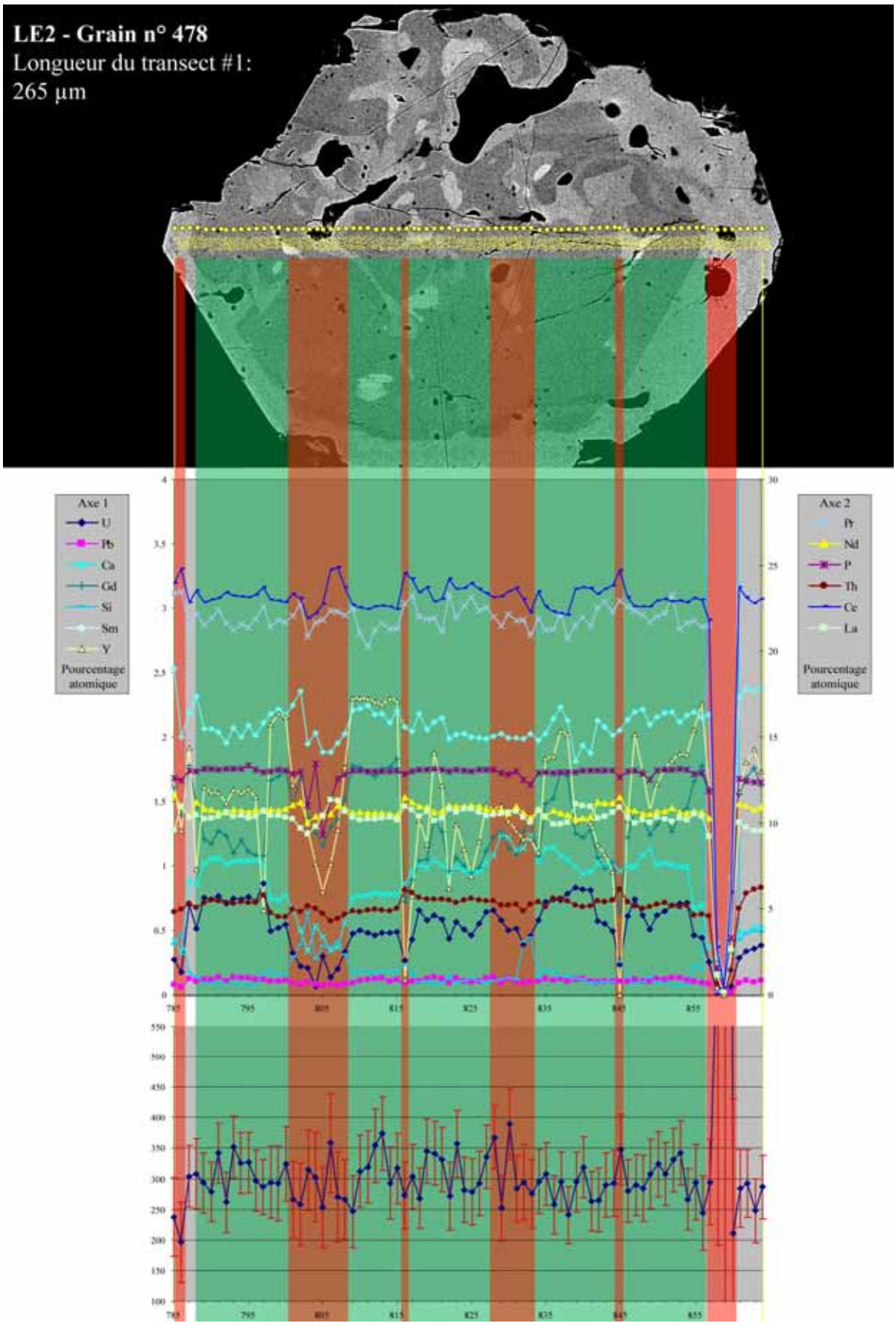
Annexe E-5 (suite): transects chimiques et âges ponctuels calculés des grains de monazites analysés provenant du massif d'Irixo (échantillon IR1).



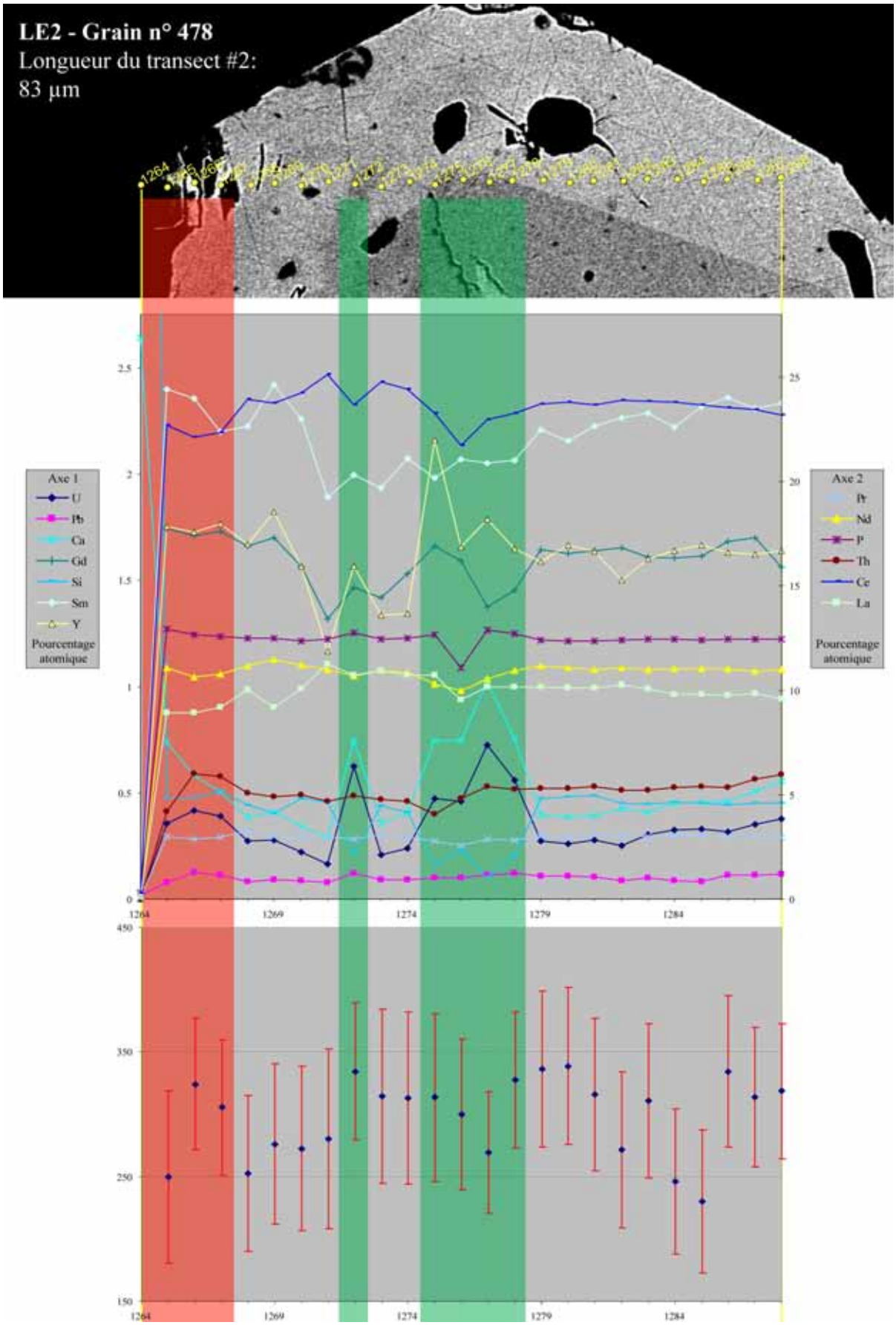
Annexe E-5 (suite): transects chimiques et âges ponctuels calculés des grains de monazites analysés provenant du massif d'Irixo (échantillon IR1).



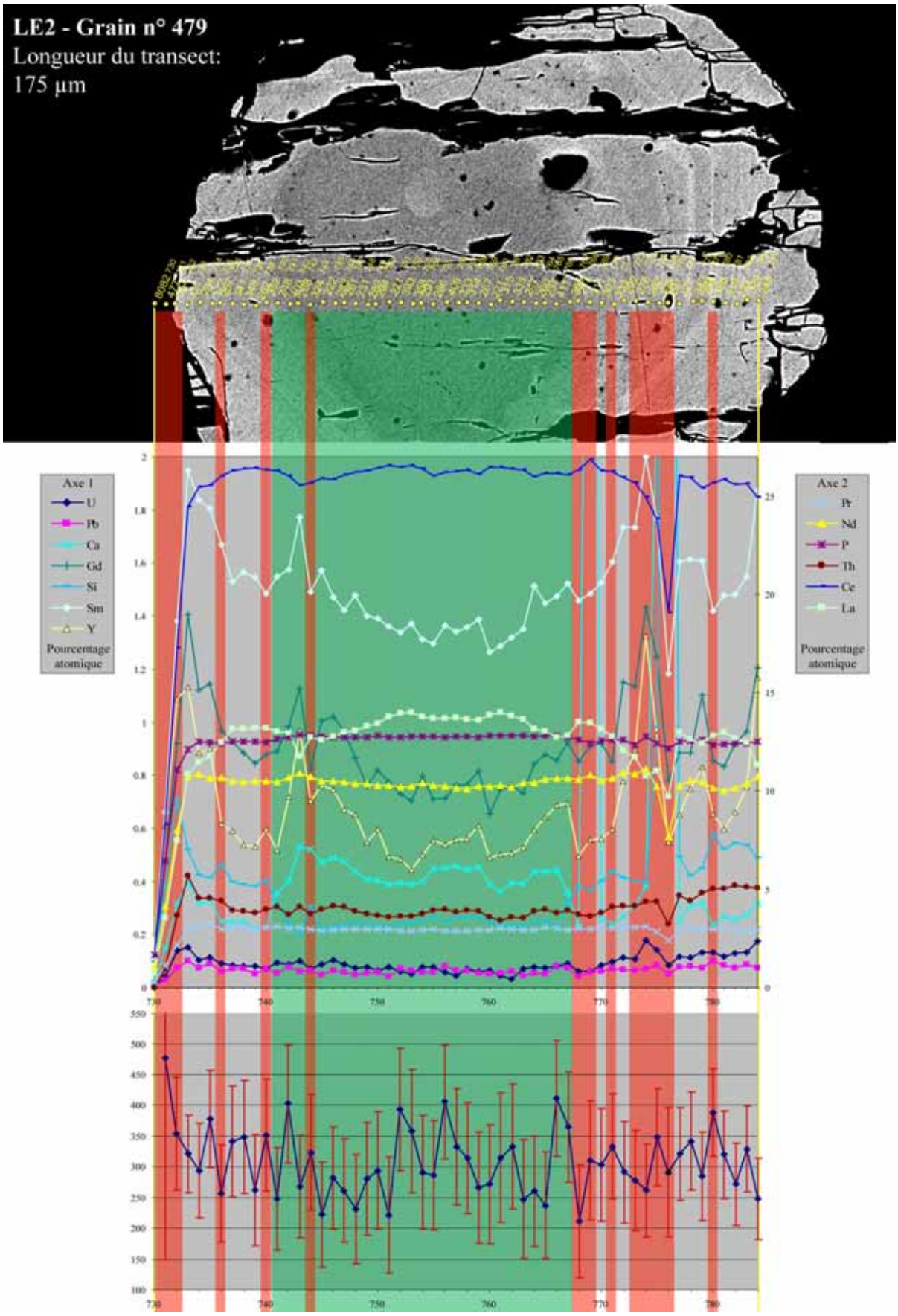
Annexe E-5 (suite): transects chimiques et âges ponctuels calculés des grains de monazites analysés provenant du massif d'Irixo (échantillon IR1).



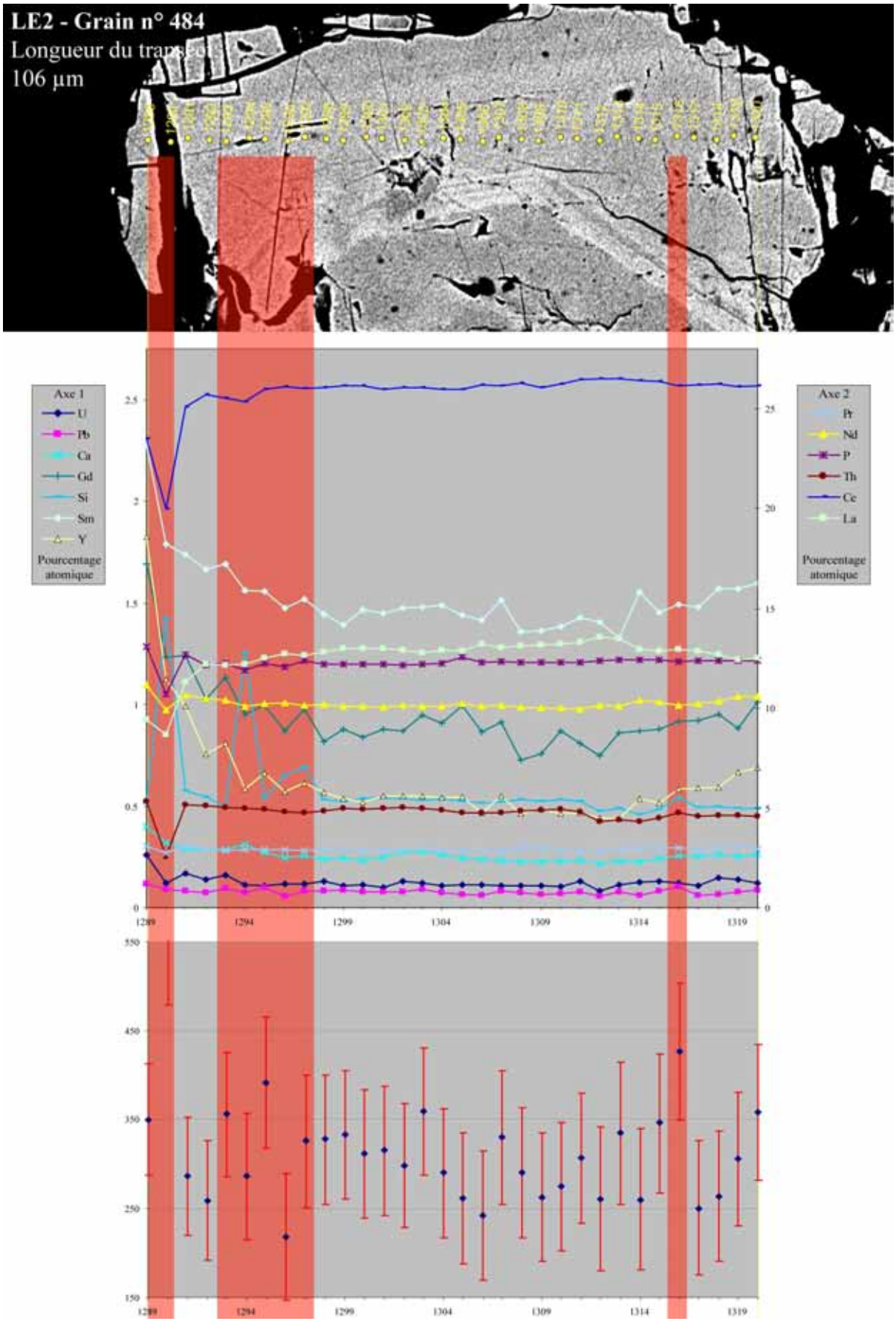
Annexe E-6 : transects chimiques et âges ponctuels calculés des grains de monazites analysés provenant du massif de Ribadavia (échantillon LE2).



Annexe E-6 (suite) : transects chimiques et âges ponctuels calculés des grains de monazites analysés provenant du massif de Ribadavia (échantillon LE2).



Annexe E-6 (suite) : transects chimiques et âges ponctuels calculés des grains de monazites analysés provenant du massif de Ribadavia (échantillon LE2).



Annexe E-6 (suite) : transects chimiques et âges ponctuels calculés des grains de monazites analysés provenant du massif de Ribadavia (échantillon LE2).

Annexe F :

Analyses microsonde & calculs d'âges ponctuels des monazites par massif

Annexe du chapitre VII

Les données sont dans un fichier sur le cédérom

Annexe G :

Résultats analytiques $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur les granites et les minéralisations

LABORATOIRE DE GEOCHRONOLOGIE DE GEOSCIENCES RENNES

Données analytiques $^{40}Ar/^{39}Ar$:

$^{40}Ar_{atm}$ = ^{40}Ar atmosphérique.

$^{40}Ar^*$ = ^{40}Ar radiogénique.

Ca = produit de l'interférence neutronique sur le calcium

K = produit de l'interférence neutronique sur le potassium

Age (Ma) = âge calculé en utilisant les constantes de désintégration recommandées par Steiger and Jäger 1977.

L'erreur est à 1σ et n'inclut pas l'erreur sur la valeur du paramètre J.

Les facteurs de correction pour les isotopes produit lors de l'interférence neutronique pendant l'irradiation dans le réacteur de McMaster sont $(^{39}Ar/^{37}Ar)_{Ca}$ = $7{,}06.10^{-4}$, $(^{36}Ar/^{37}Ar)_{Ca} = 2{,}79.10^{-4}$ et $(^{40}Ar/^{39}Ar)_K = 2{,}95.10^{-2}$.

Etape	$^{40}Ar_{Atm.}$ (%)	$^{39}Ar_K$ (%)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$	Age (Ma)		
CE1	**biotite**		**J=0,01454198**				
1	74,81	3,51	0,0490	11,35	275,7	±	6,2
2	24,00	0,74	0,0550	11,41	277,1	±	5,9
3	16,71	2,42	0,1110	11,94	289,0	±	1,8
4	6,36	14,7	0,0190	12,37	298,6	±	0,9
5	2,58	13,23	0,0040	12,42	299,6	±	0,7
6	1,80	10,37	0,0090	12,45	300,3	±	0,7
7	1,91	32,12	0,0100	12,50	301,3	±	0,6
8	2,67	16,2	0,0160	12,45	300,4	±	0,6
9	1,96	4,68	0,0520	12,45	300,3	±	1,1
10	2,73	2,03	0,1570	12,37	298,5	±	2,3
CE1	**muscovite**		**J=0,01453938**				
1	64,61	0,24	0,0000	5,53	139,6	±	18,7
2	12,09	0,38	0,0050	10,86	264,5	±	11,7
3	12,64	0,48	0,0120	11,40	276,8	±	8,6
4	10,79	0,78	0,0000	11,73	284,1	±	5,6
5	2,93	1,33	0,0000	12,43	299,9	±	2,3
6	0,85	2,47	0,0020	12,46	300,6	±	1,6
7	0,46	5,49	0,0030	12,41	299,3	±	0,8
8	0,36	1,93	0,0040	12,42	299,6	±	1,9
9	0,00	24,29	0,0010	12,43	299,7	±	0,6
10	0,00	9,12	0,0010	12,40	299,0	±	1,0
11	0,22	8,26	0,0020	12,38	298,7	±	0,8
12	0,00	21,27	0,0010	12,43	299,7	±	0,6
13	0,24	15,1	0,0030	12,43	299,7	±	0,7
14	0,49	8,85	0,0050	12,43	299,7	±	1,1
PVi1	**biotite**		**J=0,01453417**				
1	75,72	2,7	0,1000	10,85	264,2	±	6,7
2	10,80	12,13	0,0300	11,65	282,3	±	0,9
3	1,89	32,36	0,0180	12,33	297,4	±	0,6
4	1,39	18,39	0,0320	12,34	297,7	±	0,6
5	1,10	12,82	0,0000	12,38	298,5	±	0,9
6	2,02	10,21	0,0560	12,33	297,4	±	0,9
7	2,61	11,4	0,0600	12,35	298,0	±	1,1

Etape	$^{40}Ar_{Atm.}$ (%)	$^{39}Ar_K$ (%)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$	Age (Ma)		
PVi1	**muscovite**		**J=0,01453417**				
1	68,30	0,28	0,2410	8,15	202,0	±	13,5
2	8,81	0,64	0,0860	12,91	310,4	±	6,2
3	6,06	0,78	0,0850	12,46	300,4	±	4,3
4	1,11	8,95	0,0080	12,48	300,9	±	0,6
5	0,43	4,9	0,0010	12,46	300,3	±	0,9
6	1,17	6,33	0,0020	12,46	300,4	±	0,7
7	0,44	36,61	0,0010	12,48	300,8	±	0,5
8	0,78	9,16	0,0030	12,43	299,7	±	0,5
9	1,00	7,81	0,0040	12,37	298,3	±	0,6
10	0,88	5,82	0,0030	12,38	298,6	±	0,9
11	0,55	5,55	0,0030	12,44	300,0	±	1,4
12	0,88	10,51	0,0060	12,42	299,5	±	1,0
13	4,17	2,68	0,0220	12,07	291,8	±	1,7
IR1	**biotite**		**J=0,01454198**				
1	55,54	1,96	0,0400	11,43	277,4	±	3,9
2	23,74	0,53	0,0000	11,75	284,7	±	4,2
3	14,74	1,48	0,0000	11,97	289,6	±	2,1
4	4,87	8,12	0,0000	12,23	295,5	±	0,6
5	3,03	9,46	0,1820	12,20	294,7	±	0,6
6	2,86	8,85	0,1870	12,21	294,9	±	0,5
7	2,17	14,48	0,0130	12,26	296,1	±	0,9
8	1,86	12,18	0,0200	12,28	296,6	±	0,7
9	0,87	13,83	0,0240	12,33	297,5	±	0,6
10	0,83	11,39	0,0190	12,33	297,5	±	0,6
11	1,26	10,29	0,0190	12,28	296,6	±	0,6
12	2,28	4,65	0,0140	12,12	292,9	±	0,8
13	2,97	2,76	0,0380	12,15	293,5	±	0,9
IR1	**muscovite**		**J=0,01454981**				
1	52,95	0,32	0,0000	9,68	237,7	±	9,3
2	10,76	0,79	0,1490	12,39	299,1	±	3,2
3	2,24	2,09	0,1130	12,49	301,4	±	1,3
4	1,11	2,3	0,0000	12,46	300,8	±	1,6
5	0,03	13,18	0,0530	12,40	299,3	±	0,6
6	0,20	12,95	0,0000	12,37	298,7	±	0,5
7	0,09	23,97	0,0040	12,36	298,4	±	0,5
8	0,39	8,49	0,0210	12,33	297,7	±	0,6

Etape	$^{40}Ar_{Atm.}$ (%)	$^{39}Ar_K$ (%)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$	Age (Ma)		
9	0,37	4,48	0,0000	12,31	297,2	±	1,0
10	0,25	4,94	0,1800	12,32	297,4	±	0,8
11	0,32	3,87	0,0550	12,31	297,3	±	0,9
12	0,54	5,47	0,1730	12,36	298,4	±	0,7
3	0,09	17,16	0,0840	12,38	298,8	±	0,8
CH5	**biotite**		**J=0,01456025**				
1	62,12	1,03	0,0000	12,42	300,1	±	7,9
2	24,03	0,85	0,0000	12,03	291,3	±	3,9
3	7,34	4,93	0,0330	12,40	299,5	±	0,9
4	2,43	12,14	0,0220	12,58	303,5	±	1,2
5	1,55	8,51	0,0250	12,68	305,7	±	1,1
6	1,38	11,28	0,0390	12,68	305,7	±	0,9
7	0,95	12,92	0,0220	12,73	306,8	±	0,7
8	0,78	19,63	0,0200	12,75	307,2	±	0,5
9	0,83	10,67	0,0110	12,77	307,7	±	0,6
10	1,17	15,12	0,0230	12,79	308,1	±	0,7
11	1,34	2,91	0,0620	12,77	307,8	±	1,7
CH5	**muscovite**		**J=0,01457071**				
1	20,99	0,63	0,0250	11,20	272,8	±	7,5
2	9,68	0,57	0,0640	12,12	293,6	±	10,9
3	11,78	1,08	0,0520	12,67	305,8	±	4,8
4	1,28	18,31	0,0040	12,84	309,4	±	0,9
5	0,65	18,99	0,0060	12,81	308,9	±	0,8
6	0,44	25,33	0,0010	12,82	309,1	±	0,6
7	0,47	6,95	0,0020	12,75	307,4	±	1,0
8	0,64	7,08	0,0060	12,76	307,8	±	1,5
9	0,43	21,06	0,0030	12,87	310,2	±	0,9
LE2	**biotite**		**J=0,01458119**				
1	59,77	3,16	0,1560	9,32	230,0	±	4,8
2	18,74	1,21	0,4310	10,22	250,7	±	9,4
3	5,99	7,15	0,0590	11,53	280,4	±	1,8
4	2,15	9,88	0,0340	11,89	288,5	±	1,3
5	1,09	14,22	0,0000	11,97	290,4	±	0,8
6	0,63	23,33	0,0010	12,04	291,9	±	0,7
7	0,46	12,4	0,0000	12,05	292,2	±	0,7
8	0,46	7,53	0,0000	12,11	293,4	±	0,9

Etape	$^{40}Ar_{Atm.}$ (%)	$^{39}Ar_K$ (%)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$	Age (Ma)		
9	1,07	14,5	0,0060	12,05	292,2	±	0,8
10	1,49	6,62	0,1470	12,00	290,9	±	0,9
BRI.8	**muscovite**		**J=0,01458905**				
1	22,39	0,52	0,0400	10,66	260,9	±	9,6
2	11,66	1,05	0,1170	11,56	281,2	±	4,9
3	3,07	3,61	0,0100	12,27	297,3	±	1,6
4	1,41	8,67	0,0050	12,29	297,5	±	1,1
5	0,77	16,02	0,0000	12,33	298,5	±	0,8
6	0,53	21,9	0,0020	12,31	298,0	±	0,7
7	0,62	16,75	0,0000	12,29	297,6	±	0,6
8	1,20	7,68	0,0070	12,23	296,4	±	1,2
9	0,36	23,8	0,0010	12,38	299,7	±	1,1
BR8.13	**muscovite**		**J=0,01459955**				
1	15,75	0,8	0,0000	12,71	307,1	±	10,8
2	2,29	1,75	0,0000	12,59	304,6	±	3,8
3	2,72	3,21	0,0000	12,57	304,0	±	2,5
4	0,16	9,83	0,0010	12,49	302,3	±	0,8
5	0,43	36,4	0,0020	12,47	301,7	±	0,6
6	2,03	2,92	0,0140	12,19	295,5	±	1,9
7	0,62	8	0,0010	12,46	301,6	±	1,1
8	0,51	9,59	0,0000	12,47	301,9	±	1,0
9	0,30	27,51	0,0010	12,48	302,1	±	0,8
BR8.2	**muscovite**		**J=0,01461007**				
1	47,16	0,27	0,0000	12,30	298,3	±	7,1
2	8,88	0,4	0,0000	12,99	313,5	±	5,9
3	5,35	0,54	0,0000	12,64	305,8	±	4,3
4	2,51	0,61	0,0000	12,25	297,2	±	2,7
5	1,34	3,66	0,0000	12,44	301,3	±	0,8
6	0,46	9,71	0,0060	12,46	301,8	±	0,8
7	1,17	11,17	0,0040	12,45	301,6	±	0,6
8	0,30	17,55	0,0050	12,45	301,7	±	0,7
9	0,19	36,77	0,0020	12,48	302,2	±	0,5
0	0,44	5,78	0,0080	12,41	300,8	±	1,0
11	0,47	4,5	0,0060	12,44	301,3	±	1,2
12	0,80	9,04	0,0080	12,44	301,3	±	0,6

Etape	$^{40}Ar_{Atm.}$ (%)	$^{39}Ar_K$ (%)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$	Age (Ma)		
MA36	**muscovite**		**J=0,0146206**				
1	36,87	0,48	0,2240	11,45	279,4	±	15,2
2	15,65	1,15	0,0870	12,19	296,0	±	3,8
3	9,69	0,95	0,0980	12,57	304,5	±	6,2
4	1,22	25,08	0,0060	12,49	302,7	±	0,7
5	0,85	6,45	0,0170	12,43	301,3	±	1,0
6	0,00	8,12	0,0100	12,50	302,9	±	0,9
7	0,14	10,77	0,0100	12,49	302,7	±	0,8
8	0,28	17,1	0,0100	12,48	302,4	±	0,6
9	0,32	12,79	0,0140	12,50	302,9	±	1,1
10	0,74	17,11	0,0080	12,50	302,8	±	0,6
MA23	**muscovite**		**J=0,01462851**				
1	9,39	1,86	0,0340	10,95	268,1	±	4,6
2	1,70	3,18	0,0000	12,53	303,7	±	3,3
3	1,04	2,38	0,0000	12,48	302,6	±	2,5
4	0,56	4,02	0,0000	12,43	301,4	±	1,8
5	0,66	36,47	0,0020	12,38	300,4	±	0,7
6	0,83	14,66	0,0060	12,33	299,2	±	0,9
7	0,51	18,94	0,0030	12,38	300,4	±	0,8
8	0,73	18,49	0,0080	12,43	301,4	±	1,3
BR10.1	**biotite**		**J=0,01465229**				
1	69,61	2,34	0,0430	11,26	275,6	±	4,0
2	25,91	1,81	0,0690	11,31	276,6	±	2,0
3	7,72	9,35	0,0100	11,99	292,0	±	0,7
4	6,36	8,72	0,0370	11,93	290,6	±	0,8
5	5,46	5,35	0,0620	11,78	287,3	±	1,1
6	4,63	6,95	0,0500	11,87	289,5	±	0,9
7	3,33	12,32	0,0130	12,05	293,3	±	0,6
8	1,78	24,25	0,0120	12,17	296,2	±	0,5
9	1,60	13,6	0,0030	12,18	296,4	±	0,6
10	3,23	11,35	0,0060	12,12	294,9	±	0,8
11	3,41	3,96	0,0120	12,13	295,3	±	1,0
BR10.1	**muscovite**		**J=0,01466818**				
1	24,29	1,47	0,0810	11,71	286,0	±	3,4
2	10,98	1,8	0,0370	12,19	296,9	±	1,9
3	7,16	2,72	0,0400	12,18	296,7	±	1,7

Etape	$^{40}Ar_{Atm.}$ (%)	$^{39}Ar_K$ (%)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$	Age (Ma)		
4	1,33	20,71	0,0050	12,38	301,1	±	0,6
5	1,28	7,35	0,0020	12,37	300,9	±	0,7
6	0,41	19,36	0,0020	12,37	300,9	±	0,6
7	0,54	19,68	0,0030	12,37	300,8	±	0,6
8	0,55	5,81	0,0110	12,35	300,4	±	1,3
9	0,58	7,93	0,0000	12,39	301,4	±	1,3
10	0,12	13,15	0,0070	12,46	303,0	±	1,1
BR10.4	**muscovite**		**J=0,01468146**				
1	28,46	0,67	0,0500	11,73	286,8	±	6,3
2	6,87	4,39	0,0110	12,53	304,8	±	1,1
3	1,29	2,19	0,0210	12,39	301,6	±	1,8
4	1,25	9,28	0,0070	12,43	302,5	±	0,7
5	0,38	36,29	0,0030	12,45	303,0	±	0,5
6	0,37	24,07	0,0050	12,42	302,3	±	0,6
7	0,15	7,56	0,0020	12,45	303,0	±	1,4
8	0,46	9,28	0,0020	12,42	302,3	±	1,0
9	0,93	6,27	0,0100	12,39	301,5	±	1,0
BR8.15	**biotite**		**J=0,01469475**				
1	49,20	1,6	0,0270	10,37	256,0	±	4,3
2	21,80	1,18	0,0000	10,30	254,3	±	3,3
3	2,94	14,64	0,0000	11,91	291,0	±	0,7
4	1,45	11,67	0,0000	12,17	296,9	±	0,8
5	1,09	15,84	0,0050	12,33	300,5	±	0,7
6	0,68	14,19	0,0160	12,35	301,0	±	0,5
7	0,62	13,04	0,0130	12,38	301,5	±	0,5
8	0,66	11,85	0,0000	12,42	302,5	±	0,7
9	1,32	12,54	0,0000	12,60	306,5	±	0,7
10	2,06	3,45	0,0240	12,67	308,2	±	1,3
BR8.15	**muscovite**		**J=0,01470807**				
1	24,20	0,6	0,1200	12,18	297,5	±	6,5
2	34,07	1,36	0,0370	12,09	295,4	±	3,1
3	0,51	9,23	0,0070	12,35	301,3	±	0,8
4	0,39	3,88	0,0000	12,31	300,3	±	1,0
5	0,72	6,58	0,0000	12,36	301,5	±	0,7
6	0,20	31,41	0,0000	12,39	302,1	±	0,7
7	0,20	22,46	0,0020	12,36	301,4	±	0,7

Etape	$^{40}Ar_{Atm.}$ (%)	$^{39}Ar_K$ (%)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$	Age (Ma)		
8	0,63	9,55	0,0060	12,31	300,2	±	1,1
9	1,20	5,55	0,0240	12,27	299,4	±	1,4
10	0,67	9,39	0,0120	12,35	301,1	±	1,4
MA16B.1	**muscovite**		**J=0,01472409**				
1	37,78	0,34	0,1390	10,99	270,7	±	18,9
2	25,09	0,6	0,0420	11,54	283,1	±	12,4
3	5,26	0,9	0,0900	12,12	296,3	±	11,5
4	0,54	2,14	0,0240	12,41	302,9	±	3,2
5	0,13	31,34	0,0030	12,41	302,8	±	0,7
6	0,00	15,37	0,0000	12,38	302,1	±	0,7
7	0,17	37,17	0,0000	12,41	302,8	±	0,8
8	0,39	12,15	0,0000	12,43	303,3	±	1,1
BR5.1	**muscovite**		**J=0,01473746**				
1	24,44	0,73	1,3960	10,13	251,1	±	2,3
2	3,26	3,04	0,1060	12,33	301,2	±	0,8
3	1,08	12,27	0,0800	12,32	301,2	±	0,5
4	1,08	6,67	0,0540	12,32	301,1	±	0,7
5	0,54	24,84	0,0380	12,29	300,5	±	0,5
6	0,19	6,4	0,0660	12,28	300,1	±	0,6
7	0,38	10,63	0,0830	12,25	299,5	±	0,5
8	0,54	5,78	0,2330	12,27	299,9	±	0,6
9	0,19	3,77	0,2860	12,28	300,3	±	0,8
10	0,07	8,44	0,1140	12,28	300,1	±	0,7
11	0,15	7,89	0,0720	12,30	300,7	±	0,8
12	0,04	9,2	0,1460	12,37	302,1	±	0,7
BR10.8	**biotite**		**J=0,01475086**				
1	58,11	1,58	0,1100	10,82	267,3	±	4,1
2	3,29	33,2	0,0140	12,20	298,7	±	0,5
3	1,23	19,78	0,0180	12,24	299,6	±	0,5
4	0,71	15,05	0,0160	12,27	300,2	±	0,6
5	0,52	13,24	0,0250	12,29	300,6	±	0,6
6	1,14	5,55	0,0160	12,16	297,8	±	0,9
7	1,61	10,06	0,0000	12,07	295,7	±	0,9
8	1,44	1,53	0,0000	12,31	301,2	±	2,3
BR10.8	**muscovite**		**J=0,01476428**				

Etape	$^{40}Ar_{Atm.}$ (%)	$^{39}Ar_K$ (%)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$	Age (Ma)		
1	22,64	0,91	0,1430	11,16	275,2	±	10,6
2	24,78	2,55	0,0800	12,27	300,5	±	3,6
3	0,75	16,18	0,0030	12,42	303,9	±	0,8
4	0,27	25,9	0,0010	12,35	302,3	±	0,6
5	0,41	17,16	0,0000	12,32	301,7	±	0,7
6	0,59	13,17	0,0070	12,29	300,9	±	1,2
7	0,34	15,1	0,0110	12,36	302,5	±	1,3
8	0,69	9,02	0,0170	12,32	301,5	±	1,2
BR10.13	**muscovite**		**J=0,01478042**				
1	20,76	1,16	0,0210	12,59	307,9	±	5,5
2	8,94	2,84	0,0110	12,50	305,9	±	2,4
3	2,51	14,41	0,0060	12,42	304,2	±	0,8
4	0,73	49,53	0,0010	12,36	302,8	±	0,6
5	1,38	12,18	0,0080	12,32	302,0	±	0,9
6	0,84	14,18	0,0350	12,32	301,9	±	0,9
7	2,02	5,7	0,0950	12,26	300,6	±	1,2

Annexe H :

Résultats analytiques $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur les granites

LABORATOIRE « DYNAMIQUE DE LA LITHOSPHERE», MONTPELLIER

Données analytiques $^{40}Ar/^{39}Ar$:

$^{40}Ar_{atm}$ = ^{40}Ar atmosphérique.

$^{40}Ar^*$ = ^{40}Ar radiogénique.

$^{39}Ar_K$ = produit de l'interférence neutronique du potassium

$^{37}Ar_{Ca}$ = produit de l'interférence neutronique du calcium.

Les facteurs de correction pour les isotopes produit lors de l'interférence neutronique pendant l'irradiation dans le réacteur de McMaster sont $(^{39}Ar/^{37}Ar)_{Ca}$ = 7,06.10^{-4}, $(^{36}Ar/^{37}Ar)_{Ca}$ = 2,79.10^{-4} et $(^{40}Ar/^{39}Ar)_K$ = 2,95.10^{-2}.

Les étapes de calcul en caractères gras font partie du calcul de l'âge plateau ;

Age (Ma) = âge calculé en utilisant les constantes de décroissance de Steiger and Jäger 1977.

L'erreur est à 1σ et n'inclut pas l'erreur sur la valeur du paramètre J.

Etape	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{38}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$	$^{36}Ar/^{39}Ar$ (.10^{-3})	% $^{39}Ar_K$ libéré	$^{40}Ar^*$ (%)	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$	Age (Ma)	± 1σ (Ma)
J= 0,009734 BE8 biotite									
1	43.114	0.034	0.00000	94.378	1.24	35.28	15.21	249.21	3.37
2	20.792	0.015	0.00228	12.235	8.07	82.54	17.16	278.85	1.61
3	19.095	0.013	0.00443	2.734	13.56	95.69	18.27	295.48	1.11
4	18.699	0.013	0.00364	1.947	41.97	96.84	18.11	293.04	0.64
5	18.254	0.013	0.00047	0.971	60.92	98.34	17.95	290.70	0.61
6	18.285	0.013	0.00000	1.123	67.86	98.1	17.94	290.50	1.14
7	17.597	0.012	0.00246	0.585	74.26	98.93	17.41	282.56	0.82
8	18.035	0.013	0.02601	1.270	77.27	97.84	17.65	286.14	1.29
9	17.573	0.013	0.00000	1.191	83.30	97.91	17.21	279.51	0.91
10	17.869	0.012	0.00000	0.706	86.24	98.75	17.64	286.10	1.91

Etape	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{38}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$	$^{36}Ar/^{39}Ar$ ($.10^{-3}$)	% $^{39}Ar_K$ libéré	$^{40}Ar^*$ (%)	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$	Age (Ma)	± 1σ (Ma)
11	17.566	0.011	0.00000	0.019	93.01	99.88	17.55	284.61	3.87
12	17.851	0.017	0.02461	0.305	94.72	99.42	17.75	287.64	2.82
13	16.711	0.014	0.00000	2.223	95.82	95.98	16.04	261.85	2.52
14	18.352	0.014	0.03240	3.972	100.00	93.53	17.17	278.91	0.98
BE9 muscovite									
1	23.254	0.017	0.00000	13.785	2.00	82.41	19.16	308.75	3.71
2	22.361	0.014	0.00000	10.047	3.12	86.65	19.38	11.89	2.20
3	19.867	0.013	0.00155	2.939	14.00	95.55	18.98	306.06	1.19
4	19.535	0.013	0.00605	1.682	24.80	97.38	19.02	306.66	1.23
5	19.943	0.014	0.13458	3.581	26.10	94.67	18.88	304.54	2.50
6	19.849	0.013	0.00119	3.023	49.43	95.42	18.94	305.43	0.71
7	19.456	0.013	0.00000	1.738	58.77	97.28	18.93	305.24	1.37
8	19.067	0.014	0.00000	0.495	62.25	99.15	18.91	304.91	1.07
9	19.409	0.012	0.01674	1.323	71.82	97.91	19	306.37	0.96
10	19.631	0.013	0.05309	1.948	75.11	97.01	19.04	306.97	1.26
11	19.161	0.013	0.02562	0.68	78.65	98.87	18.94	305.48	1.71
12	19.104	0.012	0.00000	0.805	84.49	98.67	18.85	304.11	1.20
13	19.041	0.012	0.00000	0.000	87.74	99.92	19.02	306.68	1.31
14	19.022	0.013	0.00000	0.043	100.00	99.85	18.99	306.21	1.21
CE1 biotite									
1	481.936	0.253	1.77561	1617.864	0.02	0.82	3.98	68.60	1131.65
2	31.896	0.023	0.00207	46.573	12.18	56.8	18.12	293.18	3.19
3	24.908	0.016	0.00080	21.728	22.28	74.16	18.47	298.47	1.48
4	23.385	0.015	0.00366	17.761	30.18	77.49	18.12	293.23	1.46
5	22.796	0.016	0.00367	15.447	38.83	79.91	18.22	294.66	1.35
6	21.403	0.015	0.00525	12.093	43.42	83.23	17.81	288.64	1.84
7	20.966	0.014	0.00312	7.385	52.07	89.52	18.77	302.87	1.78
8	22.689	0.016	0.00113	15.347	74.23	79.94	18.14	293.49	1.06
9	22.007	0.016	0.00379	13.771	79.02	81.44	17.92	290.27	1.59
10	21.69	0.014	0.00048	10.762	86.07	85.27	18.49	298.80	1.91
11	21.413	0.015	0.00495	11.778	91.22	83.68	17.92	290.19	1.69
12	20.841	0.014	0.00386	8.419	94.84	87.99	18.34	296.47	2.83
13	21.605	0.017	0.00331	12.436	96.71	82.92	17.91	290.14	3.83
14	20.545	0.014	0.00305	7.716	100.00	88.83	18.25	295.16	2.22
CE1 muscovite									
1	25.158	0.032	0.04111	61.250	0.26	28.01	7.05	119.75	14.11
2	19.168	0.012	0.00075	1.435	8.69	97.71	18.73	302.28	1.20
3	19.121	0.013	0.00216	0.913	19.49	98.51	18.84	303.88	1.86

Etape	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{38}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$	$^{36}Ar/^{39}Ar$ ($.10^{-3}$)	% $^{39}Ar_K$ libéré	$^{40}Ar^*$ (%)	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$	Age (Ma)	± 1σ (Ma)
4	19.077	0.012	0.00419	2.363	24.41	96.26	18.36	296.85	0.97
5	18.795	0.012	0.00076	0.367	50.00	99.34	18.67	301.43	0.71
6	18.932	0.012	0.00000	0.000	58.29	99.92	18.92	305.07	0.81
7	18.981	0.013	0.00225	1.095	67.75	98.21	18.64	301.00	0.78
8	29.515	0.018	0.00000	36.711	69.08	63.19	18.65	301.13	3.03
9	19.731	0.013	0.00022	3.058	73.86	95.34	18.81	303.53	1.05
10	20.668	0.014	0.00235	6.777	82.24	90.24	18.65	301.11	3.14
11	18.904	0.012	0.00231	1.198	90.48	98.05	18.54	299.40	1.05
12	19.068	0.013	0.00105	0.507	93.02	99.13	18.9	304.87	1.65
13	19.411	0.012	0.00053	1.912	94.39	97.01	18.83	303.79	2.78
14	19.099	0.012	0.00590	0.936	100.00	98.47	18.81	303.45	1.22
MA52 muscovite									
1	55.439	0.186	0.02749	159.111	0.40	15.17	8.41	142.01	18.64
2	25.765	0.084	0.01432	29.128	1.46	66.54	17.14	278.57	3.21
3	21.146	0.022	0.00042	7.612	2.44	89.29	18.88	304.55	2.71
4	20.835	0.02	0.01504	6.149	3.93	91.21	19	306.36	2.64
5	19.119	0.012	0.00311	0.509	15.82	99.13	18.95	305.62	1.33
6	19.183	0.012	0.00050	0.479	24.98	99.18	19.03	306.70	0.95
7	19.097	0.012	0.00000	0.100	28.45	99.92	19.08	307.52	1.81
8	19.102	0.012	0.00003	0.790	41.72	98.7	18.85	304.13	0.65
9	19.079	0.012	0.00067	1.018	49.97	98.34	18.76	302.80	1.44
10	19.075	0.013	0.00000	0.629	58.81	98.94	18.87	304.44	0.94
11	19.066	0.013	0.00003	0.440	65.46	99.24	18.92	305.13	0.87
12	19.274	0.013	0.00183	1.161	68.57	98.14	18.92	305.05	1.14
13	19.311	0.012	0.00070	0.749	79.01	98.77	19.07	307.40	1.40
14	19.131	0.013	0.00208	0.953	90.53	98.45	18.83	303.85	0.70
15	18.849	0.013	0.00349	1.032	93.18	98.3	18.53	299.31	1.66
16	19.358	0.013	0.00420	0.777	99.36	98.73	19.11	307.99	1.07
17	18.982	0.012	0.01020	1.834	100.00	97.07	18.43	297.77	4.08
PV1									
biotite									
1	126.133	0.09	0.00000	380.338	2.20	10.88	13.73	226.39	10.65
2	28.416	0.025	0.00000	39.459	3.84	58.91	16.74	272.50	3.83
3	25.952	0.023	0.00000	28.105	5.04	67.94	17.63	285.90	2.43
4	20.954	0.019	0.00194	7.201	16.28	89.77	18.81	303.51	0.99
5	19.611	0.018	0.00668	2.661	36.95	95.91	18.81	303.49	0.59
6	19.393	0.019	0.02228	2.612	42.36	95.95	18.61	300.49	1.17
7	19.692	0.017	0.01350	3.289	55.73	94.99	18.71	301.94	0.64
8	20.044	0.018	0.00594	4.710	64.62	92.98	18.64	300.92	1.14
9	20.009	0.018	0.01687	4.937	67.01	92.64	18.54	299.42	1.12
10	20.569	0.019	0.02696	5.723	74.45	91.71	18.86	304.30	1.98

Etape	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{38}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$	$^{36}Ar/^{39}Ar$ ($.10^{-3}$)	% $^{39}Ar_K$ libéré	$^{40}Ar^*$ (%)	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$	Age (Ma)	± 1σ (Ma)
11	20.05	0.018	0.01040	4.576	78.77	93.18	18.68	301.60	1.37
12	20.056	0.017	0.03360	4.732	82.60	92.96	18.65	301.05	1.49
13	20.229	0.018	0.00254	4.423	85.94	93.46	18.91	304.93	1.92
14	20.023	0.019	0.00000	4.033	88.64	93.97	18.82	303.59	1.01
15	20.286	0.018	0.00329	4.586	100.00	93.24	18.92	305.06	0.66
PV1 muscovite									
1	22.906	0.016	0.00000	12.473	2.22	83.84	19.21	309.42	2.63
2	19.848	0.013	0.00237	3.427	29.28	94.82	18.82	303.64	0.63
3	19.064	0.012	0.00284	1.180	33.39	98.09	18.7	301.86	1.70
4	19.153	0.013	0.00297	1.178	68.12	98.1	18.79	303.20	0.61
5	19.211	0.012	0.01931	1.113	74.55	98.21	18.87	304.38	1.06
6	19.291	0.013	0.00000	1.218	77.41	98.05	18.92	305.13	1.50
7	19.282	0.011	0.03171	0.970	81.42	98.45	18.98	306.02	1.43
8	19.021	0.013	0.00000	0.751	86.33	98.75	18.78	303.05	1.36
9	19.138	0.011	0.07919	0.761	87.99	98.77	18.9	304.83	2.15
10	18.933	0.013	0.02443	0.420	90.51	99.27	18.8	303.34	2.13
11	19.308	0.013	0.03629	1.407	100.00	97.78	18.88	304.53	1.57

Aportaciones de un estudio integrado sobre las relaciones entre granitos y mineralizaciones filonianas de Au y Sn-W en un marco tardi orogénico (Cadena Hercínica, Galicia central, España).

Resumen:

El área Esquistosa de Galicia Central está ubicada en la parte noroccidental de España (Galicia), en la zona interna de la Cadena Hercínica. Durante la evolución tardi-orogénica de la zona, se emplazaron cuatro generaciones de granitos, denominados G1 (335 Ma), G2 (322 Ma), G3 (318 Ma) y G4 (303 Ma). En los alrededores de estos macizos se ubican diques y sills de granito y pegmatita asociados a filones de Au y Sn-W. Los filones auríferos están espacialmente asociados a los granitos G3, mientras los filones con Sn y W lo están a los G2. El estudio estructural ha puesto en evidencia una deformación continuada que abarca desde el emplazamiento de los granitos hasta la formación de las mineralizaciones. Según el estudio mineralógico, los sistemas Au y Sn-W son similares, tanto desde el punto de vista de la deformación como de la evolución del relleno de los filones. Los fluidos son mayoritariamente acuo-carbónicos; algunas inclusiones fluidas son salmueras. Las dataciones $^{40}Ar/^{39}Ar$ de los granitos y de las mineralizaciones (alrededor de 300 Ma) son interpretadas como una reactivación térmica, o bien como la edad en la cual el conjunto se encontró a temperaturas de 300 – 400°C. La edad de las mineralizaciones permanece desconocida aun cuando nuestros datos petrográficos y estructurales sugieren una edad próxima a la del granito encajante para cada uno de los sistemas.

Se propone un modelo general en el que el conjunto de los granitos se emplazan en el transcurso de una fase de deformación compleja a la cual se asocian un acortamiento E-W y una deformación por cizalla de bajo buzamiento y vergencia norte. Este evento se considera el resultado de una extrusión lateral producto de la continuación de la convergencia E-W. El cizallamiento subhorizontal se localiza en un despegue extensional lístrico cuyos, bordes oriental y occidental son respectivamente: una zona de cizalla dextra (disposición en escalón dextro de los granitos G3) y la zona de cizalla sinistra de Couso. La formación de las mineralizaciones está ligada a inestabilidades mecánicas originadas en el techo de los plutones. De esta forma, el papel de los granitos sería a la vez térmico y reológico pero, teniendo en cuenta que la naturaleza de las mineralizaciones (Sn-W o Au) está en función de la naturaleza de los granitos, también químico.

Palabras clave: Cadena Hercínica, Galicia, NW España, Granito, Mineralizaciones Au y Sn-W, Evolución tardi-orogénica, Estudio petroestructural, Fluido

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)

Résumé :

Le Domaine Schisteux de Galice Centrale (DSGC) se situe dans le NW de l'Espagne (Galice) et appartient à la zone interne de la chaîne hercynienne. Durant son évolution tardi-orogénique, il est affecté par la mise en place de quatre générations de granites nommés G1 (335 Ma), G2 (322 Ma), G3 (318 Ma) et G4 (303 Ma). Des dykes et sills de granite et pegmatite associés à des filons à Au et Sn-W se rencontrent autour de ces massifs. Les filons aurifères sont spatialement associés aux granites G3 et les filons Sn-W sont associés aux G2. L'étude structurale démontre l'existence d'un continuum de déformation depuis l'emplacement des granites jusqu'à la formation des minéralisations. Les études minéralogiques montrent que les systèmes Au et Sn-W présentent des similitudes quant à la déformation et l'évolution du remplissage des filons. L'étude des inclusions fluides montre la présence dominante de fluides aquo-carboniques, même si des saumures ont été identifiées. Les datations Ar/Ar des granites et des minéralisations (*ca.* 300 Ma) sont interprétées comme résultant d'un resetting thermique ou bien comme étant l'âge de passage aux températures de 300-400°C de l'ensemble. L'âge des minéralisations reste inconnu même si nos données pétro-structurales sont en faveur d'un âge proche du granite hôte pour chacun des systèmes.

Un modèle général est proposé dans lequel l'ensemble des granites se met en place au cours d'une phase de déformation complexe associant un serrage E-W et une déformation cisaillante à vergence nord. Cet évènement est interprété en terme d'extrusion latérale en réponse à la poursuite de la convergence EW. Il se localise dans une demi-cuillère limitée à l'Est par une zone de cisaillement dextre (alignement en échelon dextre des granites G3) et vers l'Ouest par la zone de cisaillement senestre de Couso. Les minéralisations se forment à la faveur d'instabilités mécaniques formées au toit des plutons. Ainsi, le rôle des granites serait à la fois thermique, rhéologique mais aussi chimique puisque la nature des minéralisations (Sn-W ou Au) dépend de la nature des granites.

Mots clés : Chaîne hercynienne, Galice, NW Espagne, Granite, Minéralisations Au et Sn-W, Evolution tardi-orogénique, Etude pétrostructurale, Fluide.

Contribution of an integrated study to the relationships between vein-type deposits (Au and Sn-W) in late orogenic settings. (Hercynian belt, central Galicia, Spain)

Abstract :

The "Domaine Schisteux de Galice Centrale" (DSGC) is located within the NW Spain (Galicia), within internal part of the Hercynian domain. The late-orogenic evolution is characterized by the emplacement of four granites called G1 (335 Ma), G2 (322 Ma), G3 (318 Ma) and G4 (303 Ma). Pegmatite and granite dykes and sills associated with gold and Sn-W lodes are found around the intrusions. Gold-bearing lodes are linked to the G3 and Sn-W ones to G2. Structural data demonstrated that deformation is continuous since granite emplacement until mineralization. The mineralogical and textural characteristics are similar for Au and Sn-W systems. Fluid inclusion study reveals that aquo-carbonic fluids are dominant although high-salinity fluids are found. The Ar/Ar dating of granites and ore-bearing veins (*ca.* 300 Ma) were interpreted to traduce the effects of Ar resetting or, alternatively, to record cooling through temperatures of 300-400°C. The age of mineralization remains unknown but certainly close to those of the neighbouring granite, based on petro-structural arguments.

A general model of evolution of the study area is proposed and discussed in conclusion. This model implies that the granites were emplaced during an unique and continuous tectonic event characterized by EW shortening and North-directed shearing. It has been interpreted as the result of lateral escape, coeval with the ongoing EW hercynian compression, and control by a half spoon-shape geometry, limited to the East by a dextral shear zone (G3 granites "en echelon" alignment) and, to the west, by the left-lateral shear zone of Couso. Mineralizations were formed in favour of mechanical instabilities developed on top of the granite. Indeed, granites play a thermal, rheological and also chemical role in ore concentration, as the nature of the granite infer on the nature of the mineralization (i.e., Au or Sn-W).

Keywords : Hercynian Belt, Galicia, NW Spain, Granite, Au and Sn-W mineralizations, Late-orogenic evolution, Petro-structural study, Fluid

Discipline : Sciences de la Terre et de l'Atmosphère

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO) – UMR 6113 CNRS/Université d'Orléans - Bâtiment Géosciences - Rue de Saint Amand, B.P. 6759, 45067 Orléans Cedex 2, France.